

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

имени М.В. ЛОМОНОСОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

ГАБДУЛЛИН РУСЛАН РУСТЕМОВИЧ

**ВЫСОКОТОЧНАЯ ЦИКЛИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ
ФАНЕРОЗОЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ КАК ОСНОВА ДЛЯ
АКТУАЛЬНЫХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ И
ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ**

1.6.2 – Палеонтология и стратиграфия

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

доктора геолого-минералогических наук

в 2 книгах

Книга 1

Научный консультант:

доктор геолого-минералогических наук,

профессор

Никишин Анатолий Михайлович

Москва – 2023

СОДЕРЖАНИЕ

Книга 1

Содержание.....	2
Введение.....	5
Актуальность исследования.....	5
Степень разработанности темы исследования.....	6
Цели и задачи.....	7
Объект и предмет исследования.....	8
Фактический материал и методы исследования.....	8
Достоверность полученных результатов.....	9
Апробация.....	10
Структура и объем работы.....	11
Личный вклад автора.....	11
Научная новизна работы.....	13
Основные защищаемые положения.....	14
Теоретическая и практическая значимость.....	15
Глава 1. Современное состояние и проблемы в области корреляции разрезов и палеогеографических реконструкций на локальном, региональном и глобальном уровне.....	17
1.1. Современное состояние и проблемы в области корреляции разрезов.....	30
1.2. Современное состояние и проблемы в области палеогеографических реконструкций.....	36
Глава 2. Материал и методика диссертационного исследования.....	46
2.1. Петрографические методы.....	48
2.2. Геохимические методы.....	48
2.3. Физические методы.....	53
2.4. Палеонтологические методы.....	55
2.5. Палеоэкологические методы.....	55
2.6. Стратиграфические методы.....	56
2.7. Математические методы анализа геологических процессов.....	61
Глава 3. Высокоточная циклическая корреляция сложно построенных разрезов фанерозоя Северной Евразии	69
3.1. Разрезы палеозоя.....	69
3.1.1. Каменноугольная система. Нижний отдел.....	69
3.1.2. Каменноугольная система. Средний и верхний отделы.....	81

3.1. Разрезы мезозоя.....	88
3.2.1. Восточно-Европейская платформа.....	88
3.2.2. Горный Крым.....	98
3.2.3. Большой Кавказ.....	109
Глава 4. Маркирующие двухэлементные циклиты как инструмент региональных и глобальных палеогеографических реконструкций позднего мела.....	112
4.1. Применение комплекса методов высокоточной стратиграфии для локальных и региональных палеогеографических реконструкций.....	112
4.2. Применение комплекса методов высокоточной стратиграфии для глобальных палеогеографических реконструкций.....	115
4.2.1. Реперные циклиты у сеноман-туронской границы.....	119
4.2.2. Реперные циклиты у мел-палеогеновой границы.....	135
Глава 5. Региональные палеогеографические реконструкции Северной Евразии.....	160
5.1. Региональные палеогеографические реконструкции для седиментационных систем триасового периода.....	160
5.2. Региональные палеогеографические реконструкции для седиментационных систем юрского периода.....	169
5.3. Региональные палеогеографические реконструкции для седиментационных систем мелового периода.....	187
5.3.1. Восточно-Европейская платформа.....	187
5.3.2. Горный Крым.....	207
5.3.3. Большой Кавказ.....	219
5.4. Региональные палеогеографические реконструкции для седиментационных систем неогенового периода.....	225
Глава 6. Палеогеографические реконструкции Северного полушария.....	229
6.1. Литолого-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика разрезов осадочных бассейнов мезо-кайнозоя высоких широт.....	230
6.1.1. Гренландское, Норвежское и Баренцево море, архипелаг Шпицберген.....	231
6.1.2. Акватория Баренцева моря.....	237
6.1.3. Акватория Карского моря.....	261
6.1.4. Акватория моря Лаптевых	271
6.1.5. Акватория Северного-Ледовитого океана	292
Книга 2	
6.1.6. Акватория Восточно-Сибирского моря.....	3
6.1.7. Акватория Охотского моря.....	7

6.1.8. Акватория моря Бофорта (север полуострова Аляска и дельта реки Маккензи).....	13
6.1.9. Бассейн Свердруп.....	28
6.1.10. Акватория моря Ванделя, остров Гренландия.....	38
6.2. Литолого-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика разрезов осадочных бассейнов мезо-кайнозоя низких широт.....	44
6.2.1 Лиссабонская (Лузитанская) впадина и Западный внутренний бассейн.....	44
6.2.2 Кантабрийские горы.....	50
6.2.3 Балеарские острова.....	57
6.2.4. Иберийский полуостров.....	64
6.2.5. Аквитанская и Воконтская впадины.....	74
6.2.6. Горный Крым.....	79
6.2.7. Тамань.....	102
6.2.8. Акватория Черного моря.....	105
6.2.10. Северный и Центральный Кавказ.....	120
6.2.11. Акватория Каспийского моря.....	131
6.2.12. Туркменистан.....	134
6.3. Астрономо-климатическая цикличность в разрезах мезо-кайнозоя Северной Евразии.....	151
6.4. Модель климатической истории Северного полушария в мезо-кайнозое.....	157
6.4.1. Высокие широты.....	157
6.4.2. Низкие широты.....	163
Заключение.....	176
Список литературы.....	178
Приложения.....	247
Приложение 1. Условные обозначения.....	248
Приложение 2. Климатическая история регионов акватории Баренцева и Карского морей в юрско-современное время.....	249
Приложение 3. Климатическая история регионов акватории моря Лаптевых и Охотского моря в юрско-современное время.....	250
Приложение 4. Климатическая история района п-ва Аляска в юрско-современное время.....	251
Приложение 5. Климатическая история регионов бассейна Свердруп и о-ва Гренландия в юрско-современное время.....	252
Приложение 6. Модель климатической истории Северного полушария.....	253

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Развитие геологии в третьем тысячелетии нацелено на детализацию получаемых результатов. Одной из ключевых проблем геологии является точность датирования времени образования геологических тел, последовательности и длительности геологических событий, корректности понимания геологической истории развития, из которой вытекают и другие спорные вопросы. Правильность понимания хронологии этих событий позволяет корректно оценивать эволюцию осадочных бассейнов, времени, места и масштабов генерации и накопления полезных ископаемых.

Местный палеогеографический фактор чаще оказывает более сильное влияние на седиментацию, чем общепланетарные процессы, что приводит к существенным различиям в строении рядом расположенных осадочных разрезов и частой невозможности проследить отдельные пласты между ними в силу перерывов в осадконакоплении, резкой фациальной изменчивости или изменении скорости седиментации. В то же время сопоставить разрезы соседних регионов (провинций) бывает намного легче, чем внутри них, например, известная проблема межскважинной корреляции («прыгающие», ступенчатые границы).

Огромный массив геологической информации содержится в фондовой литературе – отчетах производственных организаций. С течением времени использовать стратиграфическое расчленение, выполненное в середине прошлого века, сегодня уже не получается, но и терять массивы информации было бы неверно, тем более, что она постоянно используется при геологическом картировании.

Таким образом, возрастает актуальность разработки и апробации методики высокоточной корреляции с использованием легко опознаваемых внутри- и межконтинентальных пластовых циклитов-маркеров, которые в свою очередь являются следами геологических событий регионального или глобального масштаба. Эти события связаны с изменением палеогеографических параметров седиментационной системы (палеоглубина, палеосоленость, палеотемпературы). Такая методика позволяет актуализировать материалы геологических работ прошлых лет, используя его при геологическом картировании и других работах по исследованию недр, а также оптимизировать процесс бурения и геологического исследования скважин.

Палеогеографические реконструкции – неотъемлемая часть региональной и поисковой геологии. Дальнейшая детализация условий седиментации в осадочных бассейнах востребована как для понимания геологической истории Земли в целом (включая прогноз на будущее [Rockström et al., 2009]), так и ее отдельных регионов, но также и в прикладном приложении

геологии – для поиска и разведки полезных ископаемых, инженерно-геологических изысканий при строительстве.

Степень разработанности темы исследования. К настоящему моменту накоплен большой массив фактической информации по палеогеографическим условиям формирования осадочных толщ. Имеются обобщающие работы с компилятивными кривыми палеотемператур для фанерозоя [Scotese et. al., 2021 и др.]. В объяснительных записках к государственным геологическим картам России и зарубежных стран в разделах об истории геологического развития приведены данные о палеогеографических условиях. Вместе с тем, в подавляющем большинстве случаев дается качественная и полуколичественная оценка типа климата (тропический, близкий к тропическому и т.д.), палеоглубины (прибрежно-континентальная обстановка, мелководно-морская и т. д.), палеосолености (нормальная, опресненный или осолоненный бассейн). Тенденции к изменению этих палеогеографических параметров описываются как «климат стал более (или менее) тропическим», «бассейн стал более (или менее) соленым или глубоким». С такими качественными или полуколичественными оценками трудно не согласиться, но они не дают конкретных количественных значений, а значит по ним невозможно провести детальные палеогеографические реконструкции.

Существует множество методов определения палеотемператур, как и самих температурных показателей. Подробнее об этом написано в параграфе 1.2.1.

Вариации палеосолености бассейна оценивают с помощью геохимических отношений Sr/Ba , Ca/Sr , C^{12}/C^{13} и содержания B, Ba, S, Cr, Cu, Ga, Ni и V (их концентрация в морских осадках выше, чем в пресноводных), по литолого-минералогическим и палеонтологическим (стеногалинные и эвригалинные организмы, «живые ископаемые») признакам.

Изменения палеоглубины бассейна определяют по отношению Fe/Mn , Ti/Mn ; модулям (титановому – ТМ, натриевому – НМ ($HM = Na_2O/Al_2O_3$), калиевому – КМ ($KM = K_2O/Al_2O_3$)), а также концентрации элементов Zn, Pb, Al, Mn, Cu, Sr, Ba. Также используют литолого-минералогические и палеонтологические (стенобатные и эврибатные организмы, «живые ископаемые») признаки.

Флуктуации температуры, солености и глубины в бассейне по геохимическим (за исключением изотопной палеотермометрии и индекса выветривания) и литолого-минералогическим признакам возможно оценить качественно или полуколичественно (например, отношение Fe/Mn).

Также существует огромное количество публикаций по результатам компьютерного моделирования климата – «мультипликация» по В.А. Захарову [2006]. Однако в зависимости от параметров, которые используются при моделировании, можно получить совершенно различные значения среднегодовых температур, а также места расположения границ

климатических поясов, что не дает возможность конкретизировать палеогеографические реконструкции. Кроме того, карты по результатам компьютерного моделирования, как правило, строятся для длительных интервалов геологического времени (минимум для века, а иногда и для эпохи или даже для периода) и по сути являются большим упрощением, результатом компиляции, что опять-таки не даёт возможность использовать их для детальных палеогеографических реконструкций, а лишь позволяет получить представление об общей климатической характеристике того или иного момента геологической истории Земли. Детализация палеогеографической обстановки крайне важна для разработки легенд к государственным геологическим картам.

На примере листа ГГК-200 L-36-XXIX (Симферополь), который является ключевым для понимания геологии и истории развития Горного Крыма, видны совершенно разные взгляды на геологическое строение. На геологической карте [Фиколина, 2009] видно большое количество структурно-фациальных зон (СФЗ) со своим набором стратонов. На ГК В.В. Юдина большинство геологических границ – тектонические, мы видим полосы развития тектонического меланжа. В итоге, это приводит к совершенно разной рисовке ГК и/или совершенно разным легендам, а значит и принципиальным различиям в понимании геологической истории одного и того же объекта исследования.

Цель и задачи. Целью данной работы являются палеогеографические реконструкции на примере разрезов фанерозоя Северной Евразии методом высокоточной циклической корреляции. Для достижения этой цели были поставлены следующие задачи:

1. Анализ и систематизация доступных данных по результатам прикладного применения методов стратиграфии (циклостратиграфия, событийная стратиграфия, секвентная стратиграфия) с целью повышения точности стратиграфического расчленения и палеогеографических реконструкций фанерозоя на примерах разрезов Северной Евразии. Получение новых и сбор опубликованных данных о литолого-геохимической, палеоэкологической, секвентно-стратиграфической, событийной и циклической характеристике разрезов фанерозоя Северной Евразии, и последующего формулирования содержания метода высокоточной циклической корреляции;

2. Проведение секвентно-стратиграфического и циклического анализов осадочных толщ фанерозоя Северной Евразии на предмет выявления реперных (маркирующих) интервалов внутри системных трактов, пригодных для локальной и региональной корреляции. Проведение глобальной высокоточной корреляции на уровне элементарных пластовых циклитов для разрезов верхнего мела. Составление, апробация и анализ геологической летописи мезо-кайнозоя Северной Евразии, используя маркирующие циклиты и рубежные моменты геологической истории;

3. Проведение анализа закономерности взаимосвязи циклов Миланковича и основных вариаций седиментационных систем, генерированных такими факторами как климат, палеогеография, тектоника и седиментация (фазы накопления определенных типов осадков) с использованием разработанной циклостратиграфической шкалы;

4. Составление детализированных локальных, региональных и глобальных палеогеографических реконструкций (палеоглубины, палеосоленость и палеотемпературы) на основании данных, полученных при изучении разрезов фанерозоя Северной Евразии с использованием комплекса методов высокоточной стратиграфии на литолого-фациальной, формационной основе.

Объект и предмет исследования. Объект исследования – разрезы фанерозоя Северной Евразии. Предмет исследования – палеогеографические реконструкции.

В качестве объектов исследования выступают комплексно изученные разрезы фанерозоя Северной Евразии высоких палеоширот (Енисей-Хатангский прогиб), средних палеоширот (Восточно-Европейская платформа и ее обрамление (Горный Крым и Большой Кавказ), а также изученные рекогносцировочно разрезы низких и низких-средних палеоширот мезокайнозойских впадин (Лиссабонской, Аквитанской, Воконтской) и Средиземноморского альпийского пояса (Кантабрийских и Андалузских гор и Гвадалquivирского краевого прогиба, Балеарских островов, Копет-Дага), периферического прогиба Аларгве (Атлантика).

Фактический материал и методы исследования. Фактическую основу настоящей диссертации составляют данные, собранные автором с 2001 года во время работы с научными и производственными организациями (ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург; ООО «ЦГИ», г. Москва; «Гидропроект-изыскания», г. Москва; «ВестСтрой-центр», г. Москва; «ГеоИнжСервис», г. Москва; «МосГипротранс», г. Москва; «Петромоделлинг», г. Москва; ОАО «ТНК-ВР Холдинг», CASP, Кембридж, Великобритания).

Лабораторно-аналитические исследования были направлены на получение подробной информации о литологической, геохимической и палеонтологической (стратиграфической и палеоэкологической) характеристики исследуемых пород и включали следующие виды и объемы работ: петрографическое исследование пород в шлифах (более 800 шт.); микрофаунистический анализ (407 проб); диатомовый (30 проб), палинологический (40 проб), макрофаунистический анализ (360 проб); определение содержания $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах (117 проб); анализ состава карбонатов газовольметрическим методом (32 пробы); рентгено-флуоресцентный анализ (681 проба); рентгено-фазовый анализ (10 проб); определение магнитной восприимчивости (100 проб).

Для стратиграфического расчленения и корреляции скважин использовались геофизические методы – гамма-каротаж (в объеме более 2 пог. км), межскважинное

сейсмоакустическое просвечивание (томография) и вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) в объеме более 10 пог км длины профилей.

Подробнее о методике исследования написано в главе 2.

Достоверность полученных результатов и апробация достигается проработкой большого объема фактического материала, хорошей корреляцией результатов, полученных автором разными методами – геохимические данные об изменении палеогеографических условий подтверждаются выводами об условиях обитания ископаемых организмов. Высокоточная корреляция достигнута за счет сочетания методов секвентной, циклической и событийной стратиграфии, позволяющего преодолеть проблему геохронности границ стратонов и сдвига биозон. Основные результаты работы опубликованы в рецензируемых изданиях, входящих в базы данных WoS, Scopus, RSCI.

Апробация. По теме диссертации опубликовано 57 статей в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базах данных WoS, Scopus, RSCI, 8 монографий и 58 тезисов и статей в материалах совещаний, основополагающий вклад в которых принадлежит соискателю. Основные результаты работы были доложены на 26 всероссийских и международных конференциях и совещаниях: Всероссийской научной конференции студентов, аспирантов и молодых специалистов «Геологи XXI века» (Саратов, 2002); Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 120-летию со дня рождения проф. Б.А.Можаровского (Саратов, 2002 г.); Всероссийской научной конференции «Геология, геохимия и геофизика на рубеже (Москва, 2002); первом Всероссийском совещании «Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии» (Москва, 2002); Всероссийской молодежной конференции «Яншинские чтения» (Москва, 2002, 2003); 3 Всероссийском литологическом совещании «Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия» (Москва, 2003); 37 тектоническом совещании «Эволюция тектонических процессов в истории Земли» (Новосибирск, 2004); Всероссийском совещании «Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые осадочных бассейнов Евразии» (Москва, 2004); IV международной конференции «Биоиниология, симметрология и синергетика в естественных науках» (Тюмень, 2004); 4 Всероссийском литологическом совещании «Осадочные процессы седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование» (Москва, 2006 г.); Всероссийском научном симпозиуме «Проблемы геологии, геоэкологии и рационального природопользования» (Саратов, 2010); Всероссийском научном симпозиуме к 80-летию со дня рождения профессора Э.А.Молостовского (Саратов, 2011); Ломоносовские чтения. Секция «Геология» (2012, 2013, 2017); 9 International Symposium on the Cretaceous System (Анкара, Турция, 2013) First International Congress on Stratigraphy «STRATI 2013» (Лиссабон, Португалия, 2013); 2nd Symposia IGCP 609 Project and Workshop “The Earth Time Sequence Stratigraphy

Workshop (Бухарест, Румыния, 2014), всероссийских научных чтениях «Проблемы региональной геологии Северной Евразии (Москва, 2014)»; 7 Всероссийском совещании «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии» (Владивосток, 2014); International Workshop on Climate and Environmental Evolution in the Mesozoic Greenhouse World and 3rd IGCP 609 Workshop on Cretaceous Sea-Level Change (Нанкин, Китай, 2015); научно-практической коференции «Сейсмические технологии» (Москва, 2015, 2017); всероссийской научно-практической студенческой конференции «Современные исследования в геологии» (Санкт-Петербург, 2015); Всероссийской конференции «Палеострат» (Москва, 2013, 2015); VIII Всероссийском литологическом совещания «Эволюция осадочных процессов в истории Земли» (Москва, 2015 г.); Всероссийской научной конференции «Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей» (Москва, 2016); всероссийском совещании «Состояние и перспективы развития Государственного геологического картографирования территории Российской Федерации и ее континентального шельфа масштаба 1:1 000 000 и 1:200 000» (Санкт-Петербург, 2017); Всероссийской научной конференции «Восточно-Европейская платформа: геология, неотектоника, геоморфология» (Москва, 2018).

Результаты работы автора – серия палеогеографических карт для мезозоя использованы в отчетах по составлению трехмерных моделей Прикаспийского и Мангышлакского бассейнов, включая рекомендации по проведению поисково-разведочных работ (ОАО «ТНК-ВР Холдинг»- ООО «Лаборатория геологии и моделирования осадочных бассейнов», 2007); созданию региональной структурно-геологической модели северной и восточной бортовых зон Прикаспийского бассейна (ОАО «ТНК-ВР Холдинг»- ООО «Деко-геофизика», 2008).

Материалы диссертационного исследования использованы в образовательной деятельности на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова: в бакалавриате в курсе «Историческая геология» и его одноименной видеоверсии на портале “teach in” (<https://teach-in.ru/course/historical-geology>); в магистратуре в курсе «Ритмичность карбонатных толщ» и одноименном учебном пособии (совместно с А.В. Ивановым, 2002 г.), его видеоверсии «Цикличность осадочных толщ» на портале “teach in” (<https://teach-in.ru/course/cyclicality-of-sedimentary-strata>); в курсе «Секвентная стратиграфия и системы осадконакопления» и его видеоверсии «Секвентная стратиграфия» на портале “teach in” (<https://teach-in.ru/course/sequential-stratigraphy-lectures>; совместно с Л.Ф. Копаевич и Е.В.Яковишиной). Материалы диссертационного исследования были использованы при реализации курса повышения квалификации «Секвентная стратиграфия и системы осадконакопления» сотрудников «ТНК-ВР» в 2010 г. (совместно с А.В. Ивановым и Л.Ф. Копаевич) и опубликованы в учебных пособиях «Тренинг по секвентной стратиграфии. Учебное пособие по

повышению квалификации специалистов» (совместно с А.В. Ивановым, А.В. Кошелевым и Л.Ф. Копаевич, 2010 г.), «Секвентная стратиграфия» (совместно с Л.Ф. Копаевич и А.В. Ивановым, 2008 г.), «Прикладная стратиграфия в инженерной и экологической геологии» (совместно с А.В. Ивановым, 2013 г.), «Введение в палеоглобалистику» (совместно с И.В. Ильиным и А.В. Ивановым, 2011 г.), «Геологическая история Бахчисарайского района Крыма (учебное пособие по Крымской практике)» (совместно с А.М. Никишиным, А.С. Алексеевым, Е.Ю. Барабошкиным, С.Н. Болотовым, Л.Ф. Копаевич, М.Ю. Никитиным, Д.И. Пановым, П.А. Фокиным и Ю.О. Гавриловым).

Полевые исследования автора легли в основу создания учебного пособия по многоволновой сейсморазведке, разработанного и опубликованного в рамках донорского гранта №31 ОАО «ТНК-ВР Холдинг» «Создание учебного курса по многоволновой сейсморазведке с использованием данных по Крымскому геологическому полигону МГУ», предоставленного компанией кафедре сейсмометрии и геоакустики геологического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова в 2007 г.

Совместно с сотрудником лаборатории геохимии осадочных пород ГЕОХИ РАН Сыромятниковым К.В. было запатентовано ПО «Indicator Paleo Climate» (свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2022660318 от 04.07.2022), осуществляющее расчёт основных петрохимических индексов, характеризующих изменения палеоклимата.

Структура и объем работы. Работа изложена на 550 страницах и состоит из введения, 6 глав и заключения, а также 6 графических приложений общим объемом 7 листов. Работа содержит 276 текстовых рисунков. Библиографический список включает 766 источников, из которых 416 на иностранных языках.

Личный вклад автора. Автор лично изучал обнажения триаса-неогена Горного Крыма (полевые работы в составе маршрутных пар Симферопольской геолого-съёмочной партии МГУ имени М.В. Ломоносова, 2015–2017 гг. в ходе работ по геологическому картированию (масштабы 1 : 200 000, 1 : 50 000, 1 : 10 000)), юры-неогена Краснодарского края (2011–2013 гг.) и Абхазии (2011 г.). В керне инженерно-геологических скважин были изучены разрезы карбона, юры, мела и квартера Московской синеклизы (2007–2017 гг.), разрезы мезо-кайнозоя Западного Кавказа (2011–2013) суммарной мощностью более 10 км. Автор участвовал в каротировании скважин и интерпретации данных ГИС.

Рекогносцировочно автором были изучены разрезы юры-палеогена Туркмении (1992, 1993 гг.), триаса Прикаспийской синеклизы (г. Большое Богдо, 1995), триаса – палеогена триаса – неогена Кантабрийских гор (2019 г.), мела-неогена Лиссабонской впадины, мезо-кайнозоя Аквитанской впадины (2019 г.), триаса и неогена Балеарских островов (2017 г.), неогена

Гвадалквивирского краевого прогиба (2019 г.), мезо-кайнозой периферического прогиба Аларгве (2018 г.), Андалузских гор (2016, 2018 г.).

В ходе диссертационного исследования автором были доисследованы лабораторно-аналитическими методами образцы, отобранные в 1996-1999 гг. из ранее описанных разрезов меловых и палеогеновых отложений Ульяновского–Саратовского прогиба и Воронежской антеклизы (Белгородская и Брянская области), рассмотренные в кандидатской диссертации [Габдуллин, 2000].

В выполненном комплексе лабораторно-аналитических исследований доля работ, в которых автор принимал непосредственное участие, включая отбор, пробоподготовку и собственно исследование, составляет: определение ископаемой макрофауны – 60%, изучение шлифов – 75%, рентгено-флюоресцентный анализ – 50%, определение изотопного состава – 50%.

Автором использован комплексный метод высокоточной планетарной корреляции на примере разрезов фанерозойских отложений, составлены циклостратиграфические шкалы для мезо-кайнозой и для мелового периода, с выделением секвенций и их системных трактов, показывающие в частности, гетерохронность верхнемеловых карбонатных отложений Русской плиты и других стратон в рамках работы РМСК по центру и югу Русской платформы. Для оценки длительности перерывов в соавторстве (вклад автора 50%) составлены карты скоростей осадконакопления в позднемеловом эпиконтинентальном бассейне Русской плиты. В соавторстве (вклад автора 33%) предложена новая методика выделения пластовых циклитов и интерпретация их генезиса на примере нижнемаастрихтских отложений оврага Токма (Горный Крым). В соавторстве для листа ГГК-200 L-36-XXIX (вклад автора 35%) разработана стратиграфическая схема расчленения дочетвертичных отложений Центрального Крыма и оценены современные проблемы четвертичной геологии центральной части Крымского полуострова, подготовлены предложения к предварительному варианту легенды Крымской серии листов Госгеолкарты-200/2, связанные с разработкой серийной легенды в процессе работы в Крымском РМСК (секция мела, председатель – С.В. Белецкий).

Автором разработан и апробирован секвентно-стратиграфический метод при инженерно-геологических исследованиях на примерах разрезов палеозоя и мезозоя Московской синеклизы и в соавторстве – нижнего мела Западного Кавказа (вклад автора 20%).

Автором проведены палеогеографические реконструкции ландшафтно-климатических условий седиментации с определением палеоглубины, палеосолености и палеотемператур для акватории Северного-Ледовитого океана и его шельфовых морей (Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Бофорта, Баффина, Гренладское), Северной Евразии и фрагментов ее распада (Западный внутренний бассейн, Восточно-Европейская платформа,

Енисей-Хатангский прогиб), Атлантического океана и Тетиса (и их окраин – Средиземноморского, Черноморско-Каспийского региона, Закаспия) по собственным данным лабораторно-аналитических исследований, палеоэкологическому анализу ранее опубликованных данных и по опубликованным данным результатов лабораторно-аналитических исследований.

Представленные в диссертационной работе обзорно-аналитические (компилятивные) разработки полностью являются авторскими.

Научная новизна работы. В ходе проведения работ по государственной геологической съемки в Горном Крыму в соавторстве получены новые данные о составе известкового нанопланктона для мел-палеогенового рубежа и палеогеновых отложений, предложена новая стратиграфическая схема расчленения дочетвертичных отложений центрального Крыма. Получены новые данные о строении сеноман-коньякских отложений западного склона Воронежской антеклизы (Брянская область). Впервые проведен циклостратиграфический и секвентный (с выделением системных тактов) анализ и корреляция сеноманских и туронских отложений, верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы, визейско-серпуховских отложений на юге Московской синеклизы.

Впервые приведена литолого-геохимическая и детализированная палеогеографическая характеристика верхнемеловых и нижнепалеоценовых разрезов Восточно-Европейской платформы и ее южных окраин (Северного Перитетиса) Ульяновско-Саратовского Поволжья (Сенгелей, Хвалынский, Вольск) и Воронежской антеклизы (Старый Оскол), титона (беденекрынской свиты, Бабуган-Яйла) и маастрихта Горного Крыма (Токма, Беш-Кош, Староселье), нижней юры-аалена Краснополянской зоны Кавказа (Красная Поляна, Эсто-Садок) и апта-маастрихта Абхахо-Рачинской зоны (Кепша), мезозоя Енисей-Хатангского прогиба (Лескинская скв.).

Впервые применен секвентно-стратиграфический и палеогеографический анализ при инженерно-геологических изысканиях, позволивший четко определить генезис многократного повторения одного и того же интервала геологического разреза (современный и древний оползневые пластины; синседиментационно-оползневой, тектонический или эвстатический механизмы), что дало возможность выделить оползни и отделить границу кровли скального массива коренных пород на примере разрезов палеозоя-мезозоя Московской синеклизы и мезозоя Западного Кавказа.

Получены новые данные о литологической характеристике и детализированы обстановки осадконакопления для ряда разрезов Горного Крыма (верхний аален-нижний байос – Строгановка, келловей-оксфорд – Судакский р-он, сеноман – пос. Кача, кампан – с. Терновка

и Трудолюбовка, маастрихт – с. Скалистое (овр. Чах-Махлы) и с. Танковое), Кавказа (келловей-верхняя юра, зона Ахцу (пос. Красная Скала (монастырь), хр. Аибга)).

В соавторстве получены новые данные по региональным палеогеографическим реконструкциям. Впервые составлены карты скоростей осадконакопления в эпиконтинентальном бассейне Русской плиты (для позднемеловой эпохи, кампанского и маастрихтского веков). Уточнены и детализированы: палеогеографическая обстановка юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу; палеогеографическая модель сеноман-туронского бескислородного события в Центральном и Восточном Причерноморье (Крым, Кавказ); геологическая история Горного Крыма в мезо-кайнозое; палеосоленость и батиметрия Еникальского пролива в восточной части океана Паратетис в сарматское время.

Впервые выделены в отложениях терминального сеномана и терминального маастрихта элементарные пластовые циклиты, позволяющие сопоставлять разрезы в региональном и глобальном масштабах.

Проведена циклостратиграфическая корреляция карбонатных разрезов терминального сеномана Европы, Африки и Северной Америки. Предложена новая методика выделения пластовых циклитов и интерпретация их генезиса на примере нижнемаастрихтских отложений оврага Токма (Горный Крым).

Впервые детализированы палеогеографические условия (построены компилятивные палеотемпературные, палеобатиметрические и палеогалинометрические кривые) для Тетиса, Арктического региона и эпиконтинентальных бассейнов мезо-кайнозоя Северной Евразии. Предложена модель климатической истории Северного полушария в мезо-кайнозое в корреляции с циклами Миланковича.

Основные защищаемые положения:

1. Метод высокоточной циклической корреляции помимо сопоставления разрезов циклостратиграфическим способом включает анализ эвстатических вариаций в секвенциях, оценку флуктуаций палеогеографических условий и климата, инверсий магнитного поля, зафиксированных по смене минерального и химического состава стратонов под воздействием астрономической цикличности.

2. Маркирующие двухэлементные пластовые циклиты на сеноман-туронском и мел-палеогеновом рубежах, прослеживающиеся в морских и континентальных разрезах северного и южного полушарий Земли и связанные с циклами эксцентриситета Земли, выделены комплексным методом высокоточной корреляции. Реперные циклиты установлены в отложениях разных палеоглубин от относительно прибрежных и мелководных, до пелагических и глубоководных.

3. Зафиксированы 12 эпох совмещения (совпадения) разнопорядковых циклов Миланковича во второй половине мелового периода, когда совпадают четные или нечетные номера циклов разных порядков, что имеет важное историко-геологическое значение. К этим эпохам приурочены фазы фосфатонакопления, рубежи большинства геохронологических подразделений позднего мела, а также 12 пачек сводного разреза Русской плиты. Рубежи внутри эвстатических мегациклов UZA (UZA-1, 2, 3, 4) соответствуют времени совпадения нечетных циклов четырех порядков, а между мегациклами – времени совмещения разных циклов четырех порядков. Эпохи совмещения четных циклов E_2^{10} , E_2^{16} , E_2^{28} , E_2^{46} происходили последовательно через 6, 12 и, затем через 18 циклов.

4. Самые существенные вариации климата и смены эпох типов климата происходили в моменты совпадения циклов эксцентриситета разных порядков. В модели климатической истории Северного полушария в мезозое-кайнозое выделена 41 фаза совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета для триас-четвертичного интервала геологической истории. В летописи осадочных бассейнов Северной Евразии, а также в океанических бассейнах – Тетисе, Бореальном и Северном-Ледовитом океане в мезо-кайнозойском интервале выделяется не менее 19 климатических циклов, выявленных по геохимическим и палеонтологическим данным и формационному анализу стратонов. С этими же рубежными моментами совпадают фазы тектоно-магматической активизации, что дает возможность считать циклы эксцентриситета одним из критериев периодизации геологической истории Земли.

Теоретическая и практическая значимость. Полученные новые данные по палеогеографическим реконструкциям на примере разрезов фанерозоя Северной Евразии, как и сам комплекс методов можно использовать при решении прикладных задач геокартирования – на государственной геологической съемке разных масштабов и при составлении серийных легенд (в том числе в работе Крымской РМСК).

Предлагаемая методология позволит существенно повысить точность результатов бурения и опробования разреза (т.е. первичной геологической документации), а также сократить финансовые расходы производственных организаций.

Полученные соискателем сведения уточняют и дополняют существующие модели геологического развития седиментационных бассейнов различных регионов, показывая пространственно-временные модели их развития и связь с закономерностями изменения состава и строения осадочных, вулканогенно-осадочных, магматических и рудных формаций. В частности, данные о палеогеографических условиях в бассейнах седиментации, являются важными параметрами при расчете их термальной истории как потенциального источника углеводородного сырья.

Благодарности. Значительная часть исследования выполнена благодаря финансовой поддержке РФФИ (гранты 15-05-03004-а «Интеграция геологических данных по Крыму, Кавказу и Черному морю», 15-05-04099 «Микропалеонтологические зональные шкалы как основа для палеогеографических реконструкций (на примере верхнемеловых отложений Русской платформы и ее южного обрамления)», 18-05-00495-а «Шельфовые и глубоководные моря России: новый взгляд на их геодинамику на основе новых сейсмических и полевых данных», 18-05-00503-а «Позднемеловые – раннепалеогеновые климатические флуктуации и их связь с колебаниями уровня моря (на примере Крымско-Кавказского региона и Русской платформы)», 18-05-70011-РА «Сейсмостратиграфия, тектоника и история геологического развития Арктики в мезозое и кайнозое как основа для изучения и освоения минеральных ресурсов региона»), грантов Президента МК 7281.2006.5 «Скорость и режим седиментации в позднемеловом бассейне Русской плиты и ее южного обрамления», НШ 5280.2006.5 «Геологическая история и тектоника континентов».

Диссертационное исследование выполнено при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского университета «Математические методы анализа сложных систем».

Автор благодарен сотрудникам Московского университета – А.М. Никишину, А.С. Алексееву, Е.Ю. Барабошкину, О.В. Зеркалю, А.В.Иванову, Л.Ф. Копаевич, Ю.В. Ростовцевой, Е.Н. Самарину, А.В. Тевелеву, А.В. Бершову, Е.А. Фортигиной, С.И. Меренковой, сотруднику Саратовского университета – Гужикову А.Ю. и членам своей семьи за обсуждение и консультации в процессе работы над диссертацией. Автор благодарен за организационно-техническую и аналитическую помощь Е.В. Яковишиной, Е.А. Бакай, А.Г. Калмыкову, Е.В. Карповой, А.Ю. Пузику, Е.Н. Самарину, Е.А. Щербининой, А.Ю. Юрченко, М.А. Афонину, Д.А. Боровой, М.А. Варзановой, Д.В. Игтисамову, М.Д. Казурову, В.А. Кисилеву, Г.К. Козловой, Т.А. Коноваловой, Е.А. Лаврентьеву, И.Р. Мигранову, Д.М. Мусиевой, Т.И. Нигмаджанову, М.В. Парахиной, О.П. Репиной, А.В. Рудаковой, А.В. Сергиенко, Б.И. Сизанову, Н.В. Толстой, С.И. Фрейману, Е.Ю. Фомину.

В процессе взаимодействия с геологами Санкт-Петербургской научной школы (ВСЕГЕИ имени А.П. Карпинского) – М.А. Шишкиным, А.С. Застрожновым, Л.Р. Семеновой, А.Ю. Вовшиной и К.В. Корольковой автор получил опыт применения новых методов и подходов, за что им благодарен.

ГЛАВА 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПРОБЛЕМЫ В ОБЛАСТИ КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ НА ЛОКАЛЬНОМ, РЕГИОНАЛЬНОМ И ГЛОБАЛЬНОМ УРОВНЕ

Акцент в диссертационном исследовании сделан на методе высокоточной циклической корреляции разрезов с целью применения их результатов для палеогеографических реконструкций.

Проведем анализ изученности современного состояния и проблем в области корреляции разрезов и палеогеографических реконструкций на локальном, региональном и глобальном уровне наукометрическим методом по числу публикаций (документов), используя российские и международные базы данных (БД), такие как научная электронная библиотека (НЭБ), Scopus, Sciencedirect. Поиск осуществлялся 08.12.2022 г. по ключевым словам публикаций. Его результат приведен на таблице 1-1.

Валовый анализ числа документов. Число документов, имеющих в ключевых словах методы стратиграфических исследований и параметры древних седиментационных систем, более-менее отражают степень научной разработанности тех или иных направлений. Данные по НЭБ можно условно принять за долю вклада российских ученых, а данные из международных БД – за степень разработанности того или иного научного направления в мире (с учетом вклада российских научных школ). В большинстве случаев показатели по числу документов коррелируют между тремя базами, расхождение может быть вызвано учетом публикаций различных типов (научные статьи, монографии, диссертации, отчеты и т.д.), например, по ключевым словам «палеоклимат», «климатостратиграфия» и др. В целом, вклад российских ученых в большинстве случаев составляет около 1/10 от их общего числа.

Валовый анализ числа документов по годам, показывает, что большинство научных направлений и подходов очень молодые, т.к. на интервал 1999–2023 гг. приходится до 80-90% от всего имеющегося объема документов (как в России, так и в мире). Таким образом, научные направления, связанные с высокоточной стратиграфией и детальной палеогеографией появились относительно недавно и сейчас динамично развиваются (и самих публикаций может быть не так и много). Выбор двух диапазонов – «за все время» и за 1999–2023 гг. обусловлен функционалом аналитического инструментария БД «Sciencedirect».

Визуализация динамики роста числа публикаций по ключевым словам, приведенным в таблице 1-1, показана на серии рисунков ниже, на которых приведены принтскрины результатов временного анализа имеющихся публикаций в БД «Scopus» (по состоянию на

08.12.2022). Резкое падение графика в конце справа связано с учетом небольшой части уже принятых к печати публикаций 2023 года (поиск осуществлялся в конце 2022 г.).

	НЭБ, русская БД (за все годы/1999-2023 гг., фильтр «Геология»)	Scopus	Sciencedirect
		международная БД (все годы/1999-2023, фильтр «Earth and Planetary Sciences»)	
Стратиграфия (рис. 1-1)	13744/12394	58101/42597	81946
Хемотратиграфия (рис. 1-2)	315/299	2226/2053	2366
Секвентная стратиграфия (рис. 1-3)	227/215	20968/15238	54646
Климатостратиграфия (рис. 1-4)	139/119	3482/2631	235
Циклостратиграфия (рис. 1-5)	92/84	899/809	1284
Циклостратиграфическая шкала (рис. 1-6)	80/75	220/208	995
Тектоностратиграфия (рис. 1-7)	57/53	1356/1189	4221
Событийная стратиграфия (рис. 1-8)	699/631	10949/8786	59257
Глобальная корреляция (рис. 1-9)	10675/10325	21076/19154	137310
Региональная корреляция (рис. 1-10)	11097/10671	18814/16063	136873
Локальная корреляция (рис. 1-11)		20492/17606	178814
Палеогеография (рис. 1-12)	8832/7938	13133/9605	10738
Палеогеографические реконструкции (рис. 1-13)	7922/2118	1623/1253	9695
Палеогеографическая модель (рис. 1-14)	5907/5324	1119/890	12044
Палеогеографическая карта (рис. 1-15)	6889/6170	569/406	12789
Палеоклимат (рис. 1-16)	2780/2605	31237/29784	18008
Скорость седиментации (рис. 1-17)	10185/9346	98200/74277	305642
Эвстатические вариации (рис. 1-18)	468/434	1662/1026	9272
Палеоглубина (рис. 1-19)	489/434	336/225	1349
Палеосоленость (рис. 1-20)	138/113	839/743	1284
Палеотемпература (рис. 1-21)	1519/1349	4075/3655	6548

Табл. 1-1. Сравнительная характеристика результатов поиска в отечественной и международных базах данных по ключевым словам, единиц документов по состоянию на 08.12.2022.

Анализ числа документов по стратиграфии (рис. 1-1) за последние 165 лет показывает тенденцию к устойчивому росту. Те же результаты для хемотратиграфии (рис. 1-2) демонстрируют циклический характер изменения публикации числа документов – с

максимумами в 2015 и 2021 гг. и тенденциями к существенному снижению их числа (на 1/3) в 2017 и 2022 гг. Изученность по проблематике секвентной стратиграфии (рис. 1-3) показывает всплеск интереса к этой теме в районе 1995, 2005 и 2020 гг., а также снижение доли публикаций между (или после) этих годов. То же самое для климатостратиграфии (рис. 1-4) характеризуется трендом к росту числа документов.

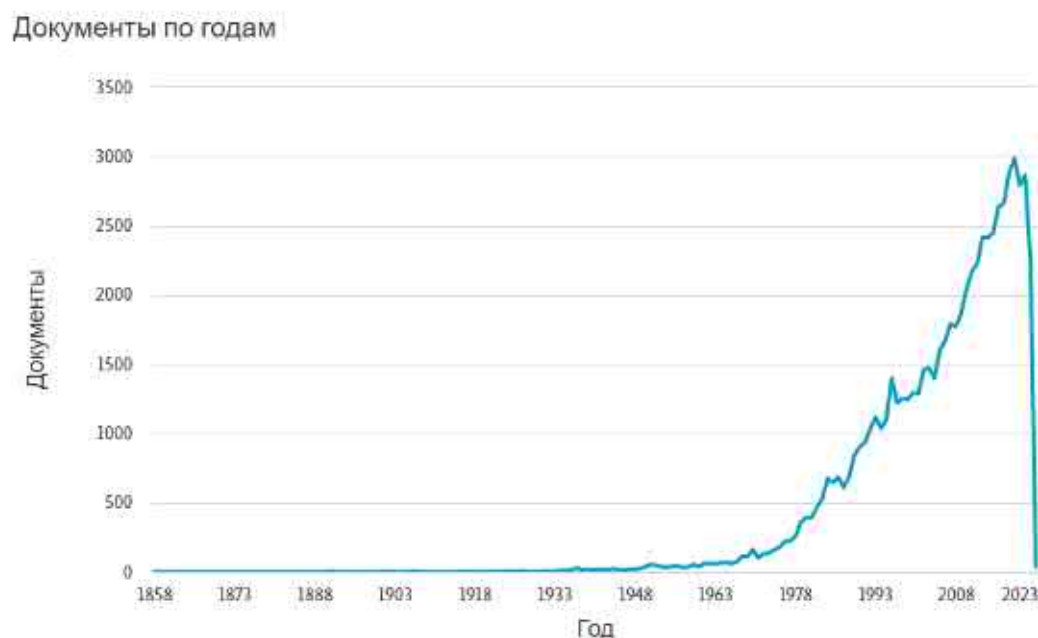


Рис. 1-1. Динамика роста числа публикаций с ключевым словом «стратиграфия» за последние 165 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

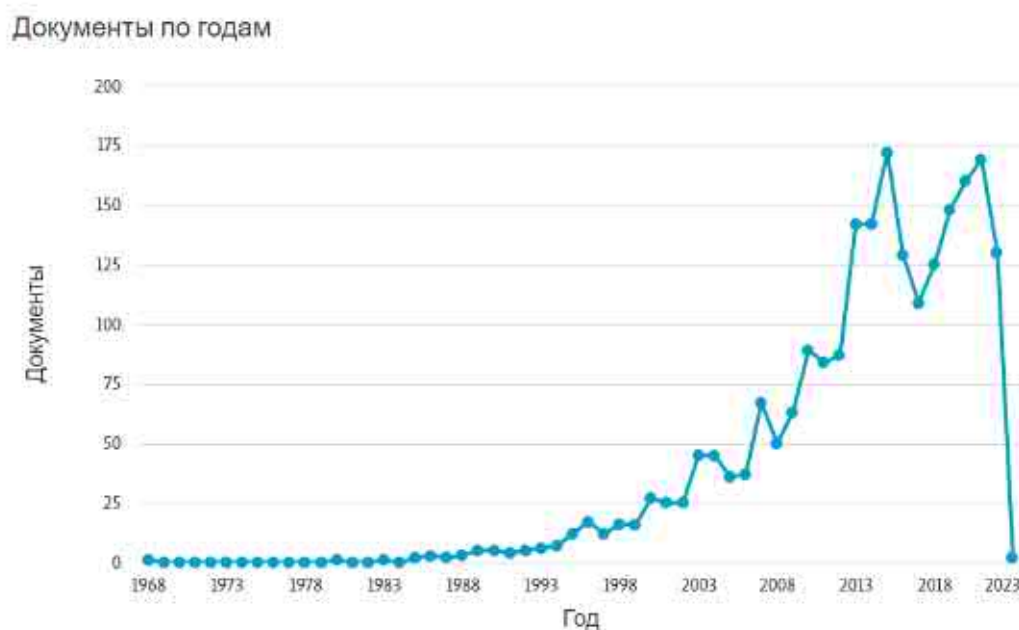


Рис. 1-2. Динамика роста числа публикаций с ключевым словом «хемотратиграфия» за последние 45 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

Документы по годам

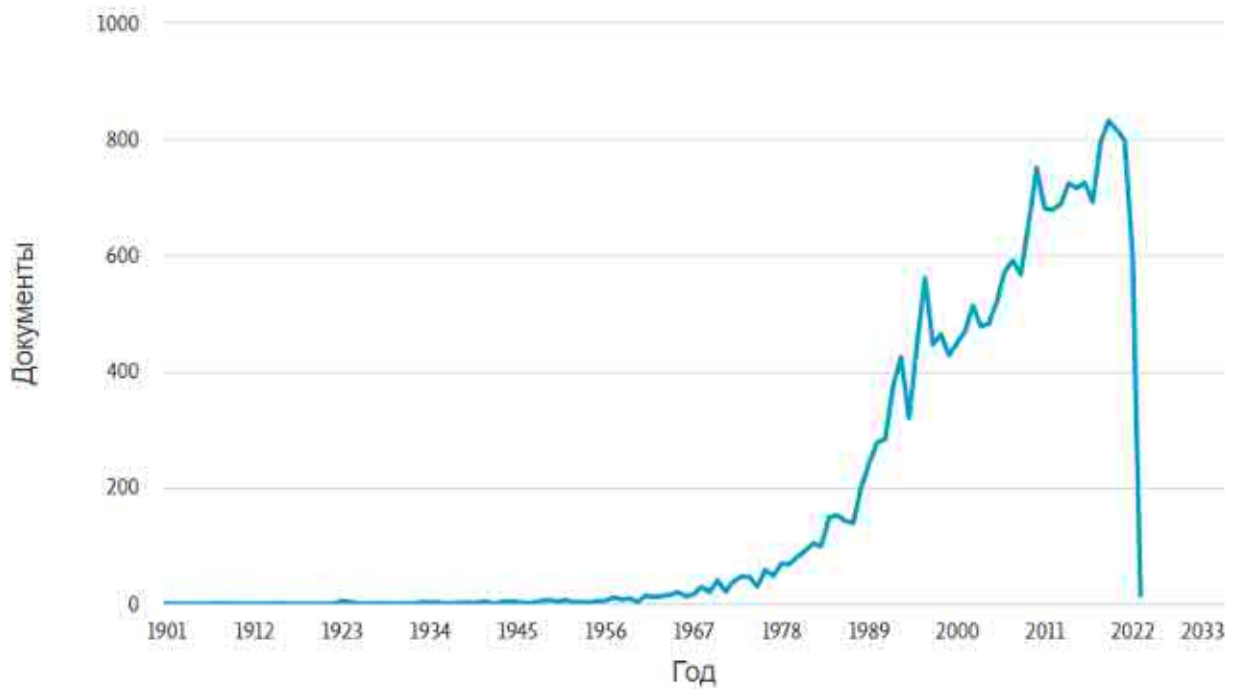


Рис. 1-3. Динамика роста числа публикаций с ключевыми словами «секвентная стратиграфия» за последние 45 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

Документы по годам

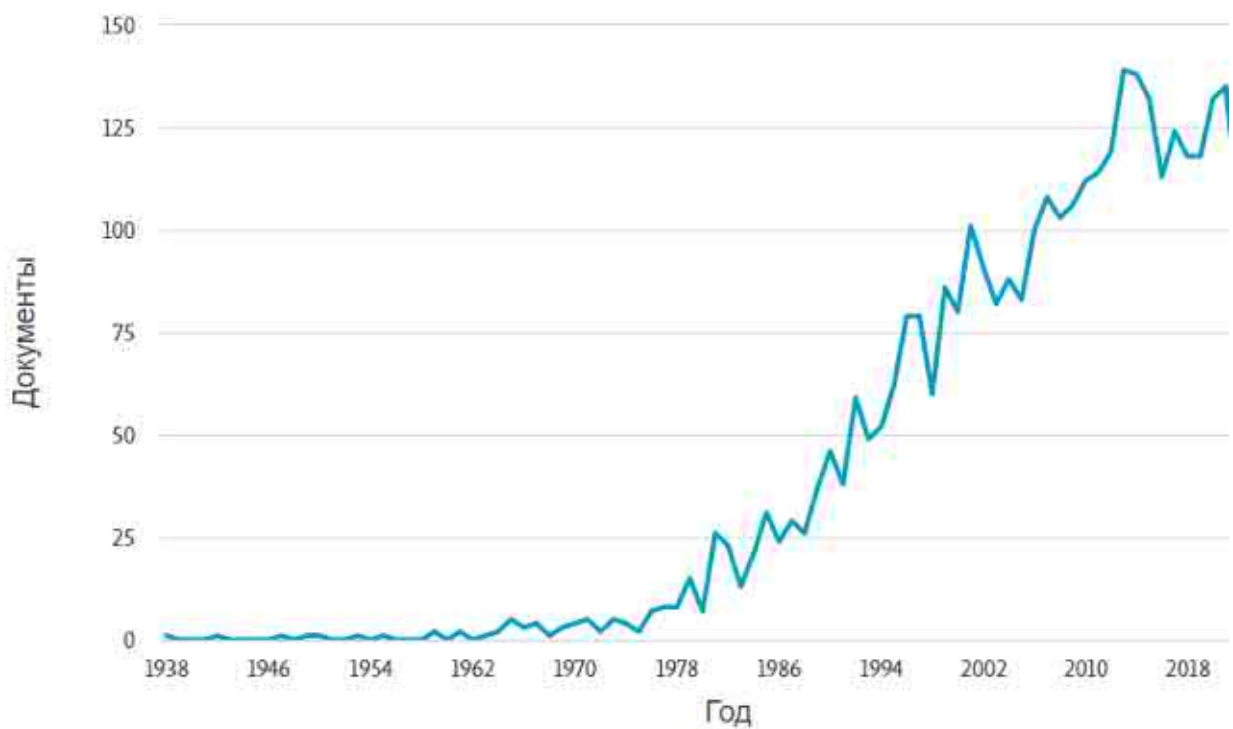


Рис. 1-4. Динамика роста числа публикаций с ключевым словом «климатостратиграфия» за последние 45 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

Анализ динамики публикаций по циклостратиграфии (рис. 1-5) показывает тренд к росту несмотря на заметные спады (до $\frac{1}{2}$ от общего объема) в публикационной активности по этой тематике в 2006, 2013 и 2016 гг. Похожее распределение для циклостратиграфических шкал приведено на рис. 1-6. Для последних двух направлений характерна стабилизация числа публикаций за последние 3 года («вышли на плато»). Тектоностратиграфия (рис. 1-7) характеризуется до 2017 года ростом, а после – спадом числа публикаций, чего нельзя сказать о событийной стратиграфии, интерес к которой постоянно растет (рис. 1-8). Востребованность в корреляционных построениях на глобальном (рис. 1-9), региональном (рис. 1-10) и локальном (рис. 1-11) уровнях постоянно растет, число публикаций увеличивается лавинообразно. Поиск по ключевым словам «палеогеография» (рис. 1-12) и «палеогеографические реконструкции» (рис. 1-13) показывает рост научного интереса к этой проблематике с небольшим спадом по числу публикаций по палеогеографии во второй половине 90-х годов. Запрос «палеогеографическая модель» (рис. 1-14) демонстрирует в исторической ретроспективе – рост числа документов, а в последние годы – кризис и спад. То же самое находим при анализе по ключевым словам «палеогеографическая карта» (рис. 1-15). Снижение числа публикаций по этой теме в 2022 году по сравнению с 2021 годом составило до 50%. О причинах этой тенденции будет написано ниже и в параграфе 1.2. Динамика числа публикаций по тематике палеоклимата (рис. 1-16) показывает общую тенденцию к росту с двумя спадами за последние 30 лет. Скорости седиментации (рис. 1-17) за последние исследуются очень активно, а число публикаций растет лавинообразно, по экспоненте. Изученность эвстатических вариаций постоянно растет (рис. 1-18), причём имеются пики всплеска интереса к этой теме, совпадающие хронологически с таковыми по направлению «секвентная стратиграфия» (рис. 1-3). Анализ динамики публикационной активности по тематике палеоглубины бассейнов седиментации (рис. 1-19) демонстрирует значительный (до $\frac{1}{2}$ от максимума в 2015 году) спад, продолжающийся в последние 7 лет, что свидетельствует на взгляд автора о кризисе методического аппарата определения палеоглубин и сложности этой проблематики. Похожая тенденция к снижению числа публикаций за 2022 год характеризует научные работы по палеосолености (рис. 1-20), что касается палеотемператур, то по ним публикации имеют динамику, схожую с работами по палеоглубине. Видно значительное сокращение (на $\frac{1}{3}$ от максимума в 2017 году) числа работ. В последнее время отмечен рост числа обзорных статей с компилятивными кривыми палеотемператур [Zachos, Stott, Lohmann, 1994; Westerhold et al., 2020 и др.] и спад числа работ с локальными палеотемпературными кривыми для конкретных геологических разрезов. Это же применимо и для других палеогеографических факторов.

Документы по годам

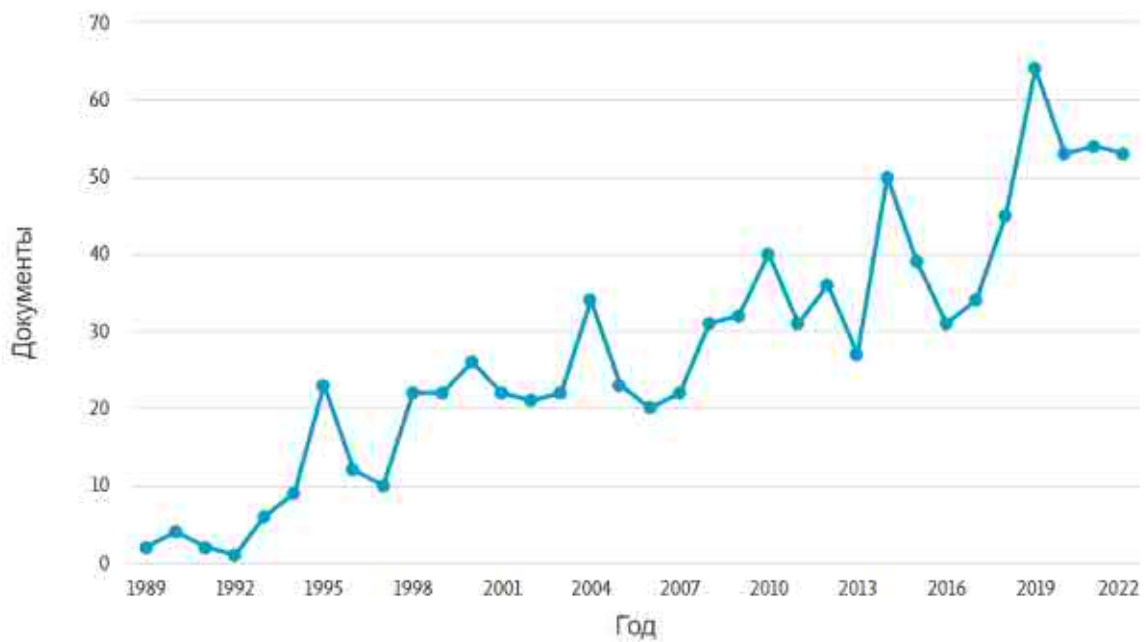


Рис. 1-5. Динамика роста числа публикаций с ключевым словом «циклостратиграфия» за последние 45 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

Документы по годам

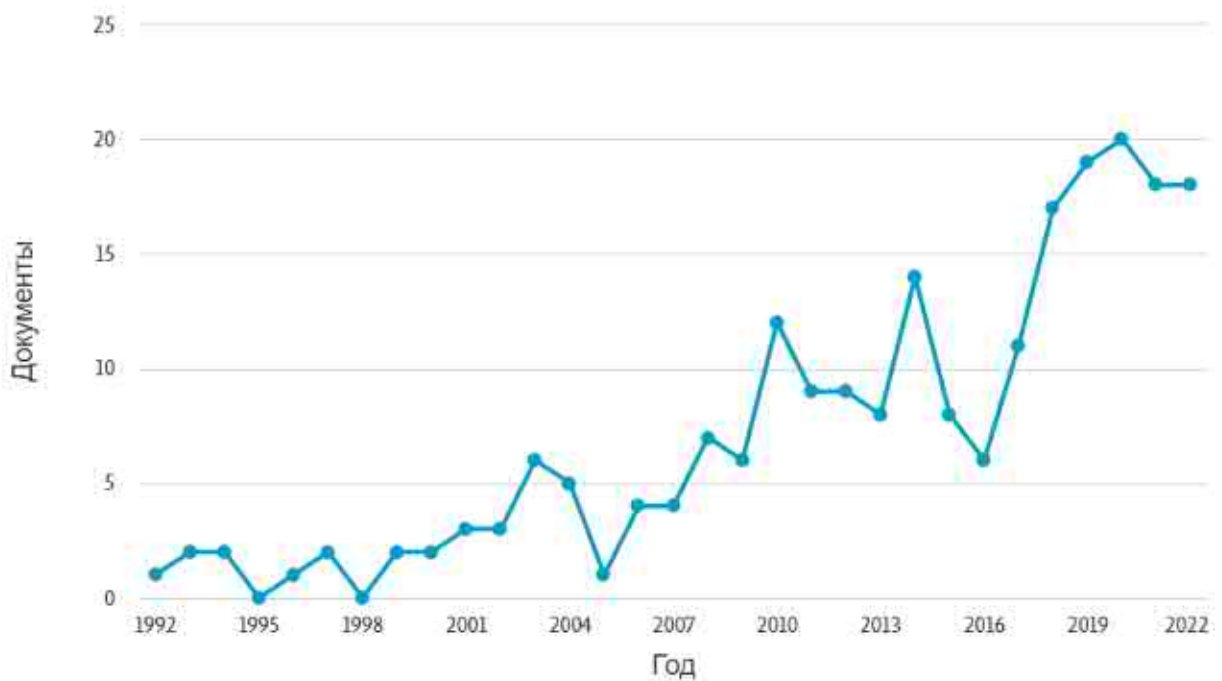


Рис. 1-6. Динамика роста числа публикаций с ключевыми словами «циклостратиграфическая шкала» за последние 80 лет по данным международной реферативной базы «Scopus»

Документы по годам

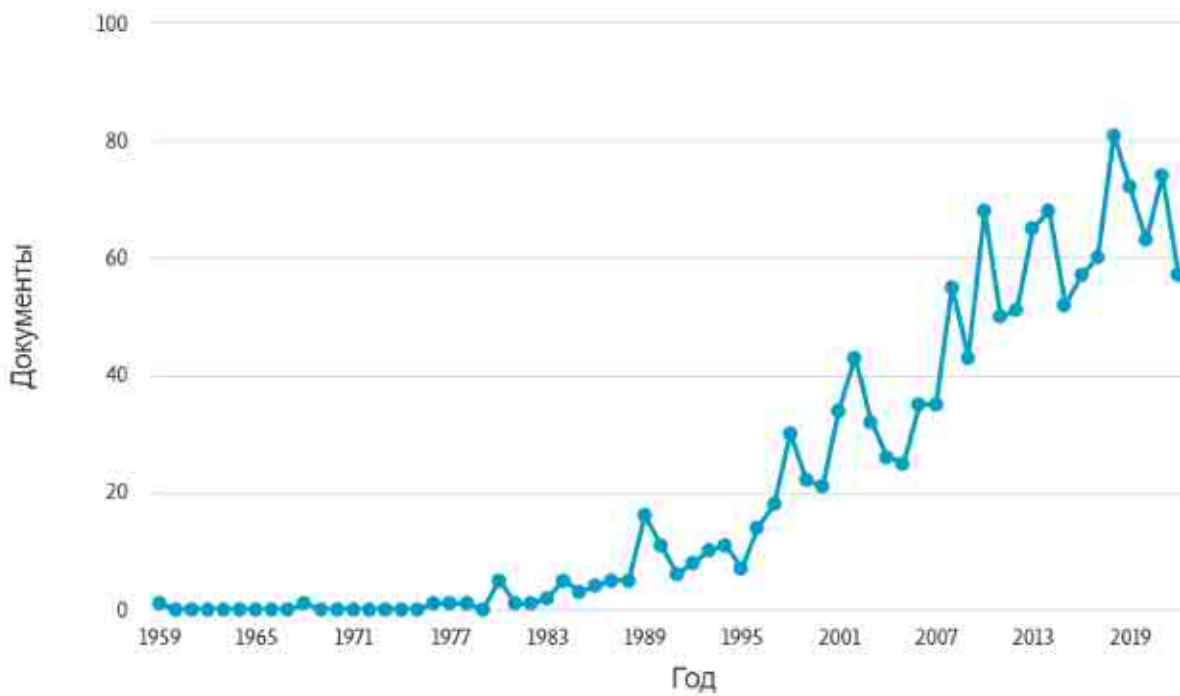


Рис. 1-7. Динамика роста числа публикаций с ключевым словом «тектоностратиграфия» за последние 63 года по данным международной реферативной базы «Scopus».

Документы по годам



Рис. 1-8. Динамика роста числа публикаций с ключевыми словами «событийная стратиграфия» за последние 80 лет по данным международной реферативной базы «Scopus»

Документы по годам

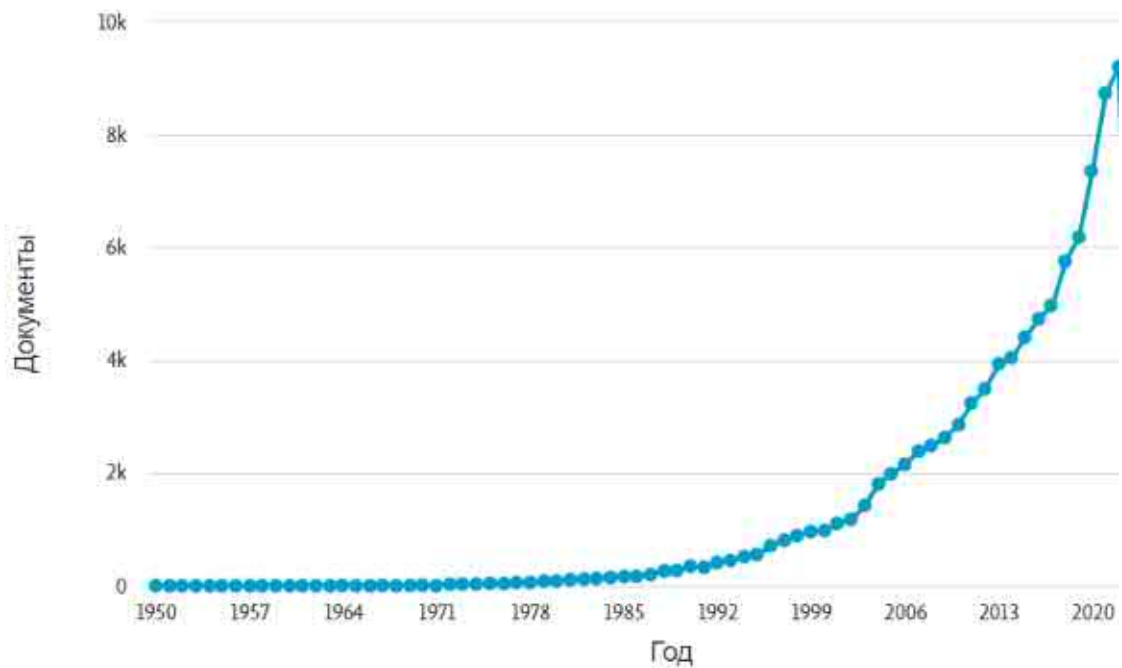


Рис. 1-9. Динамика роста числа публикаций с ключевыми словами «глобальная корреляция» за последние 70 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

Документы по годам

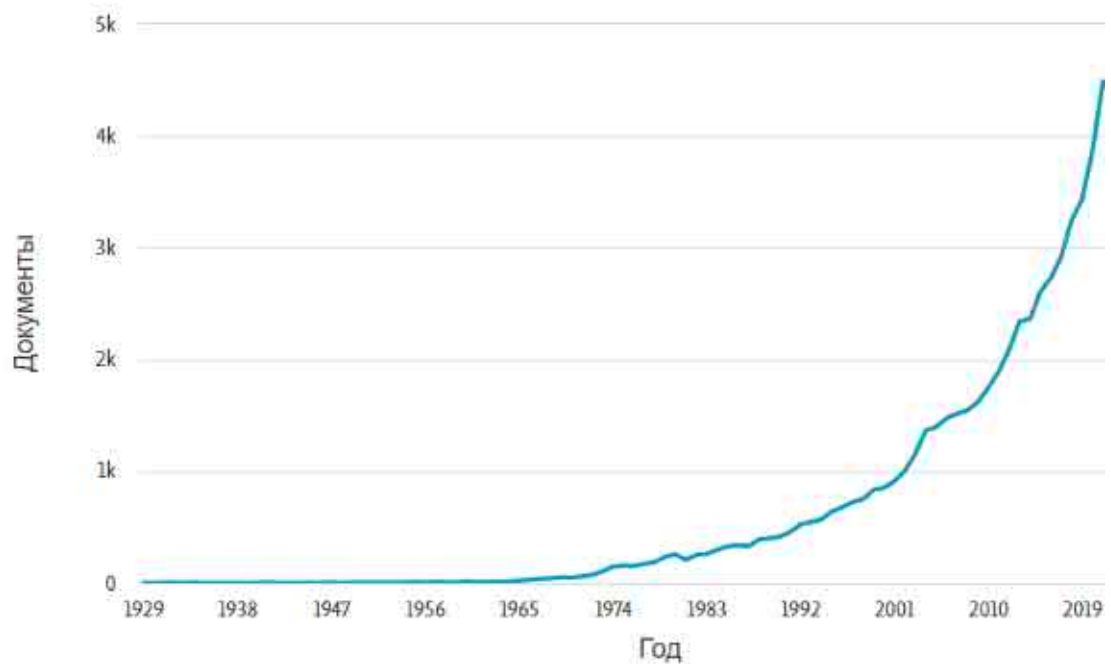


Рис. 1-10. Динамика роста числа публикаций с ключевыми словами «региональная корреляция» за последние 90 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

Документы по годам

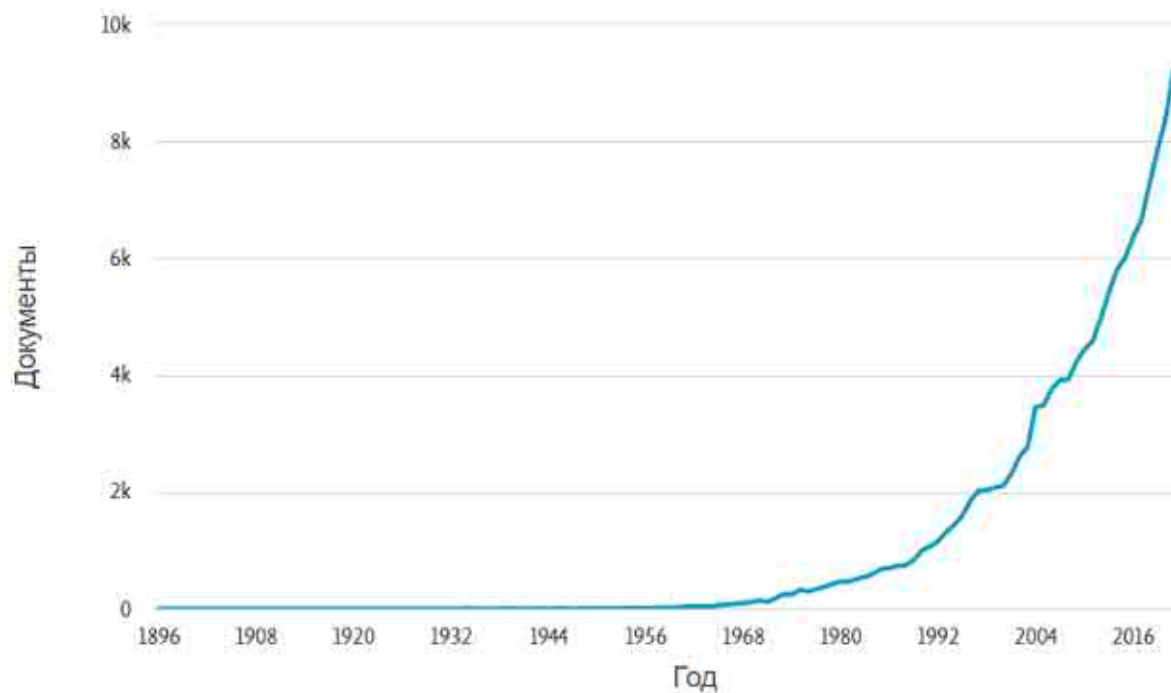


Рис. 1-11. Динамика роста числа публикаций с ключевыми словами «локальная корреляция» за последние 120 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

Документы по годам

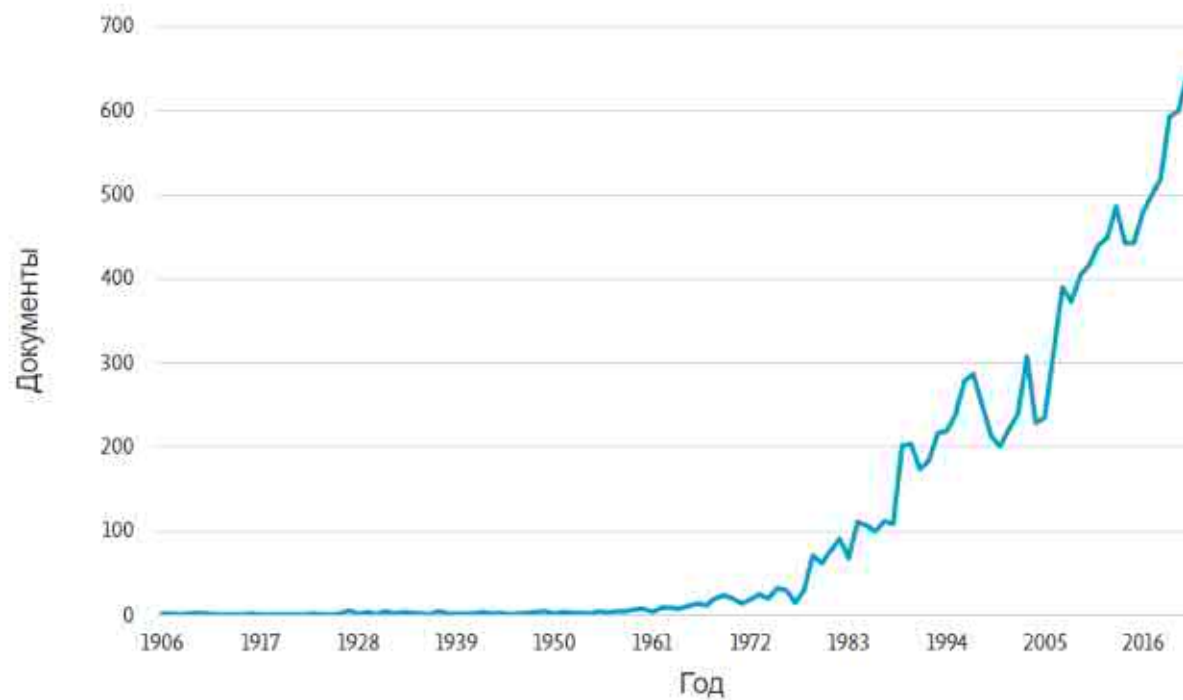


Рис. 1-12. Динамика роста числа публикаций с ключевым словом «палеогеография» за последние 100 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

Документы по годам

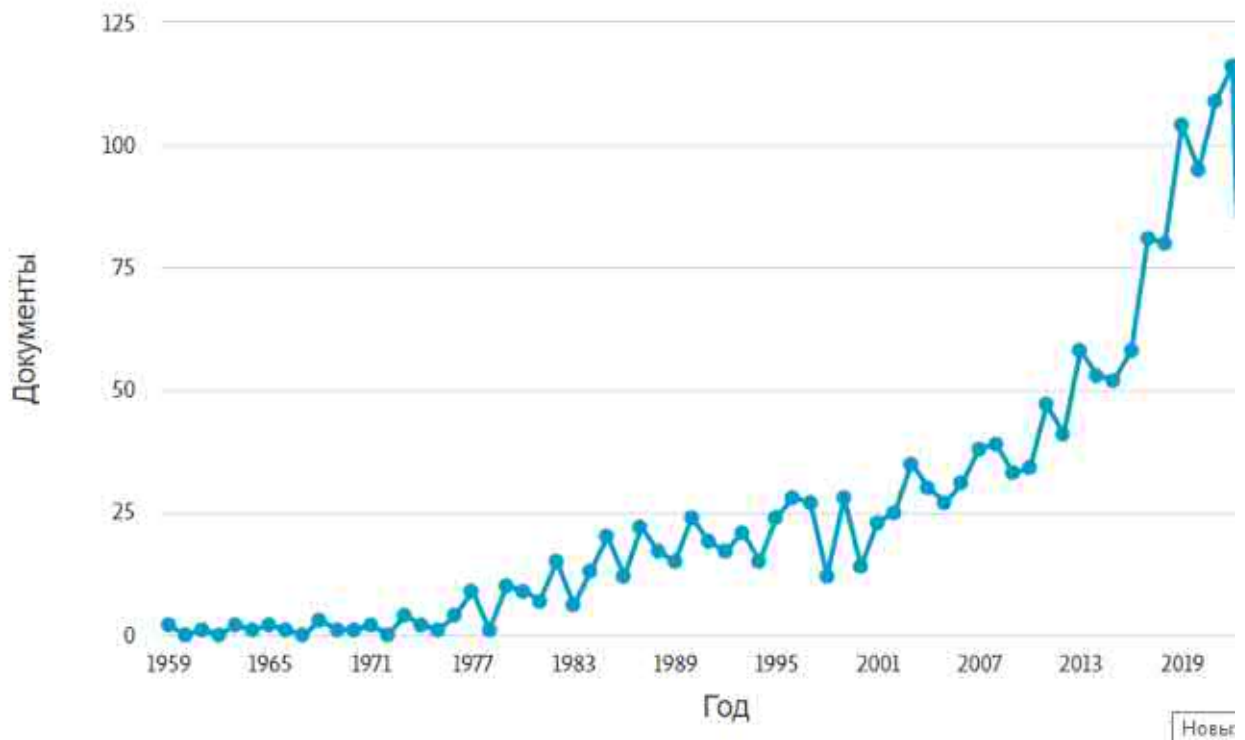


Рис. 1-13. Динамика роста числа публикаций с ключевыми словами «палеогеографические реконструкции» за последние 80 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

Документы по годам

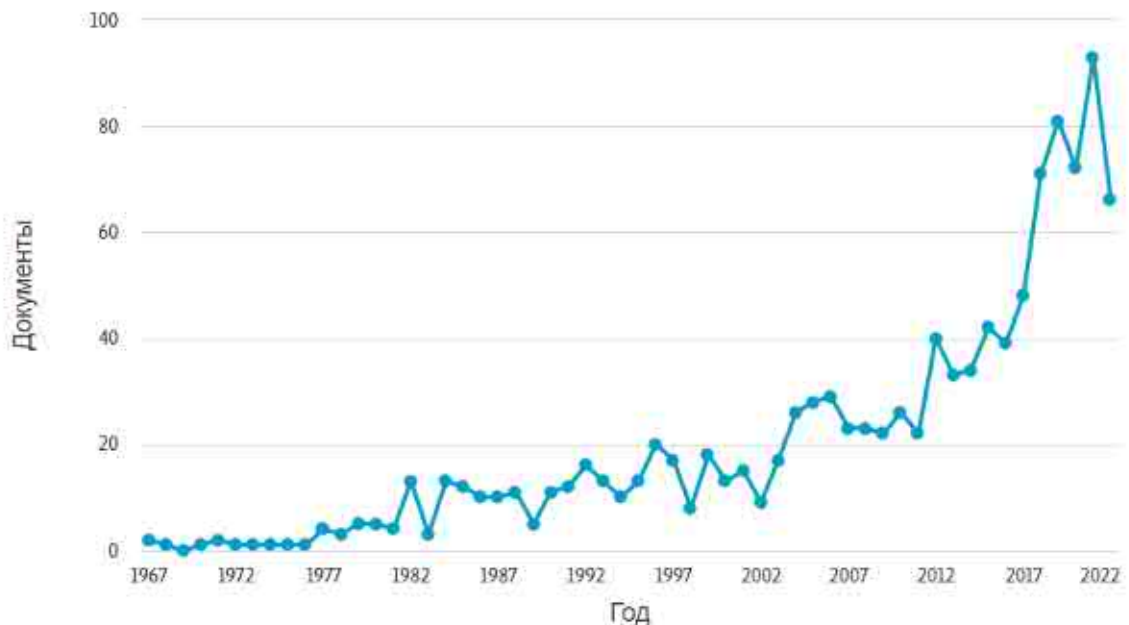


Рис. 1-14. Динамика роста числа публикаций с ключевыми словами «палеогеографическая модель» за последние 55 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

Документы по годам

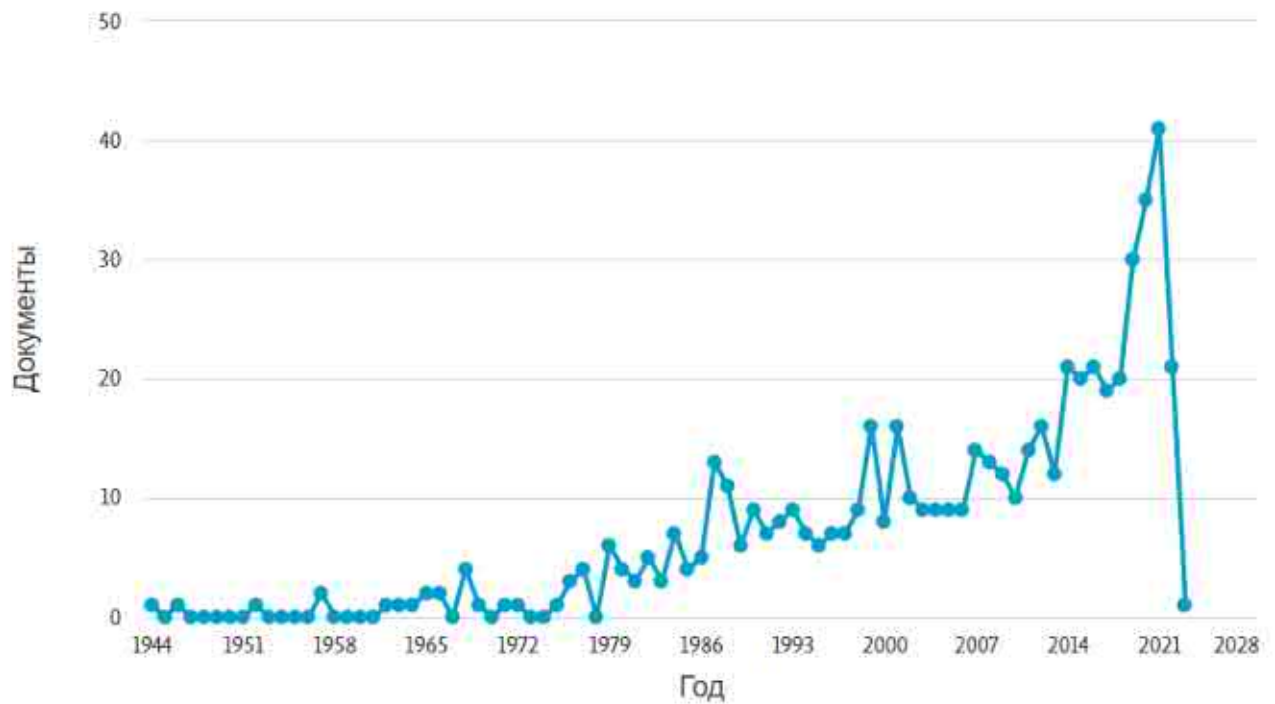


Рис. 1-15. Динамика изменения числа публикаций с ключевыми словами «палеогеографическая карта» за последние 55 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

Документы по годам

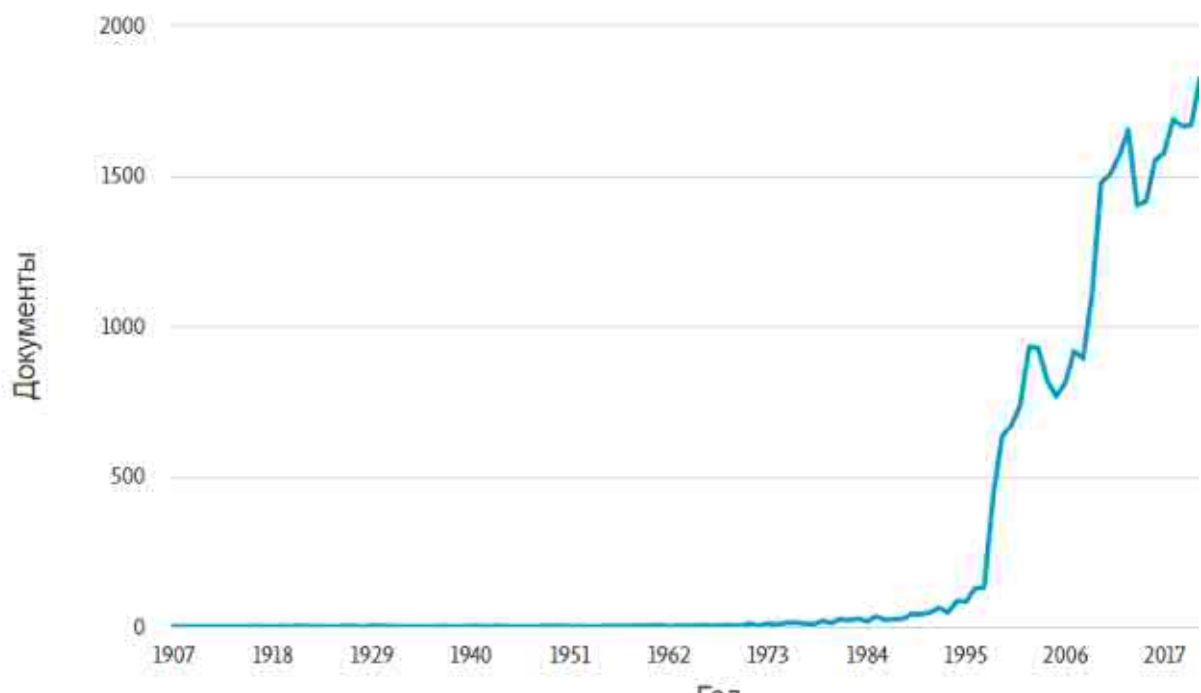


Рис. 1-16. Динамика роста числа публикаций с ключевым словом «палеоклимат» за последние 100 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

Документы по годам

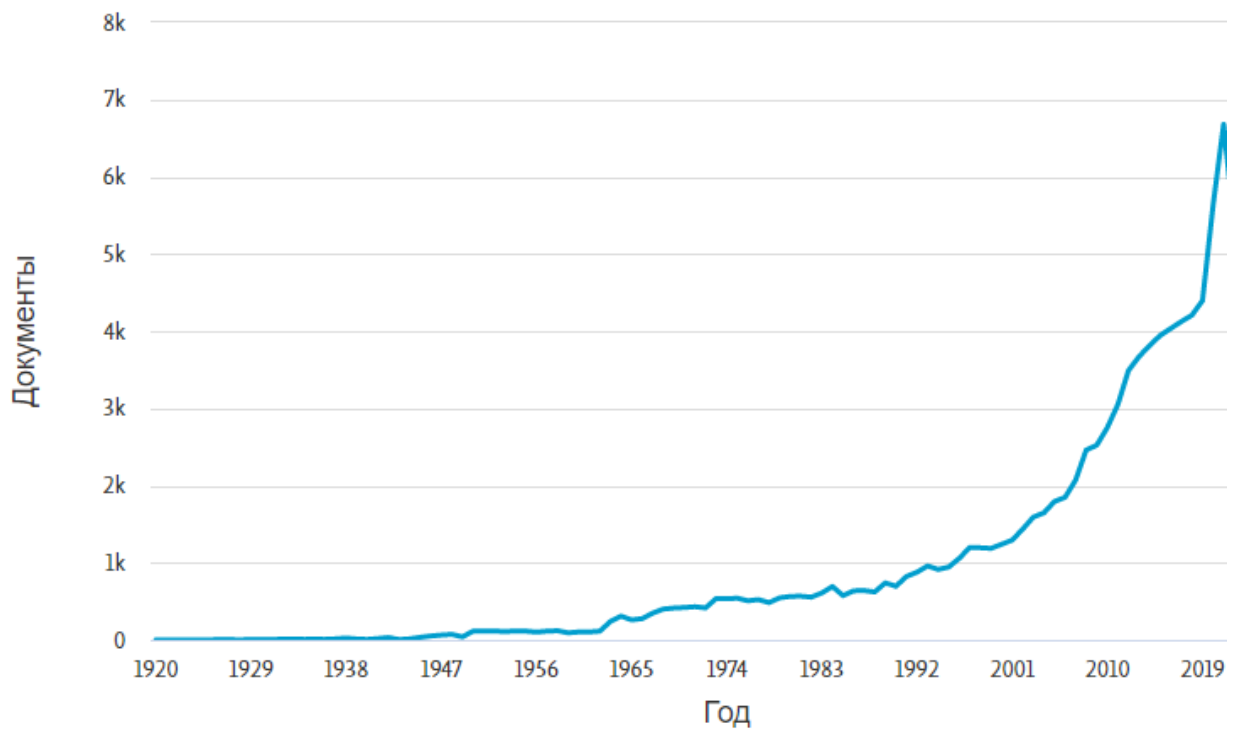


Рис. 1-17. Динамика роста числа публикаций с ключевыми словами «скорость седиментации» за последние 100 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

Документы по годам

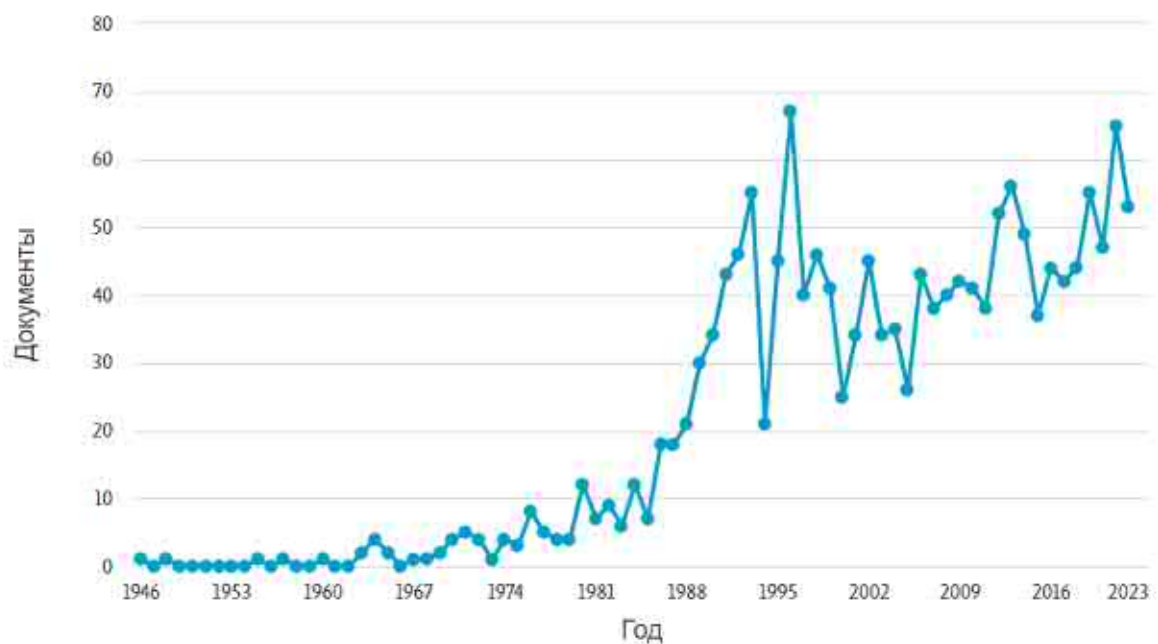


Рис. 1-18. Динамика роста числа публикаций с ключевыми словами «эвстатические вариации» за последние 80 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

Документы по годам

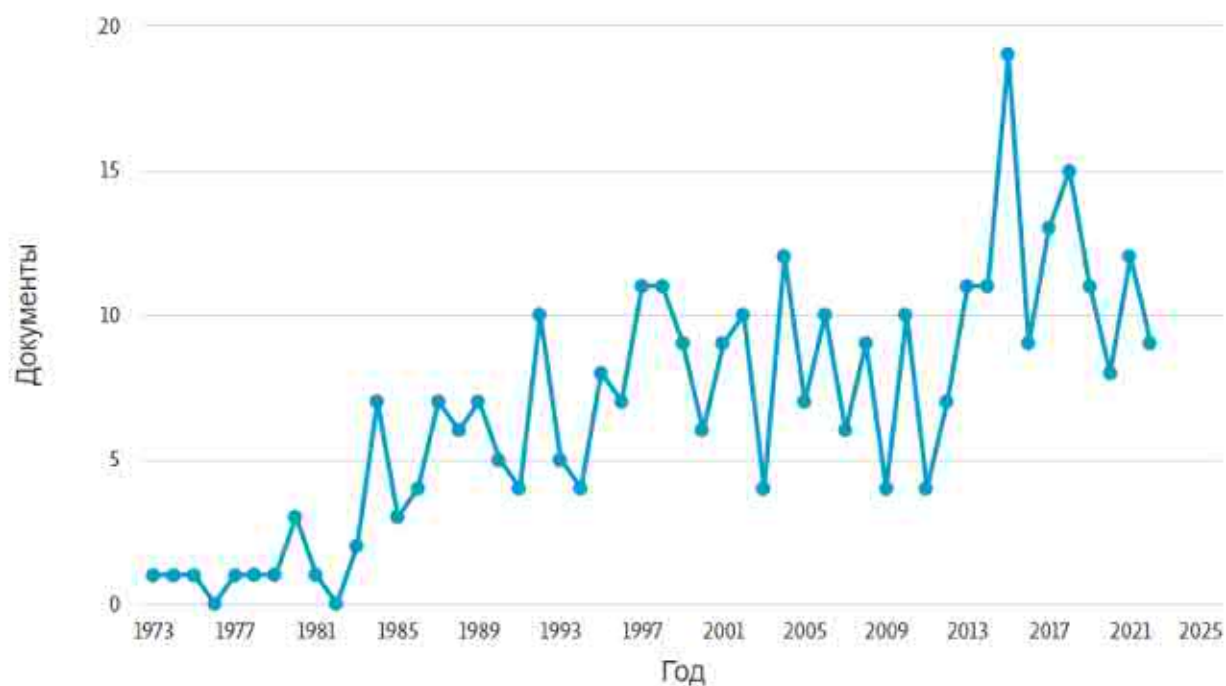


Рис. 1-19. Динамика роста числа публикаций с ключевым словом «палеоглубина» за последние 49 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

Документы по годам



Рис. 1-20. Динамика роста числа публикаций с ключевым словом «палеосоленость» за последние 49 лет по данным международной реферативной базы «Scopus».

Документы по годам

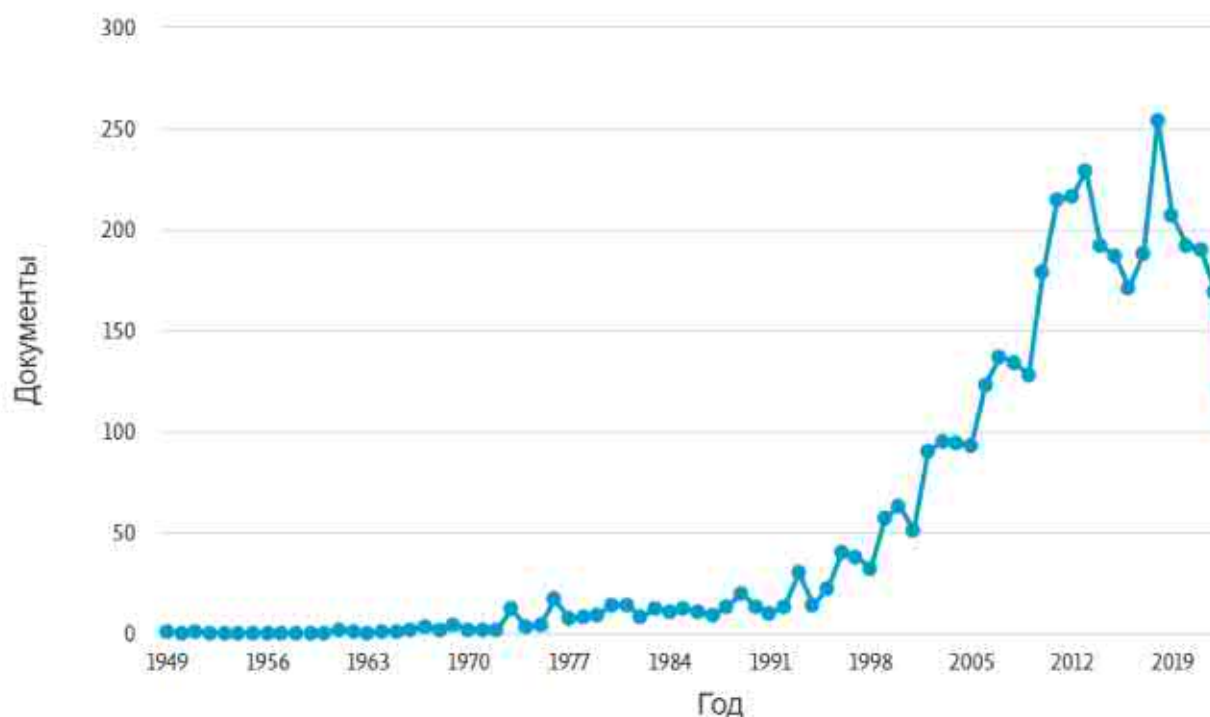


Рис. 1-21. Динамика роста числа публикаций с ключевым словом «палеотемпература» за последние 73 года по данным международной реферативной базы «Scopus».

Резюмируя написанное выше, отметим, что корреляция разрезов и определение палеогеографических условий их формирований востребованы, для решения этой задачи используются разные методы, которые в различной степени демонстрируют общий рост или «кризис жанра» в последние годы. Сокращения числа публикаций по отдельным направлениям стратиграфии и палеогеографии вызвано на взгляд автора в большей степени кризисом методологического аппарата.

Рассмотрим ниже основные результаты научных работ по корреляции разрезов и их палеогеографической интерпретации.

1.1. Современное состояние и проблемы в области корреляции разрезов

Приведем в качестве обзора лишь некоторые примеры публикаций по данной тематике. Большой массив данных о конкретных достижениях и библиографических ссылок по этому вопросу содержится в главе 3 и 4.

В настоящее время «флагманом» российской государственной геологической съемки – ВСЕГЕИ имени А.П. Карпинского активно развиваются и внедряются методы цифровой геологической съемки с использованием портативных персональных компьютеров – ПК

(планшетов) с программным обеспечением «Sherpa», которое упрощает камеральную обработку данных, работу с базами данных и ведение первичной полевой документации. Сама идея не является новой, такие технологии активно внедрены за рубежом в геологических организациях. Вся информация сразу же поступает в систему хранения данных, также при таком подходе удается унифицировать поступающий массив информации от разных коллективов. При этом правда, работа на самом обнажении или точке наблюдения занимает больше времени, чем с классическим полевым дневником, личной картой, топоосновой и JPS-навигатором. По сути это приводит к отказу и последующему исчезновению полевого дневника наблюдений, известного всем геологам с их первой геологической практики. Например, такие технологии использовали геологи объединенной полевой партии МГУ–ВСЕГЕИ при работе на листе L-36-XXXV (Ялта) в 2021–2022 гг. Минусы такой технологии проявляются при работе в условиях яркого или наоборот скудного освещения, при атмосферных осадках. Возможно, стоит задуматься хотя бы о частичном внедрении таких технологий в учебные практики по геологической съемке. Другие вопросы проблематики, связанные с корреляцией и геологической съемкой описаны ниже, в параграфе 1.2.

Цифровизация первичного полевого описания разреза активно используется в разных сферах геологии. В середине 2000-х годов появилась ПО «EngGeo», позволяющее упростить процесс построения стратиграфических колонок и геологических разрезов. Заполняя эту БД, специалист дает команду ПК визуализировать (построить) не только колонки разрезов скважин по ранее введенному описанию, но и выделив на карте скважины, построить геологический разрез (профиль). При этом сопоставление (корреляцию) выполняет искусственный интеллект.

Постоянно, динамично развивается методологический аппарат, появляются новые разделы стратиграфии, например – тектоностратиграфия и другие. Расширяющийся арсенал методов, включая биостратиграфию на уровне подзон, позволяет корректнее и увереннее решать задачи высокоточной корреляции.

1.1.1. Локальный уровень корреляции

При корреляции на локальном уровне в большинстве своем проблем не возникает при грамотном использовании методов стратиграфии. Трудности могут возникнуть при корреляции континентальных и морских отложений, однако они преодолеваются при помощи маркирующих горизонтов – следов геологических событий (при помощи метода *событийной стратиграфии*). Также до сих пор могут возникать проблемы при корреляции континентальных отложений разного генезиса, их сильной фациальной изменчивости (на примере полигонов со скважинами для инженерно-геологических изысканий под строительство

зданий и сооружений). Подробно об этом и методах преодоления этих трудностей написано в монографии [Габдуллин, Иванов, 2013].

К настоящему времени *циклостратиграфический метод* в комплексе с другими стратиграфическими методами применяется для расчленения и корреляции морских, прибрежно-континентальных и континентальных отложений докембрия [Gong, Kodama, Li, 2019; Gong, 2021 и др.], палеозоя [Chen, Tucker, 2003; Yao, Hinnov, 2019; Fang et al., 2020; Lanci et al., 2022 и др.], мезозоя [Wang et al., 2016; Zhang et al., 2020; Makled, 2021 и др.] и кайнозоя [Bahk et al., 2016; Boulila, Hinnov, 2019; Xu et al., 2020 и др.]. Комбинированным подходом, включающим методы магнито- и циклостратиграфии изучены рифейские отложения Южного Урала [Голованова и др., 2019]. Он позволяет на локальном уровне уверенно проводить расчленение и корреляцию рядом расположенных разрезов.

Метод *секвентной стратиграфии* применим не только при интерпретации разрезов континентальных окраин на сейсмических профилях, но и при расчленения разреза в точке, например скважины или естественного обнажения. Это позволяет с большей уверенностью проводить расчленение и корреляцию даже рядом расположенных разрезов, но формировавшихся в различных палеогеографических условиях в переходной от материка к океану зоне [Габдуллин, Копаевич, Иванов, 2008; Габдуллин и др., 2010].

Методы *климато- и хемотратиграфии*, а также *геофизические* методы позволяют решить проблему расчленения и корреляции разрезов в случае отсутствия возможности применения палеонтологического метода датирования стратонов и работы с разрезами, имеющими «монотонное» литологическое строение (см главу 2).

Комбинированным подходом, включающим методы био-, магнито- и циклостратиграфии исследованы разрезы верхнего берриаса Горного Крыма [Грищенко и др., 2016; Савельева и др. 2020], методом циклостратиграфии – осадки турона–маастрихта юга Саратовского правобережья Волги [Суринский, Гужиков, 2017] разреза верхнемеловых отложений Тамани [Рыбкина, Ростовцева, 2014], комплексом стратиграфических методов – верхнемеловые отложения Русской плиты и Горного Крыма [Габдуллин, 2002 и др.], каменноугольные и юрские отложения Русской плиты [Габдуллин, Иванов, 2013; Габдуллин и др., 2018 и др.].

1.1.2. Региональный уровень корреляции

Циклостратиграфический метод позволяет детально расчленять осадочные разрезы фанерозоя, решать проблему сопоставления разрезов изолированных и временно изолированных водных бассейнов с эндемичной фауной (например, для неогена Средиземноморского пояса), сопоставлять цикличнопостроенные разрезы послойно внутри и между осадочными бассейнами [Gale, 1995], в том числе разрезы эпиплатформенных морей с

разрезами континентальных окраин и открытых, глубоководных частей бассейна [Strasser, Hilgen, Neckel, 2006]. Речь идет о корреляции соседних, рядом расположенных осадочных бассейнов. Также этот метод дает возможность систематизировать иерархию разнопорядковой осадочной цикличности, связав ее с разномасштабными событиями в геологической истории.

Детальная послойная циклостратиграфическая корреляция для верхнего мела была впервые осуществлена в 1995 году Э.Гэйлом [Gale, 1995] на примере 21 разреза сеноманских отложений Западной Европы, принадлежащих Кливлендскому, Англо-Парижскому, Мюнстерскому, Нижнесаксонскому, Воконтскому эпиконтинентальным бассейнам – впадинам и глубоководному бассейну Умбрийских Апеннин.

Приведем примеры применения этого метода для корреляции внутрибассейновых разрезов и разрезов соседних бассейнов (древних эпейрических морей и океанических бассейнов): нижнемеловые разрезы Апеннин [Amodio, Ferreri, Argenio, 2013]; барремские разрезы Динарид [Sandulli, 2004] альб-сеноманские разрезы Пиреней [García, Segura, García-Hidalgo, 1996], альбских разрезов Гималайских гор [Liu et al., 2018] и др. Есть результаты применения этого метода для расчленения и корреляции континентальных каменноугольно-триасовых отложений гор Богда (Уйгурского автономного округа Китая) [Yang et al., 2010], морских отложений каменноугольной системы [Махлина и др., 1993; Kabanov, 2004; Kabanov et al., 2009, 2012, 2013, 2014; Алексеев и др., 2010; Кабанов и др., 2012; Alekseeva et al., 2016 и др.].

Российские исследователи широко применяют циклостратиграфический метод на разрезах палеозоя (верхний палеозой Таймыра [Шишлов, 2003], девон-нижнекаменноугольные отложения Пермского края [Стукова, 2016]), мезозоя (триас Сибири [Бейзель, 2021], верхний мел Русской плиты [Бадулина и др., 2017], верхний мел нижнего Поволжья [Суринский, 2018]), кайнозоя (понтические отложения [Ростовцева, Рыбкина, 2014], осадки конкского региона Восточной Грузии [Ростовцева, Коиава, Рыбкина, 2020] и миоценовые отложения [Филина, Одинцова, Рыбкина, 2020] и конкские отложения [Ростовцева, Филина, Рыбкина, 2020] Восточного Паратетиса).

Другие методы стратиграфии. Сопутствующими результатами этих исследований становятся оценки скоростей седиментации [Габдуллин и др., 2007; Габдуллин, Бадулина, Иванов, 2007; Фазлиахметов, 2012; Суринский, 2018], совместное использование палеомагнитных и циклостратиграфических данных для уточнения времени и длительности инверсий магнитного поля на примере сармата-мэотиса Восточного Паратетиса [Сальная и др., 2022]. Есть опыт циклостратиграфического анализа осадочных бассейнов по данным

геофизических исследований [Куликович, Кожевников, 1998] или разработка региональных стратиграфических шкал, например для неогена юга России [Головина и др., 2018].

В частности проведена межрегиональная корреляция континентальных и морских пермских отложений Северо-Востока России, юга Дальнего Востока, Сибири и Печорского Приуралья [Котляр, Пухонто, Бураго, 2018].

Дана секвентно-стратиграфическая характеристика нижнемеловых отложений Западной Сибири [Ершов, 2018], секвентная и циклическая характеристика верхнего венда [Гражданкин, Маслов, 2009], верхнего палеозоя [Стрелков, 2011] Русской плиты верхнемеловых отложений Русской плиты и Горного Крыма [Габдуллин, 2007; Габдуллин, Первушов, Толстова, 2007 и др.], среднемеловых отложений Кавказа [Габдуллин и др., 2011]. Приведена секвентная и циклическая характеристика верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья и результаты математической обработки данных [Габдуллин и др., 2014].

Проблемы стратиграфической корреляции при анализе эвстатических вариаций рассмотрены в работе [Чехович, 2019]. Методике секвентно-стратиграфического метода посвящены работы [Шлезингер, Гладенков, Захаров, 2006],

Широко применяется сейсмостратиграфический, секвентный анализ для оценки перспектив нефтегазоносности, например – мезозойских отложений Баренцева моря [Ступакова и др., 2015; Каюкова, Сулова, 2015], Западно-Сибирской плиты [Гараев, 2014]

Использование хеомстратиграфии помогает при решении проблемы проведения границы юры и мела Сибири [Шурыгин, Дзюба, 2015] и других геологических границ.

Одной из проблем биостратиграфического метода является геохронность (сдвиг в пространстве и времени) биозон, которая не видна на локальном уровне, но уже очевидна в региональном масштабе [Габдуллин и др., 2010]. Согласно теории Чарльза Дарвина вид возникает в каком-то одном месте и потом уходит определенное время на его расселение (до 100–200 тысяч лет). Тем более, что расселение происходит не в «пустоту», а в существующие биогеоценозы со сложившимися пищевыми цепями. Время, необходимое будущей «руководящей форме» для миграции, расселения и последующего доминирования в каком-то ареале, вызвано конкурентной борьбой с другими биологическими видами. Именно поэтому при корреляции биозон с магнито- или циклостратиграфическими шкалами «ловится» геохронность биозон (рис. 1-22), например на сеноман-туронской границе. Такие исследования, например, на разрезах нижнего мела Крыма, Кавказа и Туркменистана проводили Е.Ю. Барабошкин (МГУ) и А.Ю. Гужиков (СГУ). Получается, что достигнут предел точности биостратиграфического метода, более точные результаты только им получить невозможно. С другой стороны, «теряя» в точности детальной биостратиграфии, можно получить выводы по

направлению миграции вида, направлению течений и воздушных потоков, иными словами о палеогеографии и истории Земли.



Рис. 1-22. Схема геохронности биозон у сеноман-туронской границы.

1.1.3. Глобальный уровень корреляции

Накопленный массив циклостратиграфических данных по разрезам фанерозоя Китая позволяет уточнять существующие шкалы времени [Huang, Ogg, Kemp, 2020]. При коррекции шкал времени используется междисциплинарный подход путем применения всего комплекса стратиграфических методов. Циклостратиграфические шкалы активно разрабатываются. Они предложены для венда и кембрия [Мельников, 2021], верхнего мела Русской плиты [Габдуллин, 2014], мезо-кайнозоя Северной Евразии [Габдуллин, 2022] и других интервалов времени геологической истории. Уточнена длительность магнитохрон. Дана оценка частоты инверсий магнитного поля в конце эдиакария циклостратиграфическим методом [Левашова и др., 2021]. Возможности послойной высокоточной планетарной корреляции циклостратиграфическим методом на примере отложений верхнего мела описаны в работах [Габдуллин, 2003, 2011]. Стоит отметить, что число работ по послойной корреляции невелико.

Постоянно совершенствуются методы анализа цикличности [Tagliaferri, 2001; Hinnov, 2018], о некоторых проблемах при применении спектрального анализа написано в работе [Weedon, 2022], помимо спектрального анализа циклитов используется и вэйвлетный анализ [Guo et al., 2019]. Определение времени формирования осадков в циклите позволяет определять скорости седиментации [Gomes et al., 2021].

Возможности и методики циклостратиграфических исследований в литологии рассмотрены в серии работ Ростовцевой Ю.В. [Ростовцева, Полянский, 2016; Ростовцева, 2020 и др.]. Получены результаты исследования циклов эксцентриситета, установленных в плейстоценовых разрезах морских и континентальных отложений [Большаков, 2015].

Важность междисциплинарного, комплексного подхода в стратиграфии и дальнейшие перспективы ее междисциплинарного вектора развития проанализированы в ряде работ [Гладенков, 2008, 2013; Головина, 2018; Гладенков, Гладенков, 2020].

1.2. Современное состояние и проблемы в области палеогеографических реконструкций.

Каждый год публикуются сотни, а то и тысячи научных работ по локальным, региональным и десятки–сотни – по глобальным палеогеографическим реконструкциям (см. выше).

Приведем ниже обзор небольшой части публикаций по данной тематике, сосредоточившись на ключевых достижениях и проблемах. Большой массив данных о степени научной разработанности и библиографических ссылок по этому вопросу приведен в главах 4–6.

Как правило, палеогеографическая реконструкция представляет собою модель – двумерную, трехмерную или четырехмерную (если речь идет, например, о бассейновом анализе во времени). Понятно, что модель – это механическое упрощение нашего понимания природных процессов и, конечно же, в действительности природа этих процессов более сложна. Также очевидно, что есть методологическая проблема между балансом детальности с одной стороны и генерализации (а как следствие и упрощения) с другой. Создать бесконечно детальную и максимально приближенную к природным условиям модель седиментации будет также сложно, как и ее применять. Может не хватить данных или не хватить «понимания» сути протекающих в седиментационной системе процессов. Создание и использование более механистических, упрощенных и генерализованных моделей намного легче и в какой-то степени разумнее, хотя они не передают всей «полноты картины» реальной действительности, которую мы пытаемся описать данной моделью. К чему это приводит – рассмотрим ниже.

1.2.1. Локальный уровень реконструкции

Под локальным уровнем палеогеографической реконструкции подразумевается предложенная модель образования осадков данного геологического разреза. В большинстве случаев это не вызывает трудностей, данные модели, предложенные для конкретных разрезов множатся в больших количествах. Судя по анализу публикационной активности (рис. 1-14) счет этих публикаций идет на тысячи, число публикаций продолжает постоянно расти.

Они являются, как правило, последними графическими иллюстрациями в научных работах, посвященных геологическому строению и условиям формирования какого-то стратона или разреза. Их возможно классифицировать, что и было сделано в ряде работ [Габдуллин, 2002; Габдуллин, Иванов, 2002]. В этих работах при анализе моделей седиментационной цикличности на примере карбонатных разрезов показано, что вся совокупность этих частных моделей есть ни что иное, как фрагменты более глобальной модели (эвстатической или климатической), на которой они «сажаются» на ее каркас.

«Парадокс локальности» заключается в их противопоставлении глобальным, общепланетарным моделям. Из опыта автора по государственному геологическому картированию в Крыму (госконтракты с ВСЕГЕИ имени А.П. Карпинского, с 2015 г.) составители карт сталкиваются со следующей проблемой: обилием публикаций по частным разрезам, существование которых игнорировать нельзя, однако сам факт их наличия затрудняет проведения работ связанных с корреляцией стратонов, разработкой легенды к геологической карте и их последующей палеогеографической интерпретацией. Зачастую авторы публикаций фокусируются на конкретном разрезе (что действительно отвечает их цели исследования) и не обсуждают в своих публикациях «место их локальных реконструкций в чем-то большем». Из этого иногда некоторые картосоставители делают вывод о существовании различных самостоятельных седиментационных бассейнов со своей последовательностью стратонов в каждом, чего в действительности не было, например, в районе реки Мзымты на Кавказе или в Горном Крыму. Это приводит к последовательному усложнению легенды к госгеолкарте от одного издания к другому, которое в действительности на взгляд автора, не целесообразно. При таком подходе можно со временем создать карту с «бесконечно сложной легендой», что вряд ли, на взгляд автора, можно считать приростом геологической изученности. Рождаются «лоскутные» карты, разделенные по своим рамкам «линиями бессилия» (речь идет о сбивке соседних листов). Часто трудно понять: чем руководствовались геологи, выделяя между каждой парой водоразделов свой набор свит, и чем же они отличаются в действительности? Не является ли это в реальности фациальной изменчивостью, особенно если речь идет о меловом периоде, когда уровень стояния Мирового океана был ощутимо (на сотни метров) выше или когда рассматриваются разрезы верхнего триаса-средней юры единого Крымско-Кавказского глубоководного трога?

Из опыта работ автора — когда госгеолкарты используют производственные геологические организации или студенты на производственной практике, часто слышались отзывы: «Карта прошлого издания была проще и понятнее. Как нам разделить в поле эти две похожие свиты, ранее отвечавшие одной? Нам проще работать с картой полувековой давности».

Вместе с тем, локальные палеогеографические модели и данные, положенные в их основу, в том числе о факторах окружающей среды — палеоглубины, палеосолености и палеотемпературы или какие-то другие параметры *являются базовой основой для глобальных компилятивных кривых* (эвстатических и температурных вариаций, флуктуаций солености), число которых в последнее время только растет (см. выше). Именно на основе этого банка данных создаются палеогеографические и литолого-палеогеографические карты и схемы, в которых в ходе генерализации «теряются» локальные детали, но зато «находится» что-то

общее, доминирующее и «зафиксированное» в геологической летописи в разных разрезах планеты.

Известные условия обитания «живых ископаемых» слабо используются при палеогеографических реконструкциях. Использование анализа пыльцы и спор (например, *Classopolis* sp.) тоже не дает количественную оценку изменения палеотемператур, а позволяет оценить климатические условия в целом. Палеотермометрия по изотопу кислорода по раковинам морских беспозвоночных показывает значительные вариации даже для одной особи (не только в первые градусы, но и до 10°C). Например, у моллюсков это связано с изменением места обитания с течением времени. Также это может быть связано с миграцией, изменением направления палеотечений, сезонными вариациями температур. На эту тему есть масса работ, в качестве примера приведем работу В.А. Захарова [Zakharov et al., 2018]. Существующие оценки температуры поверхностных слоев воды (SST – sea surface temperature) широко применяются как показатель температуры воды выше термоклина.

Температура морских вод (SWT – sea water temperature) на взгляд соискателя более корректна. К настоящему времени известно множество других методов определения палеотемператур. Палеотемпературы рассчитывают по относительному палеотемпературному коэффициенту (ОПК) водных масс [Кисилев, 2004]; CLAMP-анализу [Wolfe, 1993; Herman, Spicer, 1997]; СА (coexistence approach) – анализу по сосуществующим комплексам флоры [Utescher et al., 2014]; средней температуры по флоре [Akhmet'sev, Beniamovski, 2006]; по индексу выветривания (CIA) [Nesbitt, Young, 1982; Yang et al., 2014]; по тетраэдерам глицерола диалкилглицерина TEX₈₆ [Alsenz et al., 2013] и др. Методологический аппарат для решения этих задач постоянно развивается. Обзор других показателей среды (включая другие виды температур), используемых при реконструкциях, приведен в главах 2, 4–6.

1.2.2. Региональный уровень реконструкций

Региональные палеогеографические реконструкции с каждым годом все более детализируют, хотя все равно широко используются качественные или полуколичественные оценки для палеотемператур, палеосолености и палеоглубины морских и океанических бассейнов. Далеко не всегда разрезы исследуются комплексом методов (геохимических, палеоэкологических, секвентных, циклостратиграфических и т.д.). К настоящему времени накоплен большой массив данных по частным разрезам или их фрагментам, в крайне редком случае – по суббассейнам или бассейнам. Однако количественных оценок палеотемператур, палеосолености и палеоглубины для всей истории геологического развития целого ряда осадочных бассейнов не существует (район акватории Северного-Ледовитого океана, океана Тетис и его периферии). Часто при реконструкциях этого уровня ученые используют

качественные или полуколичественные оценки («прибрежно-морская обстановка», «шельфовая обстановка», «мелководно-морские условия», «нормальная соленость», «умеренный климат» и др.). При описании изменений в седиментационной системе пишут: «климат стал более тропическим», «глубина бассейна возросла», «соленость уменьшилась». Во многом это является следствием генерализации, о которой написано выше, с одной стороны и отсутствием конкретных детальных данных, полученных при исследовании на локальном уровне по ряду точек наблюдения, с другой стороны. При таком подходе, когда используются полуколичественные или качественные оценки как говорится, «не ошибешься», но и о переходе на следующий уровень детализации реконструкций говорить не приходится. Также понятно, что не везде такая детальность нужна. К настоящему моменту сложился «жанр» объяснительной записки к государственной геологической карте [Объяснительная..., 2008, 2014, 2016, 2018 и др.], в том числе регламентированный нормативными и методическими документами.

Имеются тысячи публикаций по тематике региональных реконструкций (см табл. 1). В качестве примера отметим одну публикацию коллектива авторов – Рогова М.А., Зверькова Н.Г., Захарова В.А. и Архангельского М.С. по морским рептилиям и климату юры и мела Сибири [Рогов и др., 2019]. Научная разработанность этого вопроса описана в главах 4 и 5.

1.2.3. Глобальный уровень реконструкций

Глобальные палеогеографические реконструкции показывают расположение древних океанов и материков (вместе с эпиконтинентальными морями), климатическую зональность, распределение осадков. Часть из них создана в результате компьютерного моделирования, однако в зависимости от выбора начальных параметров для моделирования его итоги неоднозначны: в зависимости от сложности модели и числа параметров, ее описывающих, получается множество карт, множество реконструкций, которыми хорошо отчитываться по грантам, но они, к сожалению не дают конкретного ответа на конкретный вопрос: чему была равна температура в этом конкретном месте? В качестве примера можно привести рис. 1-22, на котором показана серия карт, составленная для одного и того же времени.

Этот эффект, названный «мультипликацией» (генерация множества палеогеографических реконструкций методами компьютерного моделирования) отметил В.А. Захаров [2006]. При этом «количество» не переходит в «качество». Большое число таких публикаций вряд ли можно считать достижением.

Имеются глобальные компилятивные кривые эвстатических вариаций, как и кривые вариации палеотемператур, представляющие из себя компиляцию большого массива

разнородных данных, взятых из континентальных и океанических скважин из разных палеоширот. В итоге есть оценки детальные палеогеографических обстановок в глобальном масштабе, но для частных бассейнов таких данных крайне мало или просто нет.

Имеются глобальные компилятивные кривые эвстатических вариаций, как и кривые вариации палеотемператур, представляющие из себя компиляцию большого массива разнородных данных, взятых из континентальных и океанических скважин из разных палеоширот. В итоге есть оценки детальные палеогеографических обстановок в глобальном масштабе, но для частных бассейнов таких данных крайне мало или просто нет.

При составлении компилятивных кривых палеотемператур как правило, используются большие банки данных, однако по сути речь идет о среднем арифметическом (для примера – как средняя зарплата, которую по законам статистики получает меньшинство). Тут заложена фундаментальная методологическая проблема: невозможно использовать одинаково большой объем банка данных для каждого «момента» геологического времени в связи с объективно разной степенью геологической изученности поверхности Земли, значения температур могут быть получены самыми разными методами и взяты из разрезов разных палеоширот, а значит, эти компилятивные кривые могут показывать лишь основные тренды вариации температуры, да и то при этом надо быть уверенным, что все эти определения точно привязаны к шкале времени. С другой стороны, составить даже на региональном уровне сводную палеотемпературную кривую другим способом невозможно. Приходится использовать данные разных методов определения палеотемператур, заимствовать значения близких (насколько это возможно определить) палеоширот из соседних регионов и в большинстве своем они могут хорошо коррелировать, другое дело с какой точностью будет получена сводная кривая.

Примерно так же обстоят дела с компилятивными кривыми вариаций солености и глубины. Об этом же пишет В.А. Захаров [2006]: «Ни одна из реконструкций геологического прошлого, начиная с факторов среды осадконакопления и существования организмов в конкретном палеобассейне (*локальный уровень – примечание автора*) и кончая глобальными палинспатическими реконструкциями не может считаться завершенной». Палеобатиметрия – «этот наиболее востребованный в седиментологии фактор среды относится к числу самых трудных для реконструкций». С этим связано падение числа публикаций (рис. 1-19) по тематике оценки палеоглубины в последнее время. Чувствуется кризис методологической базы, тупик, в котором оказалось это научное направление в последние годы и, как следствие, снижение числа публикаций в последние годы. Отметим работу [Барабошкин, Энсон, 2003], посвященную оценке палеоглубин по индексам прочности раковин аммонитов.

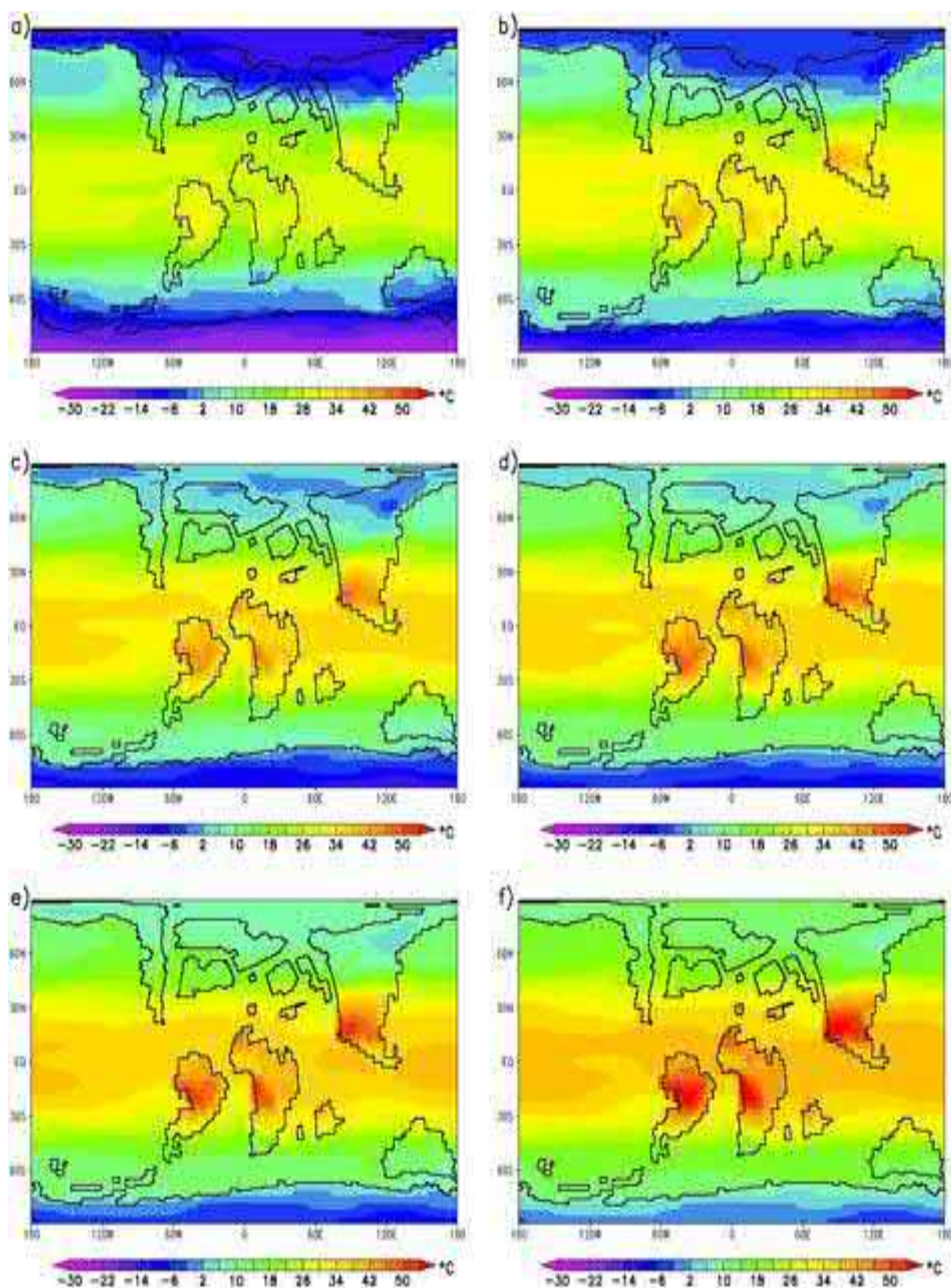


Рис. 1-22 Серия палеотемпературных карт, составленных методами компьютерного моделирования для одного и того же времени – конца мелового периода в зависимости от концентрации углекислого газа в атмосфере [Niezgodzki et al., 2017].

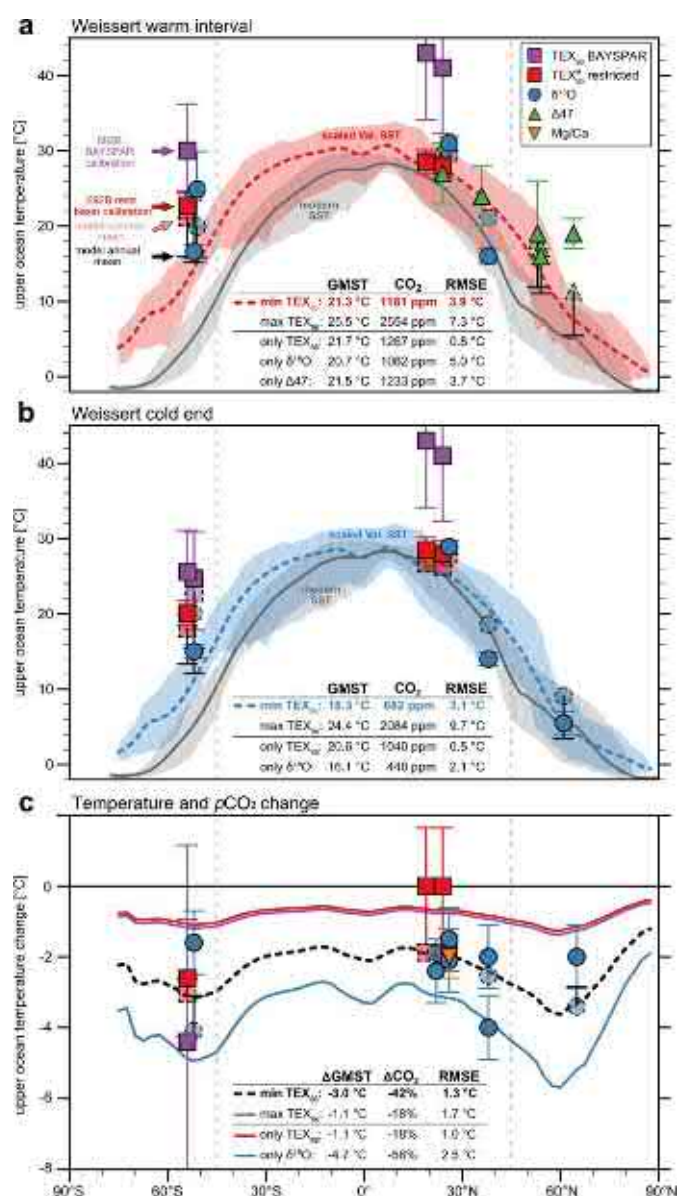


Рис. 1-23. Температурные градиенты для раннего мела (133 млн лет назад) [Cavalheiro, 2021].

Достижением можно считать публикации с кривыми градиентов смены температуры в зависимости от широты, сейчас имеются работы для мезо-кайнозойского интервала геологической истории, например для раннего мела – рис. 1-23 [Cavalheiro, 2021]. Такие градиенты были использованы автором при разработке климатической модели в главе 6.

Есть ли какие-то количественные методы оценки условий седиментации? К количественным методам исследования вещества можно отнести метод абсолютных масс А.Д. Архангельского [1927], объемный метод А.Б. Ронова [1949], а также современные методы компьютерного анализа истории седиментационных бассейнов (специализированное ПО для ПК).

Метод абсолютных масс активно используется отечественными [Страхов, 1973; Лисицын, 1974; Левитан, 2018] и зарубежными [van Andel et al., 1975; Farrel et al., 1995] исследователями. $MAR = C \times SR \times \rho \times (100 - w) / 100$, где MAR – абсолютная масса, в $г/см^2 \times тыс.$ лет; C – содержание исследуемого компонента, в масс. %; SR – скорость седиментации, в $см/тыс.$ лет; ρ – плотность, в $г/см^3$; w – влажность натурального осадка, в масс. % [Левитан, 2018].

Объемный метод Ронова заключается в составлении литолого-палеогеографических карт с подсчетом площадей, занятых картируемыми литологическими комплексами, их объемам, массам вещества в единицу времени.

Эти два метода позволяют оценить смену палеогеографических условий в седиментационной системе, обусловленных тектоническим и климатическим факторами. Для большей достоверности создаются банки данных – массивы информации по литологическому и химическому составу осадков стратона в конкретном разрезе. Эти работы по осадкам мезо-кайнозоя современных океанов в России проводит научная группа лаборатории геохимии осадочных пород ГЕОХИ РАН под руководством М.А. Левитана. В частности, анализ распределения абсолютных масс органического углерода ($C_{орг.}$) во времени и пространстве для молодых океанов показывает динамику развития и исчезновения аноксидных обстановок. Совместный анализ абсолютных масс биогенных кремнистых (SiO_2) и карбонатных ($CaCO_3$) осадков позволяет оценить вариации палеоглубин и палеотемператур в осадочных бассейнах. Совместный анализ изменения скоростей седиментации тех или иных литологических групп осадков позволяет с большей уверенностью определить вклад тектонического, климатического, палеогеографического фактора в аккумуляцию осадков конкретного разреза. В частности, для юрского времени циркумарктического пояса подсчитаны массы (M , трлн т) и интенсивности накопления (I , трлн т/ млн лет), см табл. 2-1. Из этих подсчетов виден рост массы и относительной доли угленосных отложений в общей массе осадков, что подтверждает рост влажности и температуры в течение юрского периода. Анализ количественных параметров плейстоценовых отложений Евразии (табл. 2-2) показывает похолодание климата по увеличению площади и объема лессов и ледниковых отложений в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. Площадной анализ абсолютных масс терригенных осадков позволяет определить основные источники и направления терригенного сноса, а это же анализ по времени – динамику и темпы аккумуляции осадков [Левитан, Лаврушин, Штайн, 2007; Левитан, 2021]. Скорее всего, в будущем могут появиться формулы пересчета количественных параметров осадков в факторы среды – палеоглубины, палеотемпературы и др.

Возраст	М, трлн т	I, трлн т/ млн лет
J ₃	309	20,6
J ₂	193	12,1
J ₁	45	2,0

Табл. 2-1. Массы (М, трлн т) и интенсивности накопления (I, трлн т/ млн лет) угленосных отложений циркумарктического пояса [Левитан, 2018, с. 158, табл 20].

	Лессы		Ледниковые	
	S	V	S	V
неоплейстоцен	2702,8	69,3	6469,4	477,1
эоплейстоцен	810,3	54,3	1518,8	13,8

Табл. 2-2. Количественные параметры плейстоценовых отложений Евразии (S - площадь, тыс. км², V – объем, тыс. км³) [Левитан, 2018, с. 242, табл. 39, с. 243, табл. 40].

Хотя есть критики и у такого подхода, на конференциях в формате научной дискуссии можно услышать: «В генерализации теряется суть», «Как мне поможет масса минерала, породы или иного компонента в масштабе планеты для палеогеографической реконструкции». На что в ответ обычно парируют: «У нас-то цифры, а у Вас просто карты».

Новые методы стратиграфии помогают решать некоторые спорные вопросы палеогеографических реконструкций. О роли тектоностратиграфии для палеогеографических реконструкций написано в работе [Никишин, Копаевич, 2009]. Роли секвентной стратиграфии в решении вопросов палеогеографии посвящен ряд работ [Зорина, 2012; Антипов, Бобылова, Варшавская, 2005].

Подводя итог, можно отметить, что в России в настоящее время сложился ряд научных школ по проблематике стратиграфии и палеогеографии, некоторые из которых можно перечислить ниже. Научные школы Московского университета имени М.В. Ломоносова – это кафедры нефтегазовой седиментологии и морской литологии (Фролов В.Т., Япаскурт О.В., Ростовцева Ю.В. и др.), кафедры региональной геологии и истории Земли (Никишин А.М., Копаевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю., Тесакова Е.М., Казанский А.Ю., Фокин П.А., Габдуллин Р.Р., Яковишина Е.В. и др.), кафедры палеонтологии (Алексеев А.С., Гатовский Ю.А., Мамонтов Д.А., Ростовцева Ю.И. и др.) и кафедры инженерной и экологической геологии (Самарин Е.Н., Зеркаль О.В., Гвоздева И.П. и др.) геологического факультета, а также музея Землеведения (Иванов А.В.). Еще одним научным «кластером» Москвы следует считать

Геологический институт РАН (Гаврилов Ю.О., Захаров В.А., Вишневская В.С., Герман А.Б., Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б., Наугольных С.В., Рогов М.А., Голованова О.В., Дронов А.В., Ипполитов А.П., Радионова Э.П., Рудько С.В., Устинова М.А., Щербинина Е.А. и др.). В ГЕОХИ РАН имени В.И. Вернадского следует отметить научный коллектив лаборатории геохимии осадочных пород под руководством М.А. Левитана (Антонова Т.А., Гельви Т.Н., Друщиц В.А., Сыромятников К.В. и др.).

В «Северной столице» отметим Санкт-Петербургский университет (Аркадьев В.В. и др.) и ВСЕГЕИ имени А.П. Карпинского (Застрожных А.С., Семенова Л.Р., Вовшина А.Ю., Королькова К.В. и др.)

Нельзя не отметить научную школу Саратовского университета имени Н.В. Чернышевского (Молостовский Э.А., Гужиков А.Ю., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Еремин В.Н., Фомин и др.) и Саратовского университета имени Ю.А. Гагарина (Архангельский М.С. и др.). Также в Казанском (Привожском) федеральном университете работы по данной проблематике проводит Зорина С.О. и др., в Пермском государственном национальном исследовательском университете – Пузик А.Ю. и др., в Институте нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН – Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Дзюба О.С., в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН – Захаров Ю.Д.

В научном плане можно констатировать, что к настоящему времени достигнут предел точности биостратиграфического метода и более точные корреляционные построения возможно осуществлять путем комплексирования методов стратиграфии, основываясь на циклостратиграфическом подходе. Тот же принцип комплексирования методов и подходов позволит повысить точность палеогеографических реконструкций факторов среды в бассейнах седиментации, пока, возможно, не будут придуманы новые технологии решения этой проблемы.

ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ДИССЕРТАЦИОННОГО ИССЛЕДОВАНИЯ¹

Для решения поставленных задач автором были изучены разрезы палеозоя и мезозоя Восточно-Европейской платформы, мезозоя и кайнозоя низких широт – Средиземноморского альпийского пояса и высоких широт – Енисей-Хатангского прогиба, мезозоя Западно-Сибирской плиты. Основные районы исследования приведены на рис. 2-1. В ходе диссертационного исследования разрезы изучались автором рекогносцировочно (Западная Европа, Прикаспийская синеклиза, Туркменистан и др.), детально (Восточно-Европейская платформа, Горный Крым, Большой Кавказ) или автором были проведены лабораторные исследования по образцам, ему предоставленным (Дагестан, Западная Сибирь, Енисей-Хатангский прогиб). В частности, автором в каждом из кластеров - Горном Крыму, на Кавказе или на Восточно-Европейской платформе были детально изучены десятки разрезов обнажений и сотни точек наблюдений, на Кавказе – десятки разрезов скважин, в пределах Московской синеклизы – сотни разрезов скважин. Основные результаты исследования опубликованы в виде серии статей и в монографии [Габдуллин, Иванов, 2013]. В ходе первичного описания разрезов

¹ При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Габдуллин Р.Р.** Палеоклиматические реконструкции методом высокоточной циклической корреляции на примере разрезов мезо-кайнозоя Северной Евразии // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2023. № 1, с. 23-34 RSCI (0,61 авторского листа, 0,65 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596);

2. **Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Мигранов И.Р., Бадулина Н.В., Иванов А.В., Казуров М.Д.** Литолого-геохимическая характеристика и палеоклиматические условия формирования верхнемеловых отложений эпиконтинентального бассейна Русской плиты в районе Ульяновско-Саратовского прогиба // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2021. № 2, с. 20-33 RSCI (0,6 авторского листа, 1,1 п.л., вклад автора 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596);

3. **Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Мигранов И.Р., Бадулина Н.В., Казуров М.Д.** Литолого-геохимическая характеристика и палеоклиматические условия формирования турон-сантонских отложений эпиконтинентального бассейна Русской плиты в районе Воронежской антеклизы // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2021. № 3, с. 26-34 RSCI (0,82 авторского листа, 1,1 п.л., вклад автора 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596);

4. **Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Бадулина Н.В., Афонин М.А., Игтисамов Д.В., Фомин Е.Ю., Юрченко А.Ю.** Литолого-геохимическая и палеоэкологическая характеристика условий осадконакопления в Горном Крыму в маастрихтском веке // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2015. № 5, с. 39-56 RSCI (1,2 авторских листа, 1,3 п.л., вклад автора 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)

5. **Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Храмов А.Е., Короновский А.А., Руннова А.Е., Яшков И.А., Бадулина Н.В., Игтисамов Д.В.** Астрономо-климатические циклы в разрезе верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2014. № 5, с. 55-71 RSCI (1,58 авторского листа, 0,3 п.л., вклад автора – 20%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596);

6. **Меренкова С.И., Серегина И.Ф., Габдуллин Р.Р., Ростовцева Ю.В., Большов М.А.** Реконструкция палеосолёности и батиметрии Еникальского пролива в Восточной части океана Паратетис в сарматское время по геохимическим данным // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2020. № 3, с. 37-46 RSCI (0,69 авторских листа, 0,6 п.л., вклад автора 15%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).

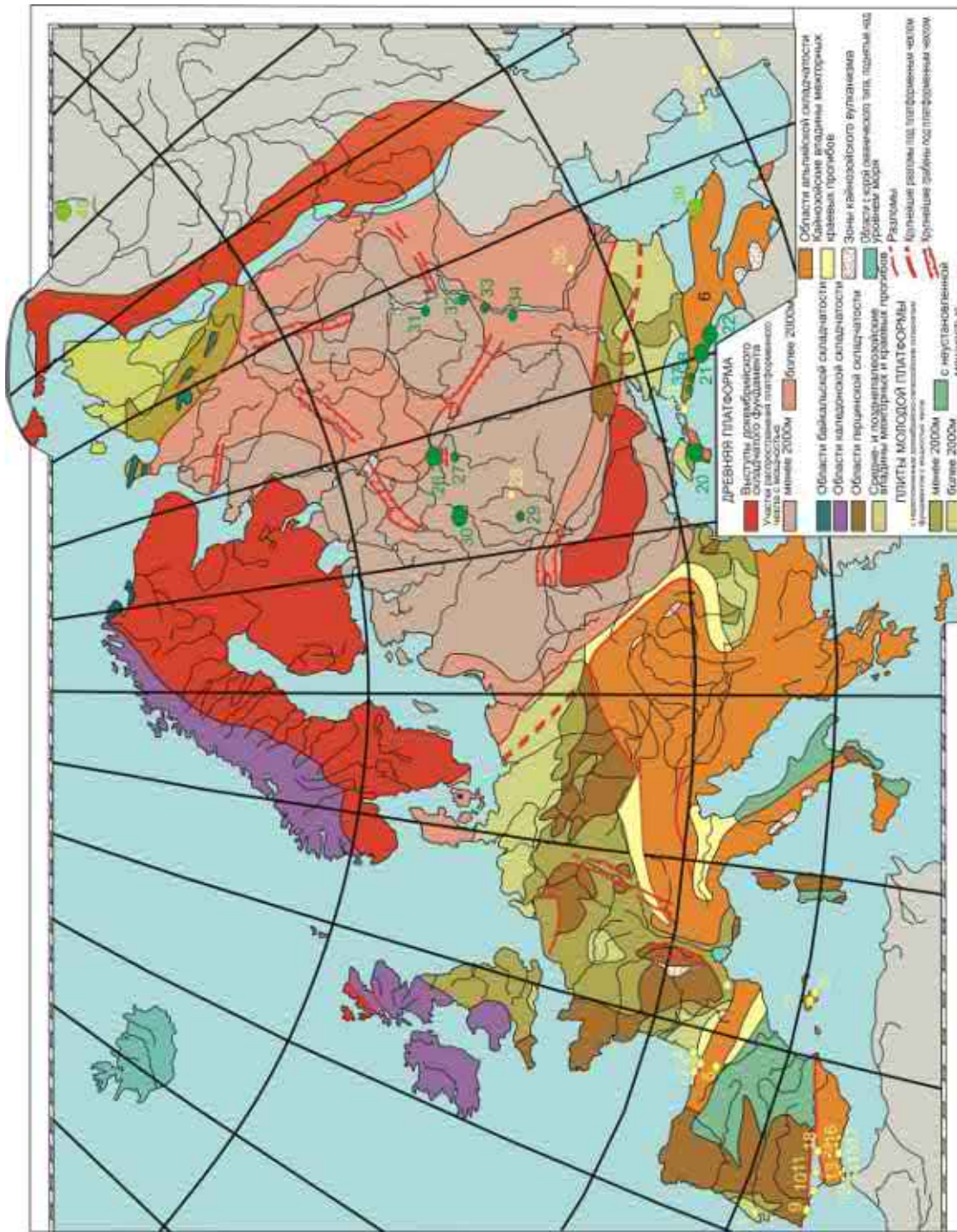


Рис. 2-1. Тектоническая схема Европы с расположением изученных разрезов или кластеров (серии разрезов) [Тектоническая карта Европы. Масштаб: 1:175000000. 1964 г.]. Места расположения изученных разрезов или кластеров: 1 – г. Лиссабон и его окрестности; 2 – Гастелугаче; 3 – пгт. Сумая, г. Сараутс и г. Сан-Себастьян; 4 – г. Беарритц; 5 – г. Памплونا; 6 – г. Каркассон; 7 – г. Пальма; 8 –

Кала-д'Ор; 9 – г. Альбуфейра; 10 – г. Уэльва; 11 – г. Севилья; 12 – г. Тарифа; 13 – г. Альхесирас; 14 – Ла-Линья-де Консепсьон; 15 – гг. Бенальмадена, Эстепона, Фуенгерола, Марбелья, Сан Педро де Алькантаре; 16 – г. Малага; 17 – г. Нерха; 18 – г. Антекерра; 19 – г. Ронда; 20 – Горный Крым; 21 – район Большого Сочи; 22 – Абхазия; 23 – г. Туркменбаши, Кубадаг; 24 – Огланлы, Большой Балхан; 25 – Бахарден, Копет-Даг; 26 – г. Москва; 27 – г. Серпухов; 28 – Латненский карьер, г. Воронеж; 29 – карьер Стойленского ГОКа; 30 – окрестности г. Брянск – н.п. Бетово, Чернетово, Фокино; 31 – г. Сенгилей; 32 – Хвалынский; 33 – г. Вольск; 34 – с. Нижняя Банновка; 35 – гора Большое Богдо; 36 – Еникальский канал, Тамань; 37 – г. Новороссийск; 38 – г. Геленджик; 39 – Дагестан; 40 – Восточно-Каменное месторождение, г. Ханты-Мансийск. Примечание: разрез устьевой части р.Енисей на поле карты не попадает.

был собран большой массив данных, который был нарашен результатами лабораторных исследований. Подробнее о материале и объеме исследований написано во «введении».

Рассмотрим подробнее методы, использованные в ходе диссертационного исследования.

2.1. Петрографические методы

Петрографические методы. Эти методы [Фролов, 1992] акцентированы на определении цвета, структуры, формы зёрен, текстуры, минерального состава, включений, физических свойств и вторичных изменений горных пород. Методика изучения пород в шлифах и макроскопически подробно описана в ряде работ [Фролов, 1992; Петрографический кодекс, 2018].

Макроскопическое описание горных пород. Этот метод применялся при полевом описании разреза в обнажении или керне или на стадии камерального изучения отобранных ранее образцов.

Микроскопическое изучение пород в шлифах. Более 800 шлифов были изготовлены в шлифовальной лаборатории геологического факультета Московского университета имени М.В. Ломоносова. Их описание было проведено Габдуллиным Р.Р., Карповой Е.В., Казуровым М.Д., Варзановой М.А., Коноваловой Т.А., Сергиенко А.В. на микроскопах МИН-8, Полам, Axio Lab.AI (с ПО AxioVision 4.9.1) и Olympus SZX16 на кафедрах нефтегазовой седиментологии и морской геологии, региональной геологии и истории Земли Московского университета имени М.В. Ломоносова.

В ходе изучений слагающих стратона горных пород была получена информация об их строении и составе, необходимая для корректного расчленения и корреляции разрезов, а также палеогеографических условиях их формирования.

2.2. Геохимические методы

Геохимические методы нацелены на определение химического и минерального состава горных пород стратона разными способами. Полученные данные использовались для уточнения

строения стратонов и определения или уточнения палеогеографических условий их формирования.

Газовольюметрический анализ состава «карбонатной части» горных пород с определением доли минералов-карбонатов в размере 32 проб был выполнен на приборе «Карбонатометр КМ-04» на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Аналитик – Е.А. Бакай (МГУ). Методика изложена в работе [Габдуллин и др., 2017]. Эти результаты дополнили и уточнили данные петрографических методов и позволили более корректно определить масштабы дигенетических преобразований горных пород (в частности – вторичную доломитизацию), а также – уточнить палеогеографических реконструкции.

Анализ изотопного состава углерода и кислорода карбонатов, палеотермометрия. Изотопный анализ проведен на комплексе оборудования для анализа стабильных изотопов легких элементов Delta V Advantage на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова (аналитик – А.Ю. Юрченко) и в Центре Изотопных Исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) в объеме 117 проб.

Анализировался состав стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) углекислого газа, выделившегося в результате реакции карбоната с кислотой. Точность измерений контролировалась по международному стандарту NBS-19. Изотопные значения измерены в ‰ относительно VPDB. Каждый образец анализировался дважды. Стандартное отклонение не превышало 0,1 ‰.

Для расчета палеотемператур использована формула

$$t^{\circ}\text{C} = 16,5 - 4,3(\delta^{18}\text{Ок} - \delta^{18}\text{Ов}) + 0,14(\delta^{18}\text{Ок} - \delta^{18}\text{Ов})^2$$

где $t^{\circ}\text{C}$ – температура воды, в которой образовывался карбонат кальция, $\delta^{18}\text{Ок}$ – изотопный состав кислорода углекислого газа, полученного из карбоната кальция путём разложения его 105% ортофосфорной кислотой и измеренного относительно стандарта PDB, а $\delta^{18}\text{Ов}$ – изотопный состав углекислого газа, изотопно уравновешенного с водой, в которой образовывался карбонат кальция, и измеренный относительно SMOW [Каплин, Янина, 2010; Фор, 1989].

Подробнее о методике анализа и расчете палеотемператур написано в работах [Верзилин, 1979; Габдуллин и др., 2016; Каплин, Янина, 2010; Фор, 1989; Хефс, 1983]. Полученные данные позволили хеостратиграфически сопоставить разрезы стратонов, а также получить данные о величине палеотемпературы воды (SWT), необходимые для палеогеографических реконструкций.

Рентгенофлуоресцентный анализ. Полный геохимический анализ элементов 681 пробы был выполнен на кафедре инженерной и экологической геологии Московского университета имени М.В. Ломоносова на рентгено-флюоресцентном спектроскане MARC.GV (НПО «Спектрон», Санкт-Петербург) аналитиком Самариным Е.Н в Пермском государственном национальном исследовательском университете на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного типа действия S8 «Tiger» фирмы «BRUKER» аналитиком А.Ю. Пузиком. Методика описана в ряде работ [Ширкин, 2009; Литинский, 2012] Полученные данные о химическом составе позволили провести их интерпретацию палеогеографическими методами и получить представление о вариациях солености, глубины и температуры.

Для оценки и анализа **вариации значений палеотемпературы** были использованы следующие значения концентрации элементов и их отношения: V, Ca, Ni, Ca/Sr, титановый модуль (ТМ), Mn, Si/Al. Вариации температуры также можно оценить с помощью отношений: Ca/Mg, Sr/Ba, Zr/Nb, (Ce, Nd, La, Ba)/Yb (Y, Zr).

Рост концентрации Ca, Sr, Mg может указывать на аридный тип климата, а увеличение содержания Sc, Ni, Zr, Y, W, U, Cu, V и редкоземельных элементов (РЗЭ) – на гумидные условия седиментации.

Также для оценки значений температуры использован метод изотопной палеотермометрии (см выше) и метод расчета палеотемпературы по индексу выветривания.

Титановый модуль (ТМ) – отношение содержания TiO_2 и Al_2O_3 – зависит как от динамической фации седиментации, так и от титанистости петрофонда, поэтому если зафиксировать фациальный фактор, то ТМ служит отличным индикатором петрофонда основного или кислого состава. Различие значений ТМ свидетельствует о разной климатической обстановке. Гумидные, песчано-алевритовые породы характеризуются более высокими значениями ТМ, чем аридные. Такое же соотношение наблюдается и для глинистых пород. Использование этого модуля для восстановления климатических особенностей возможно лишь в условиях постоянства источника сноса. В ряде случаев динамическая сортировка материала и состав петрофонда влияют на величину ТМ гораздо сильнее, чем климатический фактор. Резюмируя, можно сказать, что его величина возрастает при переходе из аридной зоны в гумидную, а в пределах последней – по мере движения от глубоководных зон к прибрежно-морским и континентальным [Енгальчев, Панова, 2011].

Определение палеотемпературы по индексу выветривания [Меренкова и др., 2020; Габдуллин Р.Р. и др., 2021]. Индексы выветривания обычно показывают степень истощения пород подвижными элементами относительно неподвижных в процессе химического

выветривания. Индекс выветривания (CIA) широко используется как показатель интенсивности химического выветривания [Nesbitt, Young, 1982]

$CIA = 100 \cdot Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)$, где CaO^* - некарбонатный CaO , все переменные представляют молярные количества оксидов основных элементов.

$$T = 0,56 \times CIA - 25,7 \quad (r^2 = 0,50),$$

где T – температура в °C

Подробнее об этом методе написано в [Меренкова, и др., 2020; Габдуллин Р.Р. и др., 2021].

Для оценки и анализа вариации глубины бассейна использованы отношения Fe/Mn , Ti/Mn , титановый модуль (ТМ), натриевый модуль (НМ), калиевый модуль (КМ), а также элементы Zn , Pb , Al , Mn , Cu , Sr , Ba , показывающие смещение фаций.

Отношение Fe/Mn . Уменьшение этого отношения соответствует увеличению глубины, а также переходу от шельфовых фаций к пелагическим. Тенденция к уменьшению этого отношения с глубиной осадконакопления обусловлена поглощением осадочными отложениями марганца из морских вод, которое сильнее проявляется в глубоководных условиях. По значению отношения Fe/Mn осадочные породы можно разделить на глубоководные (< 40), мелководные (~ 80) и мелководно–прибрежные с преимущественно терригенным источником сноса (> 160). Отношение Fe/Mn хорошо применимо к глинистым или глиносодержащим отложениям, и в меньшей степени, – к карбонатным [Скляр, 2001].

Калиевый модуль ($KM = K_2O/Al_2O_3$) определяется интенсивностью процессов химического выветривания в области размыва. Калий входит в состав полевых шпатов и накапливается при их разрушении в континентальных отложениях в условиях засушливого климата. Во влажном климате он переносится в виде растворов и взвеси и концентрируется в морских и озерных осадках. Алюминий связан с глинистой частью пород, и его содержание в осадках увеличивается в сторону открытого бассейна. Низкие значения калиевого модуля характерны для континентальных осадков, тогда как в прибрежно-морских и пелагических отложениях его значение увеличивается [Енгальцев, Панова, 2011].

Натриевый модуль ($NM = Na_2O/Al_2O_3$). Натрий обычно переносится в виде растворов и взвеси; максимальные его концентрации наблюдаются в континентальных отложениях в условиях засушливого климата и в морских и озерных осадках в условиях влажного климата. Наиболее бедны натрием прибрежно-морские образования [Енгальцев, Панова, 2011].

Содержание Sr и Ba . Увеличение содержания стронция свидетельствует об удаленности от источника сноса терригенного материала, а повышение концентрации бария, наоборот, о приближении источника сноса. С ростом глубины бассейна Ba все сильнее растворяется, однако при этом на глубине 4–5 км его концентрация может достигать максимальных значений,

так как он вступает в реакцию с окружающей средой и выпадает в осадок [Енгальчев, Панова, 2011; Климат..., 2004; Скляр, 2001].

Содержание Pb и Zn. Увеличение концентрации свинца и цинка вызвано приближением к источнику сноса и/или увеличением солености бассейна.

Для оценки и анализа изменения солености использованы значения отношений – Sr/Ba и Ca/Sr. При нарушении физико-химического равновесия соленого раствора, обусловленного его захоронением, одни минералы в этой системе растворяются (например, кальцит), другие – формируются (доломит), что ведет к глубокой трансформации состава рассолов. При этом в растворе происходит избирательное концентрирование химических элементов, среди которых Ca, Sr, Ba. Это также хорошо видно в суперсоленых растворах, где содержание Ca сводится практически к нулю, так как при увеличении солености он замещается на Mg, содержащийся до этого в осадке. Следовательно, увеличение показателей Sr/Ba, Ca/Sr свидетельствует о повышении солености раствора.

Концентрация B, Ba, S, Cr, Cu, Ga, Ni и V в морских осадках выше, чем в пресноводных. Zn и Cu – также показатели солености раствора, подвижность этих элементов напрямую зависит от солености. В речных водах содержание Cu практически всегда постоянно, поэтому когда речная вода перемешивается с морской, скорость выпадения Cu в осадок уменьшается с повышением солености получаемого раствора. Подвижность Zn также уменьшается с повышением солености [Енгальчев, Панова, 2011; Климат..., 2004; Скляр, 2001].

Для оценки влажности климата были использованы алюмокремнистый модуль и щелочной модуль.

Алюмокремнистый модуль (АМ) равняется отношению оксидов Al_2O_3/SiO_2 и показывает степень химического выветривания пород. Повышенная глиноземистость осадочных пород и высокие значения алюмокремниевого модуля (например, более 0,35), как правило, указывают на размыв гумидных кор выветривания или химическое выветривание пород [Енгальчев, 2011]. Тенденция к снижению величины АМ по разрезу свидетельствует о постепенном уменьшении роли химического выветривания.

Щелочной модуль (ЩМ) равняется отношению Na_2O/K_2O и характеризует интенсивность процессов химического выветривания в области размыва. Его величина уменьшается в период усиления выветривания и увеличивается в эпохи его ослабления. Этот модуль часто используют совместно с натриевым и калиевым модулями. Величина этого модуля дает дополнительную информацию об относительной доле глинистого вещества в составе пород [Енгальчев, 2011].

Метод оптически стимулированной люминисценции. Для решения задач по уточнению данных о возрасте четвертичных осадков Горного Крыма в Центре Изотопных

Исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) для двух проб был проведен анализ методом оптически стимулированной люминисценции. Средства измерений включают автоматизированную систему ТЛ/ОСЛ датирования Risø TL/OSL Reader DA-20 C/D и низкофоновый спектрометр гамма-излучения на основе кристалла из чистого германия CANBERRA BE3825. Аналитики – М.В. Ручкин, И.В. Тимофеева. ОСЛ метод датирования основан на оценке поглощённой дозы радиации за период захоронения осадка. Процедура датирования образцов состоит из двух этапов: определение палеодозы и определение мощности дозы. Трубы с образцами вскрывались в помещении с красным светодиодным освещением. Внешняя часть пробы (около 3–5 см с обеих сторон трубы) отбиралась для определения мощности дозы, оставшаяся внутренняя часть – для определения палеодозы.

Анализ (метод) нерастворимого остатка. Для определения концентрации нерастворимого остатка в карбонатных породах в лаборатории кафедры региональной геологии и истории Земли аналитиком Варзановой М.А. был проведён анализ нерастворимого остатка в объеме 32 проб горных пород путем их растворения в уксусной кислоте. Выполнено по стандартной методике [ГОСТ 5382-91].

Итогом применения комплекса геохимических методов стала возможность проведения хемотратиграфической корреляции стратонов и определенные палеогеографические условия формирования разрезов.

2.3. Физические методы

Физические методы нацелены на определение физических свойств породообразующих минералов. Полученные данные использовались для уточнения строения стратонов и определения или уточнения палеогеографических условий их формирования.

Рентгено-фазовый анализ в объеме 10 проб был проведен на кафедре нефтегазовой седиментологии и морской геологии Московского университета имени М.В. Ломоносова В.Л. Косоруковым на рентгеновском дифрактометре ДРОН-4 согласно методике, описанной в работе В.Г.Шлыкова [Шлыков, 1991]. Полученные результаты обрабатывались на ПК в ПО «X-RAY». В результате применения этого метода удалось определить глинистые минералы, что важно при палеогеографических (палеоклиматических) реконструкциях.

Петромагнитные исследования в объеме 500 измерений включали определение магнитной восприимчивости (k) портативным измерителем магнитной восприимчивости (каппаметром, ПИМВ) соискателем в полевых условиях одновременно с описанием разреза для регистрации поступления в осадочную систему минералов-ферромагнетиков с целью реконструкции палеогеографических условий формирования разреза. Кроме того, удалось определить присутствие тонкодисперсных зерен минералов-магнетиков, недиагностируемых

петрографическими методами. Геологическая интерпретация петромагнитных данных приведена в работе Э.А.Молостовского и А.Н.Храмова [1997].

Каротажный комплекс (в объеме более 2 пог. км) включал разные виды исследований, выполнялся сотрудниками ООО «ЦГИ», «Петромоделинг» и их субподрядчиками. Основной задачей стало уточнение положение границ стратонов в разрезе и коррекция первичного полевого описания керна скважин. Методика и основные результаты применения каротажа на разрезах фанерозоя приведены в монографии [Габдуллин, Иванов, 2013].

Акустический каротаж (АК) позволил детально изучать тонкую слоистость разреза. АК применялся с целью идентификации геометрии карстовых полостей по зонам с пониженной скоростью (менее 2000 м/с). Установлено, что карст, как правило, приурочен к отложениям второй половины трактов высокого стояния (ТВС-2) и трансгрессивной системе трактов (ТСТ).

Данные гамма-каротажа (ГК) применялись для корректировки положения глинистых интервалов в разрезах скважин (выход керна по глине может быть более 100%). С повышением глинистости в разрезе отмечался рост на кривой ГК.

Радиоволновой каротаж (ОРПВ). Горные породы, обладающие более низкими удельным электросопротивлением ($\rho_{эф}$) и значениями диэлектрической проницаемости ($\epsilon_{эф}$), характеризуются более высоким поглощением радиоволн. С повышением концентрации ферромагнетиков в разрезе растет диэлектрическая проницаемость, а с повышением пористости падает удельное электросопротивление. Как правило, песчанистые породы и песчанистые разности глинистых и карбонатных пород содержат минералы-ферромагнетики и хорошо опознаются при помощи этого метода.

Межскважинное сейсмоакустическое просвечивание (томография) в объеме более 1 пог. км проводили сотрудники ООО «ЦГИ» по профилям между скважинами для межскважинной корреляции. В частности, при помощи этого метода стало возможно оценить размеры и геометрию карстовых полостей. Методика и основные результаты ее применения на разрезах палеозоя изложены в работе [Габдуллин и др., 2008; Габдуллин, Иванов, 2013; Ошкин и др. 2016].

Вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) в объеме более 10 пог км длины сотрудники ООО «ЦГИ» проводили по профилям между скважинами для межскважинной корреляции, а также в местах, где бурение скважин оказалось технически невозможно. Подробно о результатах применения этого метода написано в монографии [Габдуллин, Иванов, 2013], методика – в работе Модина Н.Н. [2013].

Итогом применения комплекса физических методов стала возможность проведения стратиграфической корреляции разрезов скважин (особенно в межскважинном пространстве) и определенные палеогеографические условия формирования разрезов (в частности, циклы

разбавления фонового осадка при поступлении терригенного сноса с минералами-ферромагнетиками с палеоматерика).

2.4. Палеонтологические методы

Палеонтологические методы нацелены на определение руководящих форм для расчленения и корреляции разрезов, их методика приведена в ряде работ [Микрорпалеонтология, 1995; Янин, Барсков, 2017; Петрова и др., 2019].

Палинологический анализ 40 образцов был выполнен на кафедре палеонтологии геологического факультета Московского университета имени М.В. Ломоносова н.с. Мамонтовым Д.А., а также к.г.-м.н., доцентом Ростовцевой Ю.И. с консультацией специалистов лаборатории палеонтологии и стратиграфии мезозоя и кайнозоя ИПГГ СО РАН, Новосибирск – к.г.-м.н., научных сотрудников Кузьминой О. Б. и Хазиной И.В.).

Диатомовый анализ 30 образцов был выполнен на кафедре палеонтологии геологического факультета Московского университета имени М.В. Ломоносова, к.г.-м.н., доцентом Ростовцевой Ю.И. с консультацией специалиста – к.г.-м.н., снс лаборатории микрорпалеонтологии ГИН РАН Радионовой Э.П.

Микрофаунистический анализ в объеме 407 образцов выполнен профессором кафедры региональной геологии и истории Земли геологического факультета Московского университета имени М.В. Ломоносова, д.г.-м.н. Копаевич Л.Ф., к.г.-м.н., снс лаборатории биостратиграфии и палеогеографии океанов ГИН РАН Устиновой М.А., к.г.-м.н., внс лаборатории микрорпалеонтологии ГИН РАН Щербининой Е.А.

Макрофаунистический анализ в объеме 360 образцов выполнен доцентом кафедры региональной геологии и истории Земли геологического факультета Московского университета имени М.В. Ломоносова, доцентом к.г.-м.н. Габдуллиным Р.Р.

В результате применения комплекса палеонтологических методов были решены задачи по расчленению и корреляции разрезов естественных и искусственных (скважины, котлованы) обнажений (в том числе и для разрезов со сложным геологическим строением – областям развития современных и древних оползней), получены новые стратиграфические данные по фауне и флоре, характеризующие стратонаы не только с позиции стратиграфии, но и с позиции палеогеографических обстановок седиментации.

2.5. Палеоэкологические методы

Целью этих методов является реконструкция условий обитания растений и животных, живших в геологическом прошлом при помощи так называемых «живых ископаемых» – родов

или других таксонов, обитающих сегодня и обитавших в геологическом прошлом. Зная современные параметры окружающей среды этих форм жизни, возможно методом актуализма «перенести» известные ныне факторы среды в геологическое прошлое, в котором эти же формы существовали. Важным представляется также анализ следов жизнедеятельности живых организмов – ихнофоссилий. Подробнее об этих методах написано в монографии Габдуллина Р.Р. [2002]. В итоге проведенного соискателем палеоэкологического анализа по определенным находкам макрофауны или взятым данным о палеонтологической характеристике разрезов, рассматриваемых в диссертационном исследовании, были определены среднегодовые температуры (MAT) и температуры воды (SWT) и составлены палеотемпературные кривые для разрезов мезозоя-кайнозоя с учетом авторских и заимствованных из опубликованных источников, данных. Также автором были получены данные о солености и глубине воды в бассейнах седиментации в мезо-кайнозойское время. Это дало возможность автору составить палеогеографические, палеогалинометрические и палеотемпературные кривые для бассейнов низких и высоких широт, уточнив геологическую историю и как следствие – предложить климатическую модель Северного полушария Земли для мезо-кайнозоя. Основные организмы-индикаторы факторов среды, рассматриваемые в работе, и их характеристика, приведены на табл. 2-1, 2-2, 2-3. Также для палеоклиматических реконструкций использованы данные о современных значениях MAT в зоне распространения многолетнемерзлых пород (ММП), составляющих диапазон значений от -3 до -9 °C [Анисимов и др., 2012].

2.6. Стратиграфические методы

Эти методы нацелены на решение двух задач – расчленения стратонамов и их корреляции. Обзор существующих методов дан в монографии [Габдуллин, Иванов, 2013].

Секвентная стратиграфия. Описание этого метода приведены в одноименной монографии [Габдуллин, Копасевич, Иванов, 2008], а примеры его применения на разрезах фанерозоя – в работе [Габдуллин и др., 2010]. Анализ эвстатических вариаций и выделение секвенций в разрезах фанерозоя позволили определить палеогеографические условия формирования стратонамов и более уверенно провести их корреляцию. Секвентный анализ позволил отделить горные породы коренного массива от оползневых блоков в разрезах палеозоя и мезозоя.

Циклическая стратиграфия. Суть метода заключается в корреляции разрезов на уровне элементарных пластовых циклитов, а в случае если это невозможно – на уровне пачек, пакетов, объединяющих элементарные циклиты. Пластовая цикличность, генерируемая астрономо-климатическими циклами Миланковича (периодиты) хорошо опознается в разрезах и характеризуется близкими значениями мощностей циклитов в разрезах, расположенных на

одной палеошироте. При перемещении в другие широты величины мощностей постепенно меняются. Такая высокоточная корреляция на уровне пластов позволяет разработать циклостратиграфическую шкалу – своеобразный «календарь», в котором каждому циклиту присвоен свой порядковый номер. Методика и основные результаты ее применения приведены в серии работ [Габдуллин, 2003; Габдуллин 2004 а-в; Габдуллин, 2022].

	Род	Глубина, м	Газовый режим	Температура воды, °С	Солёность, ‰
1	<i>Pecten</i> (J—Q)	0,5—900, обычно 10-50	эвриоксийны	8,8—23,5	стеногалинные, редко — эвригалинные формы
2	<i>Chlamys</i> (J—Q)	1—90, обычно 2-50	эвриоксийны	1—5	2—38
3	<i>Ostrea</i> (T—Q)	4—100	эвриоксийны (до 15 суток)	0—32, теплолюбивы	12—30
4	<i>Glycymeris</i> (K—Q)	эврибатны, 0—1000	стенооксийны	9—12, 18—21	25—33, стено- и эвригалинные формы
5	<i>Pteria</i> (S—Q)	1—374, обычно 6-60	стенооксийны	14—16, 25-32	стеногалинные, не выносят опреснения
6	<i>Pholadomya</i> (J—Q)	нет данных	нет данных	теплолюбивы	нормальная
7	<i>Nucula</i> (S—Q)	эврибатны, 2—2000	эвриоксийны (до 17 суток)	3—10, эвритермны	33—25
8	<i>Lingula</i> (S—Q)	до 40—100 м	нет данных	теплолюбивы	выносят опреснение
9	<i>Cidaris</i> s. l. (T ₃ —Q)	до 4000, обычно 75—100	стенооксийны	стенотермны	стеногалинные

Табл. 2-1. Беспозвоночные «живые ископаемые» – индикаторы факторов окружающей среды (таблица из монографии [Габдуллин, 2002], таблица 1)

Пластовая цикличность, связанная с подводными оползневыми потоками (турбидиты), также была исследована этим методом при проведении государственной гео-геологической съемки на листе L-36-XXIX и на смежных с ним листах - L-36-XXVIII и L-36-XXXV. Путем анализа ритмограмм выделялись пачки во флишевых отложениях нижнего комплекса, которые впоследствии использовались при корреляции.

Предложена [Сизанов, Рудакова, Габдуллин, 2006] новая методика выделения элементарных пластовых циклитов и определения их происхождения на примере нижнемаастрихтских отложений оврага Токма, Горный Крым (пачка XIX по А.С. Алексею [Геологическое..., 1989], терминальная часть зоны *Brotzenella complanata* и *Globotruncana mid-*

Таксон (лат.)	Таксон (рус.)	Температура, °C	Источник, примечание
Alnus	Ольха	<i>MAT</i> 4–7,5	https://www.cabi.org/isc/datasheet/4574
Betula	Береза	AAT 7	https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_2/betula/allegghaniensis%20.htm
Larix	Лиственница	AAT 7	https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_1/larix/occidentalis.htm
Pinus	Сосна	AAT -12,5*	[Исаев, Борисов, Никифорова, 2019]
Picea	Ель	<i>MAT</i> +7 – -11, <i>сред.</i> – -4	[https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_1/picea/mariana.htm]
Salix	Ива	AAT -1,5	[Седаева, Квитко, 2009]
Tsuga	Тсуга	<i>MAT</i> 0,3–11,3, <i>сред.</i> -5,5	[https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_1/tsuga/heterophylla.htm]
Juglans	Орех	<i>MAT</i> 7(<i>север</i>) – 19 (<i>юг</i>)	[https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_2/juglans/nigra.htm]
Platanus	Платан	<i>MAT</i> 9,5 –17, 4, <i>сред.</i> –13,5	[Tedeschini et al., 2006]
Metasequoia	Метасеквойя	<i>MAT</i> 11–14,5, <i>сред.</i> – 12,82	[Fan et al., 2020]
Ginkgo biloba	Гинкго билоба	AAT 5–24	[Guo et al., 2021]
<i>Magnolia</i>	Магнолия	AAT 19,7 (п-в Флорида)	[http://www.worldclimate.com/climate/us/florida]
<i>Phlebopteris</i>	Флебоптерис	<i>MAT</i> 20-25?	[Philippe et. al., 1998]. MAT по фитоассоциации
<i>Pterophyllum</i>	Птерофиллум	<i>MAT</i> 20-25?	[Philippe et. al., 1998]. MAT по фитоассоциации
<i>Sphenopteris</i>	Сфеноптерис	<i>MAT</i> 10	[Yamada, Legrand, Nishida, 2018]
Czekanowski-ales	Чекановские-вые	<i>MAT</i> более 14	Гумидный теплый тропический климат [Zhang et al., 2021]
Coniopteris	Кониоптерис	<i>MAT</i> более 20	[Zhang et al., 2021]
Sagenopteris	Сагеноптерис	<i>MAT</i> более 20	Гигрофиты, мегатермные растения [Zhang et al., 2021]
Laurus	Лавр	<i>MAT</i> 8–27	[Philippe, 1998]
Ассоциация Acanthopteris-Ginkgo coriacea	Ассоциация Акантоптерис-Гинкго	<u>LST</u> 1–14	[Xu et al., 2020]

Табл. 2-2. Климатическая характеристика растений – индикаторов температуры (в градусах Цельсия). Примечание: AAT – средняя температура воздуха, MAT – среднегодовая температура, LST – температура поверхности Земли, * - для циркумарктического пояса.

Ассоциация Ruffordia goepperti- Dryopterites	Ассоциация Руффордия- Дриоптерис	<u>LST 7–12</u>	[Xu et al., 2020]
Ассоциация Ctenis lyrata- Chilinia	Ассоциация Ктенис- Чилиния	<u>LST 4–7</u>	[Xu et al., 2020]
Lindleycladus	Линдлекладус	MAT 13,9	По фитоассоциации Грюнбахской флоры, кампан, Австрия [Herman, Kvaček, 2007]
Gleichenites	Глейхения	MAT 8–22	[Cantrill, 1998]
Sapindopsis	Сапиндопсис	MAT 15,3	По фитоассоциации Грюнбахской флоры, кампан, Австрия [Herman, Kvaček, 2007]
Cycas revoluta	Саговник понижающийся	MAT 15,1 (Китай)	[Xiong et al., 2020]
		MAT 28,5 (Индия)	[Nath et. al, 2018]
		MAT 22,9 (Ассам, Индия)	[Talukdar, Gupta, 2020]
		MAT 5,5 (Кашмир, Индия)	[Khuroo et al., 2011]
		MAT 29,5	[climatemps.com] рассчитано по http://www.brsu.by/ecology/nauchno-issledovatel'skaya-rabota/interes/cycas-revoluta

Табл. 2-2. Окончание.

	Род	Глубина, м	Газовый режим	Температура воды, °C	Солёность, ‰
1	Nummulites (K ₂ —P)	мелководные	стенооксигенные	SWT 21—28	стеногалинные
2	Notidanus (J ₃ —N ₁)	200—1800	-	умеренный и тропический климат	эвригалинные
3	Cretolamna (J ₃ —N ₁)	эврибатны, обитают в	-	гомойотермные	эвригалинные
4	Cretoxyrina (K)	пелагиали, редко - глубоководные	-	гомойотермные, умеренный и тропический климат. SWT >5	эвригалинные

Табл. 2-3. Животные – индикаторы факторов окружающей среды. Источники: 1 – [Martens, 2019]; 2 – [<https://www.mindat.org/taxon-P80585.html>]; <https://bigenc.ru/biology/text/2377176>; 3 – [Гликман, 1980; <https://www.mindat.org/taxon-P34608.html>]; 4 – [Гликман, 1980; <https://www.mindat.org/taxon-4824599.html>; http://fishbiosystem.ru/shark/LAMNIFORMES_Cretoxyrinidae1.html].

wayensis) позволившая проанализировать неравномерно- и скрытоциклические интервалы разреза, при анализе которых были получены слабо коррелирующие между собой параметрические кривые (магнитной восприимчивости, содержания карбоната кальция, железистых минералов, биотурбированности толщи и др.). Выявить цикличность получилось, рассчитав по вариациям параметров относительное среднеарифметическое содержание компонента в данной толще (СА), а также среднеарифметического минимального (САМИН) и максимального (САМАХ) значения параметра. Таким образом, применяя этот метод в исследуемом разрезе были выделены четыре зоны: 1) зона А, где содержание компонента меньше минимального среднеарифметического содержания; 2) зона В₁, где значение параметра больше минимального среднеарифметического содержания, и меньше среднего арифметического содержания; 3) зона В₂, где значение параметра больше среднеарифметического содержания, и меньше максимального среднего арифметического содержания; 4) зона С, где значение параметра больше максимального среднеарифметического содержания. В пределах зон В₁ и В₂ возможны колебания величин связанные с погрешностью измерения, поэтому в этой зоне допускается некоторое пренебрежение результатами аналитических исследований. Данные методов можно условно разделить на две группы: приборные (магнитная восприимчивость, карбонатность и др.) и субъективные (описания шлифов, разреза). Поэтому основными (или зафиксированными) параметрами, которые будем использовать при выделении и интерпретации циклитов, будут магнитная восприимчивость и содержание карбоната кальция. Так как, магнитная восприимчивость наиболее достоверна и дополнена данными петрографического анализа шлифов, то она является ключевым параметром для определения границ элементарных пластовых циклитов.

Событийная стратиграфия. Метод заключается в прослеживании при корреляции разрезов следов различных геологических событий, от которых остаются маркирующие горизонты. Последние, вместе с циклостратиграфической шкалой, выступают четким временным каркасом, который позволяет уверенно проводить сопоставление разрезов с высокой точностью. В частности, это позволило «поймать» геохронность (сдвиг) биозон в пространстве и времени (на сеноман-туронском и маастрихт-датском рубежах), решить проблему корреляции разрезов с «немыми» зонами для маастрихта Северной Африки.

Климатическая стратиграфия. Суть метода в расчленении и корреляции разрезов с позиции вариации климата – эпох относительного потепления и похолодания. Вместе с хемотратиграфическим подходом дает хороший результат при работе с разрезами, имеющими «монотонное» литологическое строение. Применялся для корректировки корреляционных построений для интервалов разрезов для которых имелись палеотемпературные данные.

Хемотратиграфия. Метод заключается в расчленении и корреляции разрезов с позиции вариации химического состава породообразующих минералов. При корреляции используются кривые содержания химических элементов, их оксидов или любых других соединений. Циклический анализ вариаций концентрации этих компонент дал хороший результат при работе на разрезах с «монотонным» литологическим составом и послужил обоснованием для выделения астрономо-климатических циклов Миланковича. Характеристика метода приведена в работе [Зорина, 2016].

1.7. Математические методы анализа геологических процессов

Анализ скоростей осадконакопления. Оценка скоростей (темпов) осадконакопления проводилась совместно с анализом палеогеографических карт (или схем). Суть метода заключается в определении скорости седиментации осадка путем деления мощности на время и сравнения полученных значений с современными величинами скоростей седиментации в аналогичных палеогеографических условиях. Аномально заниженные или завышенные значения скоростей седиментации могут быть объяснены неправильным стратиграфическим расчленением толщи, заниженные – эрозией, завышенные – многократным повторением разреза при послойных срывах в зоне надвигов (Горный Крым; Кавказ и другие орогены Средиземноморского альпийского пояса). Это анализ проверял корректность существующих стратиграфических построений и взглядов на строение стратисферы в том или ином регионе Северной Евразии. В частности удалось оценить скорости осадконакопления в позднемеловом эпиконтинентальном бассейне Русской плиты и ее южного обрамления, а также – в кампанском и маастрихтском веках. Основные результаты этого метода и их описание приведены в ряде работ [Габдуллин и др., 2007; Габдуллин, Бадулина, Иванов, 2007].

Методы изучения элементарной пластовой цикличности. Анализ существующих методов и подходов в вопросе изучения элементарной пластовой цикличности подробно описан в монографии [Габдуллин, 2002]. Этот вопрос был подробно рассмотрен в кандидатской диссертации соискателя [Габдуллин, 2000].

Генезис пластовых циклитов определялся методами «ручного» подсчета и спектральным Фурье-анализом. Кратко остановимся на некоторых ранее опубликованных результатах [Габдуллин, 2002]. Сопоставление шкал геологического времени ясно показывает, что длительность некоторых веков по данным разных авторов может отличаться в два и более раза (впрочем, как и длительность циклов Миланковича). Здесь заложена одна из главных проблем, следующая из трудностей решения проблемы геологического времени – при использовании разных временных шкал циклы одного порядка или генезиса «переходят» в другой порядок или

генезис. Например, циклы эксцентриситета продолжительностью около 20 тысяч лет «могут стать» циклами наклона эклиптики длительностью около 40 тысяч лет или циклы эксцентриситета первого порядка продолжительностью 100 тысяч лет «превратятся» в циклы второго порядка длительностью 400 тысяч лет.

Помимо выбора шкалы времени, можно использовать седиментометрический «путь» – привязывать длительность циклитов к их возможной скорости седиментации (см выше – параграф «анализ скоростей седиментации»). Последняя может быть определена экспериментально или выбрана по аналогии из близких по типу осадков. Такая стратегия имеет смысл в разрезах, содержащих частые гиаусы, точную длительность которых определить затруднительно.

Ручной подсчет. При делении длительности века (или его части) на число осцилляций (или пластовых циклитов) получается широкий разброс значений их длительности – от циклов эклиптики до эксцентриситета. В ряде случаев длительность вариаций не отвечает циклам Миланковича [Габдуллин, 2002].

Спектральный анализ был проведен для ряда параметров в отложениях верхнего кампана и нижнего маастрихта (рис. 2-1) в карьере цем. завода «Большевик» г. Вольска Саратовской области [Габдуллин, 2002]. Спектральное Фурье-распределение было привязано к разным исследуемым временным диапазонам (аналог разных шкал времени или различных скоростей седиментации) с использованием оригинального программного обеспечения и консультаций к.б.н. С.В. Борисова (биологический факультет Московского университета имени М.В. Ломоносова). Так, например, при скорости седиментации, равной 2 см/тыс. лет вариации трех петромагнитных параметров (остаточной намагниченности насыщения – J_{rs} , естественной остаточной намагниченности – J_n , разрушающего поля остаточной намагниченности насыщения – H'_{cs}) можно связать с циклами эксцентриситета второго (0,4 млн лет) и третьего (1,29 млн лет) порядка (рис. 2-2). При иных скоростях или по другим параметрам связи этих осцилляций с астрономо-климатическими циклами не прослеживается. Отсутствие ясной связи циклических вариаций с циклами Миланковича привело научный коллектив авторов, включая соискателя к использованию нового, ранее не применявшегося метода.

Вейвлетный анализ [Габдуллин и др., 2014]. С целью уточнения связи конкретных изменений климата и палеогеографических условий с долгопериодичными циклами Миланковича на ЭВМ были статистически обработаны циклические кривые вариаций различных параметров. Подробно о самом методе написано в работе [Габдуллин и др., 2014]. В частности впервые для разреза у г. Вольск был применен вейвлетный спектр—анализ закономерности распределения ряда параметров для интервала: поздний кампан – ранний маастрихт (зона *Belemnella sumensis* (интервал 70,04-69,42 млн лет), зона *Belemnella lanceolata*

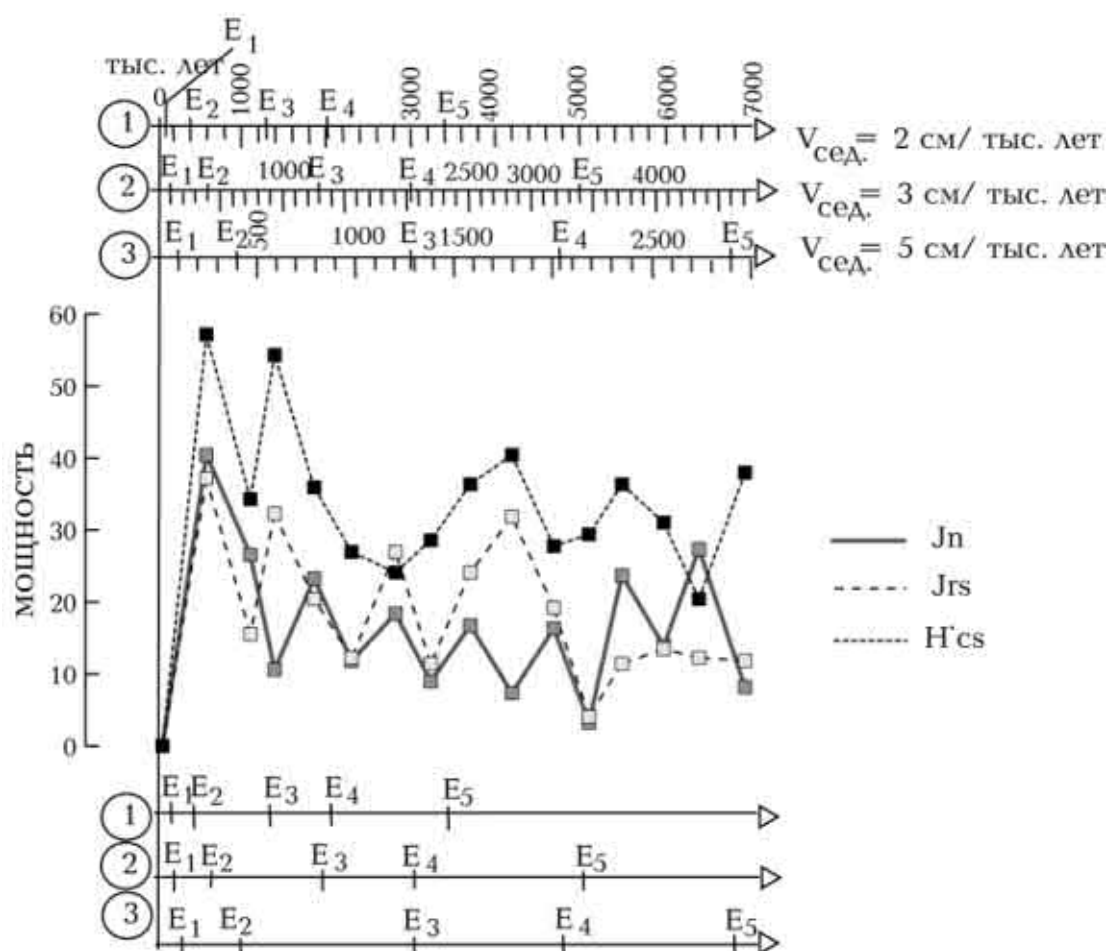


Рис. 2-1. Спектральное Фурье-распределение ряда параметров в отложениях верхнего кампана и нижнего маастрихта в разрезе карьера цемзавода «Большевик» г. Вольска Саратовской области. Рисунок из монографии ([Габдуллин, 2002], рис. 106).

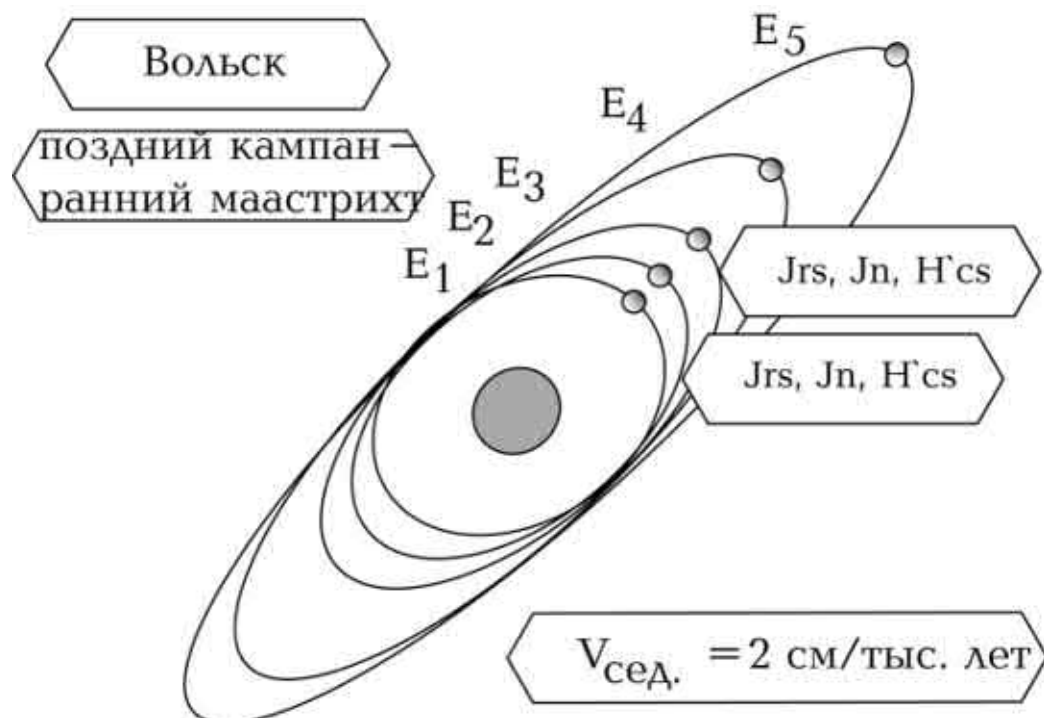


Рис. 2-2. Итоговая диаграмма результатов исследования. Рисунок из монографии ([Габдуллин, 2002], рис. 106).

(70,67-70,04 млн лет), интервал 77,69–71,29 млн лет (зоны *mucronata* и *langei*, взята вторая половина длительности зоны *mucronata*, образцы № 51-60) и интервал 80,42– 77,69 млн лет (зона *mucronata*, взята первая половина длительности зоны *mucronata*). Интервал 71,29-70,67 млн лет отвечает перерыву. При оценке длительности биозон использовалась хроностратиграфическая шкала [Hardenbol et al., 1998].

Преимущества этого анализа (перед классическим спектральным-Фурье анализом) очевидны: во-первых, он применим для анализа сложных систем, характеризующихся нестационарными, сложными и хаотическими процессами, для которых вейвлетный анализ дает частотно-временную картину динамику циклов в исследуемом временном ряду. Во-вторых, его результаты корректны при анализе коротких (а иногда и сверхкоротких) временных рядов, на длину которых укладывается несколько периодов колебаний той или иной характеристики, анализируемой по разрезу.

Исследование характера распределения естественной остаточной намагниченности – J_n (нТл) производилось с использованием непрерывного вейвлетного преобразования. В качестве материнского вейвлета использовался стандартный комплексный Морле-вейвлет с параметром центральной частоты $\Omega=12$. Временной ряд, полученный с помощью анализа параметрической кривой J_n (нТл), по которой рассчитывался вейвлетный спектр, показан на рис. 2-3, на котором время отсчитывается в миллионах лет. Следует отметить неэквидистантность интервалов между отсчетами ряда, что связано с особенностью осадконакопления с течением времени. Соответствующий вейвлетный спектр показан на рис. 2-4. На нем по оси абсцисс отложено время, по оси ординат – временные масштабы геологических циклов, наблюдающихся в анализируемых данных (в млн. лет). Серым цветом на спектре отмечена интенсивность того или иного временного масштаба (белый цвет – колебаний с таким периодом не существует, темный – интенсивность данного ритма в некоторый момент времени максимальна). Длительность анализируемого временного ряда соответствовала порядка 12 млн. лет, минимальная частота дискретизации данных составляла $1.4 (\text{млн. лет})^{-1}$, минимальная – $66.6 (\text{млн. лет})^{-1}$. Соответственно мы анализировали ритмы всего массива параметрических данных в диапазоне временных масштабов $s=[0.4; 8]$ млн. лет.

Кроме вейвлетного спектра с использованием той же программы рассчитывался интегральный вейвлетный спектр $E(s)$ (скалограмма), представляющий собой усредненный во времени мгновенный вейвлетный спектр [Короновский, Храмов, 2003; Короновский и др., 2013]. Соответствующая скалограмма показана на рис. 2-5. Из нее хорошо видно, что во временном ряду четко прослеживаются циклы длительностью $T_1 = 0.9$ млн. лет (сравнивая с рисунком 2-4 можно сделать вывод, что данный ритм

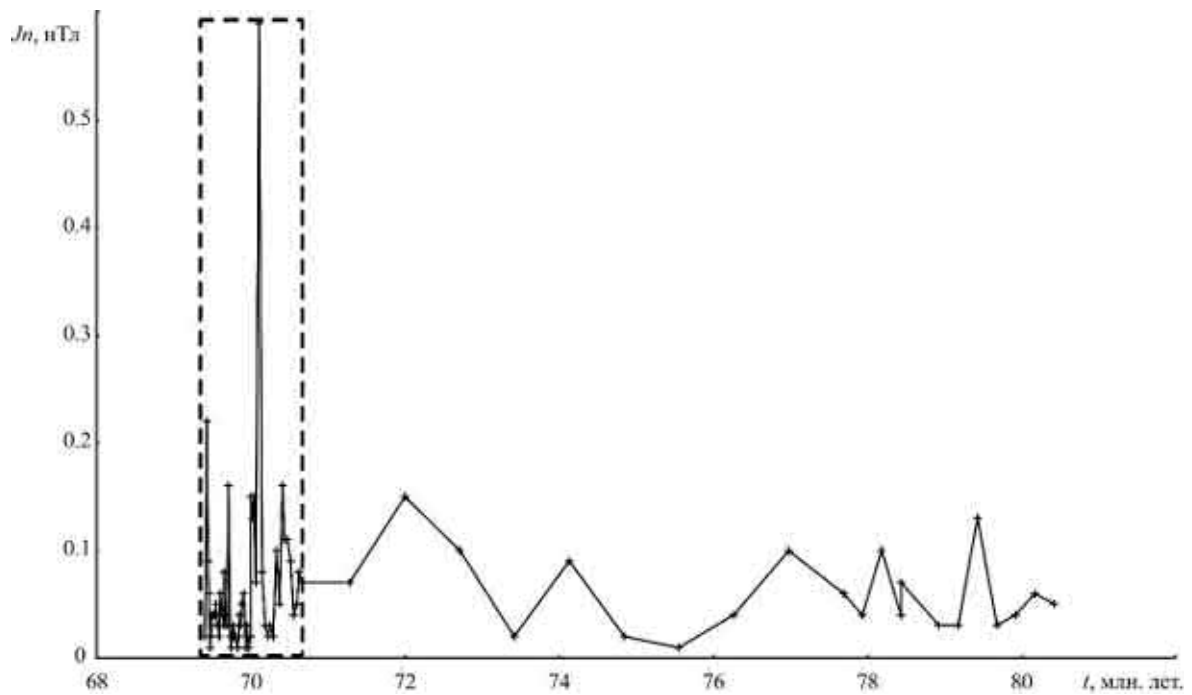


Рис. 2-3. Отрезок анализируемого временного ряда с параметрическими данными.
Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2014], рисунок 6).

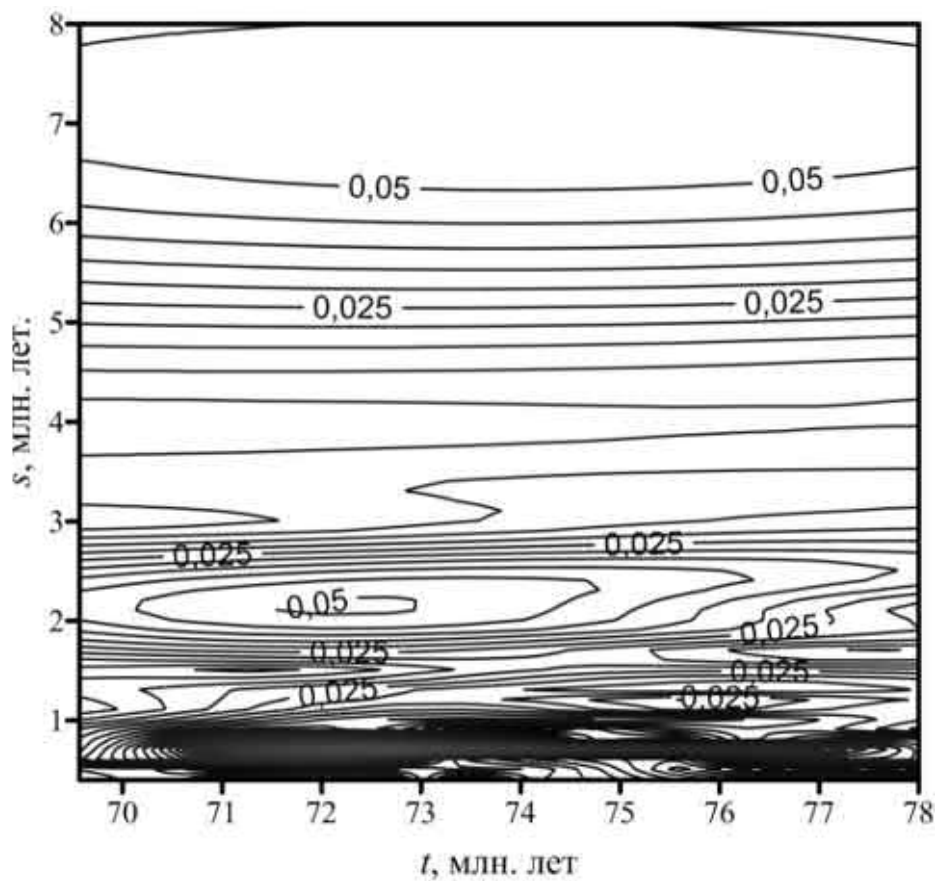


Рис. 2-4. Вейвлетный спектр, построенный с базовым Морле вейвлетом ($\Omega=12$), по данным, представленным на рис. 2-3. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2014], рисунок 7).

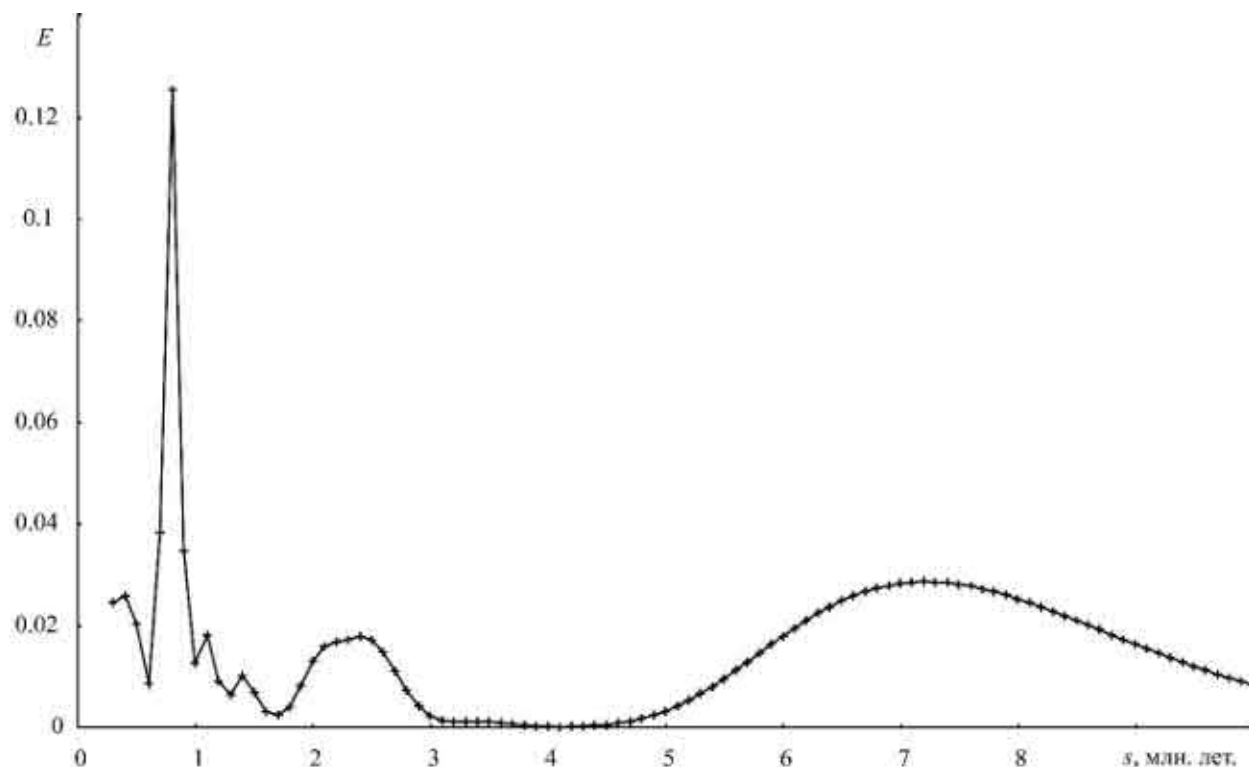


Рис. 2-5. Скалограмма вейвлетного спектра всего анализируемого временного ряда. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2014], рисунок 8).

наиболее выражен на интервале), $T_2 = 2,2$ млн лет (выражен на интервале 71–73 млн. лет) и $T_3 = 7,4$ млн лет, локализацию которого, в связи с большим периодом выделить невозможно (длительность ряда 8,5 млн. лет). Они близки по продолжительности к циклам эксцентриситета орбиты Земли третьего порядка – E_3 (длительность 1,29 млн лет; T_1) и четвертого порядка E_4 (длительность 2,03 млн лет; T_2).

Следует отметить интересный отрезок временного ряда в области 69,4–70,7 млн. лет (ранний маастрихт, зона *Belemnella sumensis*, выделен на рис. 2-3 рамкой), который характеризуется более коротковолновыми ритмами (см. рис. 2-6). Данный отрезок был проанализирован с использованием вейвлетного преобразования отдельно. Полученные результаты, представленные в виде скалограммы на рис. 2-7, показали, что на данном интервале наблюдается несколько ритмов, наиболее выраженные из которых – 0,04 млн.лет (О-циклы, или циклы наклонения эклиптики) и 0,4 млн. лет (E_2 -циклы, или циклы эксцентриситета второго порядка).

Описанный выше комплекс методов позволил получить необходимый массив данных для решения поставленных в диссертационном исследовании задач. В ходе работы над диссертацией совместно с сотрудником лаборатории геохимии осадочных пород ГЕОХИ РАН Сыромятниковым К.В. было запатентовано ПО «Indicator Paleo Climate»

(свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2022660318 от 04.07.2022), осуществляющее расчёт основных петрохимических индексов, характеризующих изменения палеоклимата.

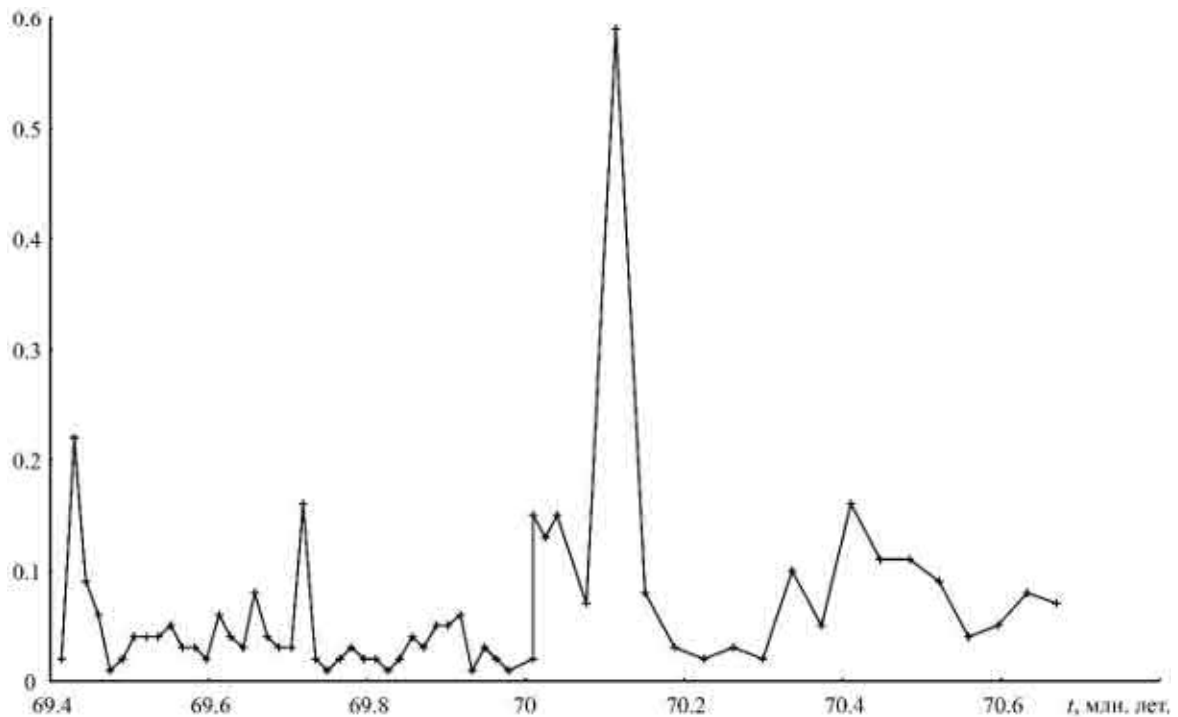


Рис. 2-6 Фрагмент временного ряда с параметрическими данными, соответствующей области, выделенной рамкой на рис. 2-3. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2014], рисунок 9).

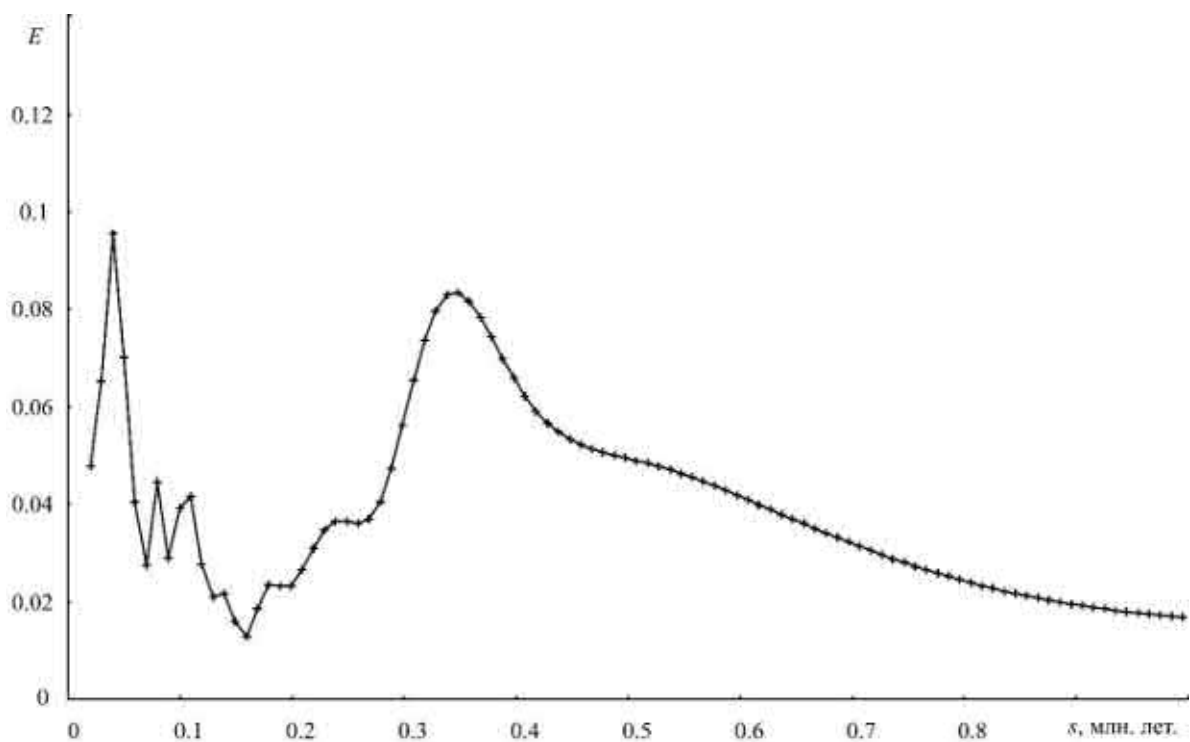


Рис. 2-7. Скалограмма вейвлетного спектра фрагмента временного ряда,

соответствующего динамике в период 69–71 млн. лет (см. рис. 2-6). Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2014], рисунок 10).

Описанный выше комплекс методов позволил получить необходимый массив данных для решения поставленных в диссертационном исследовании задач. В ходе работы над диссертацией совместно с сотрудником лаборатории геохимии осадочных пород ГЕОХИ РАН Сыромятниковым К.В. было запатентовано ПО «Indicator Paleo Climate» (свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2022660318 от 04.07.2022), осуществляющее расчёт основных петрохимических индексов, характеризующих изменения палеоклимата.

ГЛАВА 3. ВЫСОКОТОЧНАЯ ЦИКЛИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ СЛОЖНО ПОСТРОЕННЫХ РАЗРЕЗОВ ФАНЕРОЗОЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Комплексный подход для решения конкретных стратиграфических задач по расчленению и корреляции разрезов был применен на естественных и искусственных обнажениях каменноугольной, юрской, меловой и четвертичной систем Восточно-Европейской платформы (Московская синеклиза, Воронежская синеклиза, Ульяновско-Саратовский прогиб), мезо-кайнозоя Горного Крыма и Западного Кавказа. Использование комплекса методов удалось решить проблемы, связанные с расчленением и корреляции разрезов в условиях сложного геологического строения – в частности, осложненных проявлением карстово-суффозионных и оползневых процессов.

3.1. Разрезы палеозоя

3.1.1. Каменноугольная система. Нижний отдел²

В качестве объекта исследований для применения комплекса стратиграфических методов был выбран полигон, расположенный южнее г. Серпухов по обоим берегам Оки, где в визейско-серпуховских отложениях пробурено много скважин. Здесь был проведен циклостратиграфический и секвентный анализ верхневизейско-нижнесерпуховских отложений на юге Московской синеклизы на примере южных окрестностей г. Серпухов (правый и левый берега Оки, рис. 3-1, А). Рядом находится лектостратотипический разрез серпуховского яруса в карьере Заборье. Исследуемые отложения района хорошо и детально изучены в серии работ [Махлина и др., 1993; Kabanov, 2004; Kabanov et al., 2009, 2012, 2013, 2014; Алексеев и др., 2010; Кабанов и др., 2012; Alekseeva et al., 2016].

Дадим характеристику материалу и методам исследований. Было выполнено: 1) макро- и микроскопическое петрографическое описание керна более 50 скважин; 2) микро- и макропалеонтологическое изучение разрезов скважин (более 100 шлифов); 3) выделены и охарактеризованы элементарные пластовые циклиты; 4) интерпретированы данные акустического, радиоволнового и гамма-каротажа; 5) выполнен секвентный анализ отложений и выделение систем секвентных трактов.

² При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Габдуллин Р.Р., Бершов А.В., Самарин Е.Н., Бадулина Н.В., Афонин М.А., Фрейман С.И. Циклическая и секвентно-стратиграфическая характеристика визейско-серпуховских отложений на юге Московской синеклизы // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2018. № 4, с. 30-41 RSCI (1,08 авторского листа, 0, 5 п.л., личный вклад автора – 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)

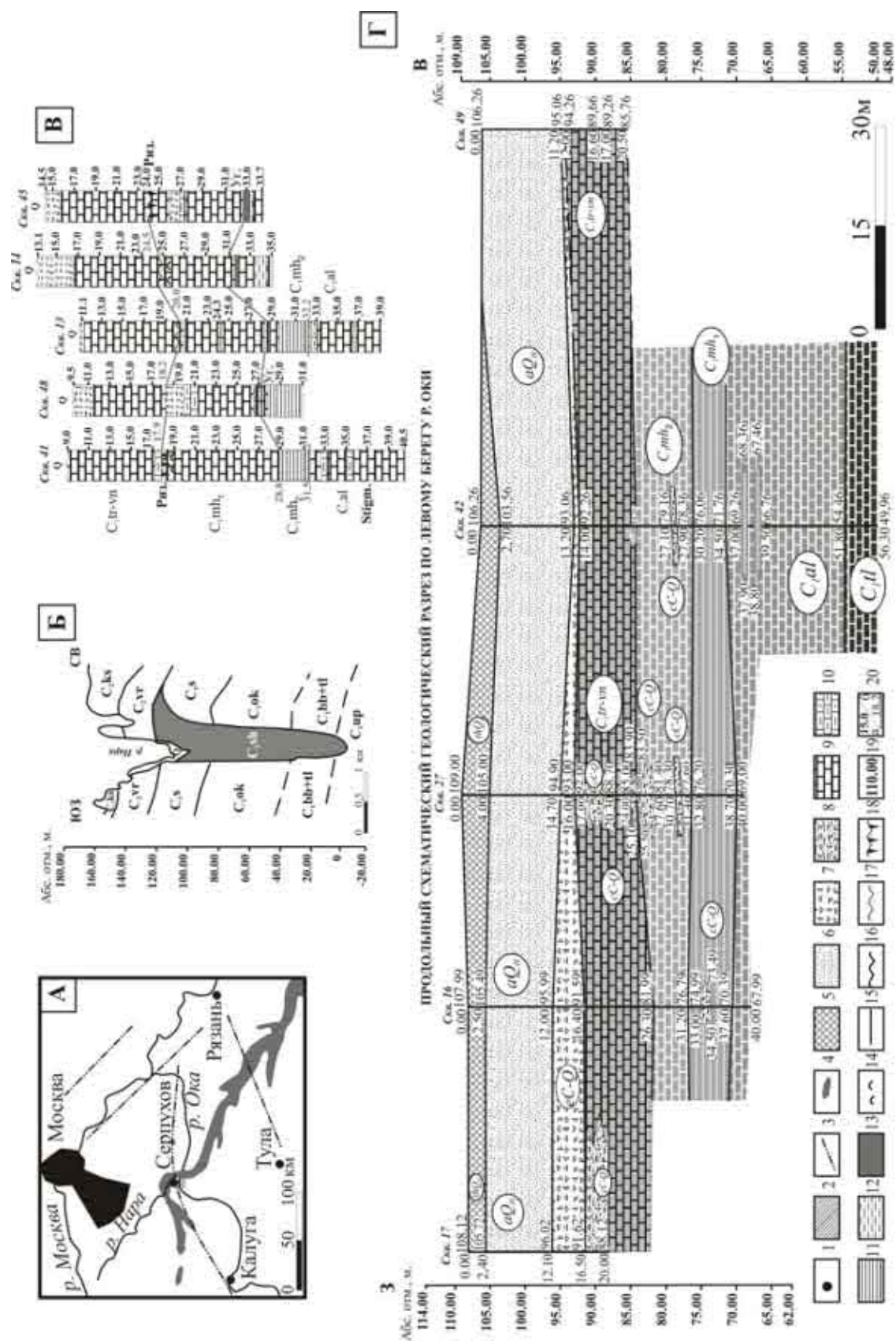


Рис. 3-1. Расположение и литолого-стратиграфическая характеристика визейско-серпуховских отложений: А – схематическая карта юга Московской синеклизы с расположением района исследований (серое – азовская палеодолина); Б – схематический

геологический разрез, расположенный у северной границы района исследований, через азовскую эрозионно-тектоническую (врезанную) палеодолину, по [Махлина и др., 1993]; В – схема сопоставления основных скважин; Г – продольный схематический геологический разрез по левому берегу р. Ока: 1–4 на врезке А: 1 – населенные пункты; 2 – район исследования; 3 – линияменты, по [Уломов, 2009]; 4 – контуры (на врезке А) и заполнение (на врезке Б) азовской палеодолины по [Махлина и др., 1993]; 5–20 – на В и Г) 5 – четвертичные отложения техногенного генезиса; 6 – четвертичные пески аллювиального генезиса; 7 – отложения элювиального генезиса (щебень и каменистые развалы); 8 – отложения коллювиального генезиса (мука и щебень известняка в супесчано-суглинистом заполнителе); 9 – известняки; 10 – глинистые известняки; 11 – глины, 12 – алевриты; 13 – уголь (только на В); 14 – брахиоподы – гигантопродуктиды; 15–19 – геологические границы: 15 – согласные, 16 – несогласные, 17 – с окремнелым хардграундом, 18 – с ризоидами; 19 – абс. отметка (м); 20 – глубина скважины (а), глубина геологических границ в метрах и линии корреляции (б). Сокращения: Риз. – ризоиды, Stigm. – стигмарины Рисунок из статьи ([Габдуллин и др. 2018], рис. 1).

Оценка геометрии карстовых полостей, широко развитых в этом районе, а также корректировка полевого описания керна (привязка его к разрезу) и корреляция скважин проводились при помощи комплекса каротажных работ. Разделение палеокарста и молодого карста не проводилось.

Данные геофизических комплексных работ были использованы для корреляции разрезов и включали различные виды каротажа.

Акустический картаж (АК) позволяет детально изучать тонкую слоистость разреза. АК применялся с целью идентификации геометрии карстовых полостей по зонам с пониженной скоростью (менее 2000 м/с). Установлено, что карст, как правило, приурочен к отложениям второй половины трактов высокого стояния (ТВС-2) и трансгрессивной системе трактов (ТСТ).

Данные гамма-каротажа (ГК) применялись для корректировки положения глинистых интервалов в разрезах скважин. С повышением глинистости в разрезе отмечается рост на кривой ГК.

Радиоволновой картаж (ОРПВ) – породы, обладающие более низкими удельным электросопротивлением ($\rho_{эф}$) и значениями диэлектрической проницаемости ($\varepsilon_{эф}$), характеризуются более высоким поглощением радиоволн. С повышением концентрации ферромагнетиков в разрезе растет диэлектрическая проницаемость, а с повышением пористости падает удельное электросопротивление. Как правило, песчанистые породы и песчанистые разности глинистых и карбонатных пород содержат минералы-ферромагнетики и хорошо опознаются при помощи этого метода.

Литолого-стратиграфическая характеристика. В основном изученные отложения (рис. 3-1 Б–Г) отвечают верхней части визейского яруса (тульский, алексинский, михайловский, веневский горизонты) и в меньшей степени – серпуховскому ярусу (тарусский горизонт). Последний сильно изменен (элювий), и о его наличии достоверно можно судить, скорее всего, в

единичных скважинах. Отложения тульского горизонта (рис. 3-1, Г) вскрыты только одной скважиной, а кровля нижнекаменноугольных отложений представлена щебнем, из которого было сделано единичное определение фораминифер тарусского горизонта. Большая часть фактического материала охватывает алексинский, михайловский и веневский горизонты. Стратиграфическое расчленение и описание ключевых скважин (рис. 3-1, В) проводилось А.С. Алексеевым (МГУ). Характеристика отложений этого стратиграфического диапазона изложена в работе [Alekseev et al., 2015], а стратиграфические схемы расчленения в ряде работ [Heckel, Clayton, 2006; Кулагина, 2008; Алексеев и др., 2010; Алексеев и др., 2013].

Циклостратиграфическая характеристика. Для каменноугольных отложений Московской синеклизы типично циклическое строение. Элементарная пластовая цикличность (мощность несколько сантиметров или дециметров) группируется в более крупные циклиты, в последовательности II–IV порядка. Роль тектонического фактора в визейско-серпуховское время была незначительной или умеренной, существенно большее значение имели гляциоэвстатические изменения уровня океана, связанные с оледенением и последующим таянием ледником на Гондване. Отмечено циклическое строение разреза визейско-серпуховских отложений, проведена их литолого-генетическая типизация, например, выделено 15 литотипов известняков, отвечающих мелководно-морской, лагунной (опресненной и осолоненной) обстановкам [Махлина и др., 1993].

Построенные ритмограммы для ряда скважин разрезов веневского, михайловского и алексинского горизонтов позволили провести их послойную корреляцию.

На каротажных диаграммах и в кернах скважин четко видна разнопорядковая цикличность, при этом основные тренды, например, результаты сопоставления кривых гамма-каротажа по стратотипическому региону, хорошо коррелируют с материалами предшествующих исследований [Махлина и др., 1993]. Согласно закону Вальтера-Головкинского смена фаций происходит как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении от скважины к скважине. Обстановки циклически сменяют одна другую от континентальных через лагунные до морских. Эвстатические вариации находят отражение в смене литологического состава пород, т.е. в изменении их физических свойств, что приводит к вариациям на каротажных диаграммах. Типичные тренды этих диаграмм и их интерпретация с позиции секвентной стратиграфии изложены в работе [Габдуллин и др., 2010]. На каротажных кривых выделены проградационный, ретроградационный и агградационный типы напластования, отвечающие трем палеогеографическим обстановкам – регрессии, трансгрессии и стабилизации положения береговой линии (уровня моря) соответственно.

По хроностратиграфической схеме [Heckel, Clayton, 2006] длительность веневского и михайловского веков составляло 3 млн лет, что дает возможность частично связать пластовые

циклиты с циклами эксцентриситета длительностью 1000 тыс. лет. Таким образом, один из факторов формирования циклично построенных толщ – разнопорядковые циклы эксцентриситета Земной орбиты (циклы, длительностью 100, 400, 1000 и 2000 тыс. лет).

Секвентно-стратиграфическая характеристика нижнекаменноугольных отложений. Для эпейрических морей Восточно-Европейской платформы характерны следующие системы трактов: тракты низкого стояния (ТНС), трансгрессивная система трактов (ТСТ) и тракты высокого стояния (ТВС). Это отмечено в ряде работ на примере средне- и верхнекаменноугольных разрезов Московской синеклизы и разрезов верхнего мела на Воронежской антеклизе и Ульяновско-Саратовском прогибе [Кабанов и др., 2012; Махлина и др., 2001; Махлина и др., 1993; Габдуллин, 2010; Габдуллин и др., 2008; 2010]. Времени ТНС отвечают врезанные долины, в частности одна из таких долин, врезанная в доверейский палеорельеф длиной почти 500 км, выполнена песчано-глинистыми отложениями азовской свиты башкирского яруса. Она проходит несколько севернее района исследований. Глубина ее вреза составляет около 100 м, ширина – 2–3 км, редко 6 км. В составе свиты выделяются нижняя и верхняя подсвиты. В нижней части – русловые песчаные или песчано-алевритовые осадочные образования, далее следуют алевритово-глинистые и глинистые отложения пойменных и лиманных фаций [Махлина и др., 2001]. На ее крутом юго-западном склоне в районе Серпухова отмечены палеооползни по нижнекаменноугольным отложениям.

Район исследования расположен в области с активно меняющейся палеогеографической обстановкой, часто на границах фаций. Терригенные элементы разреза – глины и алевриты, морские (с мелкими брахиоподами), лагунные, прибрежно-равнинные (с редкими брахиоподами и углефицированной растительностью) – и континентальные (мусковитовые, с углефицированной растительностью) отвечают тракту высокого стояния, трансгрессивной системе трактов или второй половине тракта высокого стояния (ТВС-2) и времени тракта низкого стояния (ТНС), соответственно (рис. 3-2). Глины с углями (лимническая обстановка) – трансгрессивным системам трактов (ТСТ) и регрессивной части второй половины тракта высокого стояния (ТВС-2), а также предположительно трактам низкого стояния (ТНС, рис. 3-2). Известняки с углями (паралическая обстановка) маркируют трансгрессивные системы трактов (ТСТ) и регрессивную часть второй половины тракта высокого стояния (ТВС-2, рис. 3-2). Известняки характеризуют первую половину тракта высокого стояния (ТВС-1, рис. 3-2). Глинистые известняки отвечают концу трансгрессивного тракта (ТСТ) и началу тракта высокого стояния (ТВС).

Известняки со стигмариями маркируют континентальные перерывы, границы тектоно-эвстатических циклов и их элементов, границы секвенций и системных трактов. Они представляют собой временной аналог ТНС (рис. 3-2).

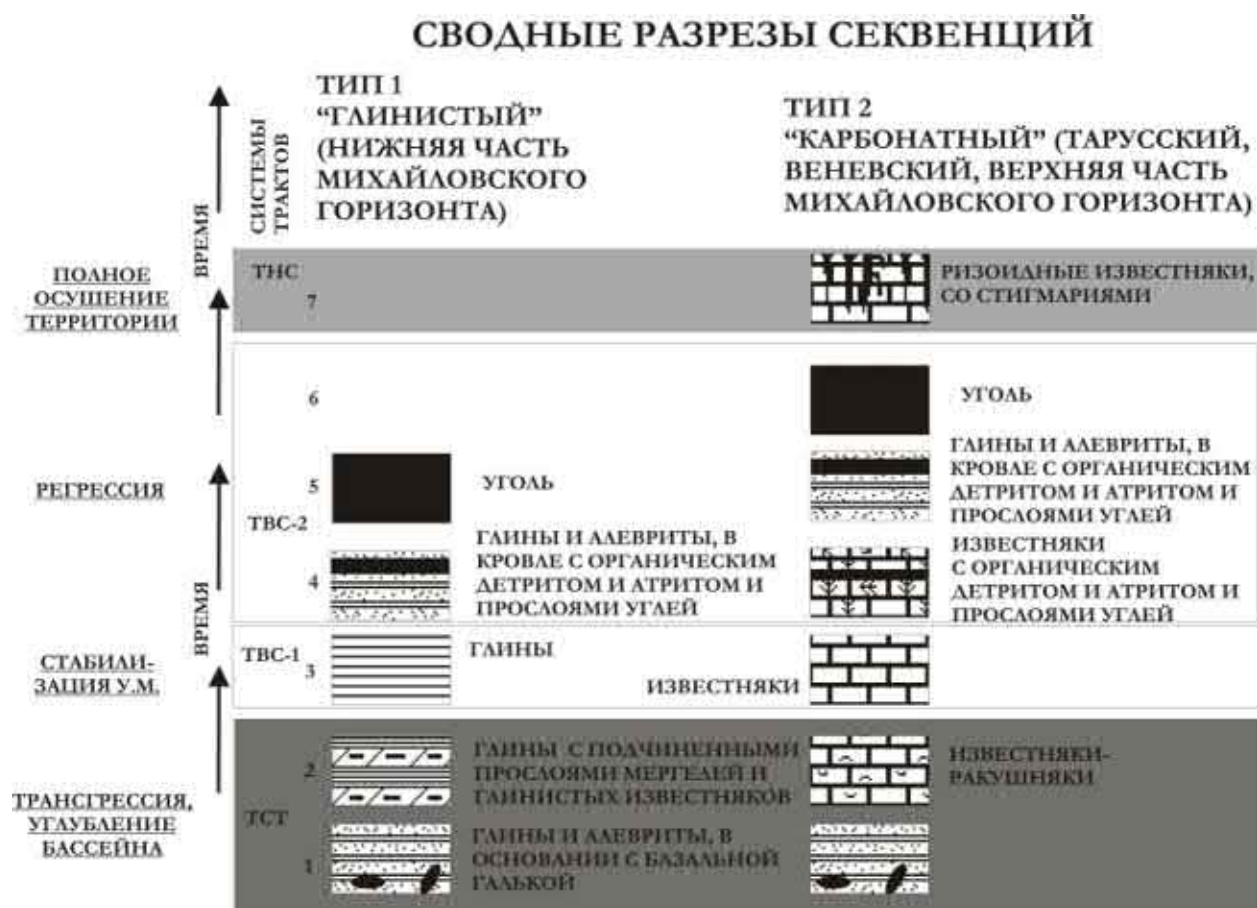


Рис. 3-2. Сводные разрезы секвенций. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др. 2018], рис. 3).

Секвенции и их элементы (ТНС, ТСТ и ТВС) четко опознаются в разрезах скважин и на каротажных диаграммах. На каротажных диаграммах видно двух- и трехчленное строение свит и подсвит (прообраз ТНС, ТСТ и ТВС).

Характер закарстованности массива известняков позволяет соотнести определенные уровни разреза с отвечающими им секвентными трактами. Как правило, лучше всего карстуются начальные трансгрессивные и конечные регрессивные известняки (элементы разреза). Карстовый процесс приурочен к наиболее мелководным пористым биогенным известнякам второй половины трактов высокого стояния (ТВС-2) и трансгрессивной системе трактов (ТСТ), косвенно он может служить индикатором палеогеографических условий. Заполнение карстовых полостей разнообразное и включает песок, щебень известняка, известковую муку, брекчии, глины (рис. 3-3).

Отложения тарусского горизонта распространены локально, часто глубоко элювиированы, местами трудно отличимы от подстилающих их веневских отложений. В результате корреляции скважин по акустическому каротажу (без ГК, ОРВП) установлено, что карстовые полости приурочены к тарусско-веневским (редкие, но большие), верхнемихайловским (протяженные, обширные) и нижнемихайловским (крайне редкие и

маленькие). Максимальное их количество тяготеет к верхней части михайловского горизонта. Кроме того по данным акустического и радиоволнового каротажа и межскважинного просвечивания, отмечено, что карстовые полости расположены на одном альтиметрическом уровне (рис. 1, В, Г; рис. 3-3).

Таким образом, уровни закарстованных пород можно соотнести с наиболее мелководными и карбонатными органогенно-обломочными осадочными образованиями начальных и конечных фаз седиментологического или эвстатического цикла, т.е. с началом трансгрессии и концом регрессии (рис. 3-3, А). Это дает возможность интерпретировать карстовые уровни как ТСТ и ТВС-2 и перейти от полевого описания скважин к их секвентно-эвстатической (стратиграфической) интерпретации (рис. 3-3, Б). Смена систем трактов находит отражение на флуктуациях каротажных диаграмм. Рассмотрим эвстатические вариации михайловского и веневского времени.

В михайловском веке установлено 6 вариаций, а в веневском – 3 [Kabanov et. al., 2014]. Обозначим эвстатические циклы михайловского века цифрами (М1–М6), а в веневского века (В1–В3), а тарусского – буквой Т. Флуктуации в геологическом разрезе идентичны вариациям на каротажных кривых (гамма- и радиоволновой каротаж), что дает возможность считать сами вариации на каротажной диаграмме и их число прообразом эвстатических или секвентных циклов. Таким образом, в рассматриваемом районе нами установлены эвстатические (или секвентные) циклы согласно предшествующим исследованиям [[Kabanov et. al., 2014]. Смена систем трактов также находит отражение на микроскопическом уровне при описании шлифов (рис. 3-3). В результате петрографического анализа выделены: трансгрессивная система трактов (алевриты, глины, глинистые и органогенные известняки – мадстоуны, пакстоуны и грейнстоуны), тракты высокого стояния (глины, глинистые известняки, органогенные известняки (пакстоуны), тракты низкого стояния (палеопочвы, ризоидные известняки со стигмариями).

Рассмотрим разрез скважины № 39 (рис. 3-4), для которой есть результаты каротажа и литологическое описание пород (керна и шлифы). Для ТВС характерно увеличение зернистости вверх по разрезу, а для ТНС и ТСТ, наоборот, – уменьшение. Границы системных трактов четко фиксируются по пикам на обеих или хотя бы одной из каротажной кривой.

Рассмотрим стратиграфически сверху вниз выделенные секвенции (рис. 3-3, 3-4, 3-5) для нижней части тарусского горизонта (секвенция Т), веневского горизонта (секвенции В3–В1), михайловского горизонта (секвенции М6–М1). Следует отметить, что «сводный разрез» секвенций был составлен по совокупности всех изученных скважин и всего имеющегося материала. Очевидно, что в каждой скважине в силу ряда причин (например, разный выход

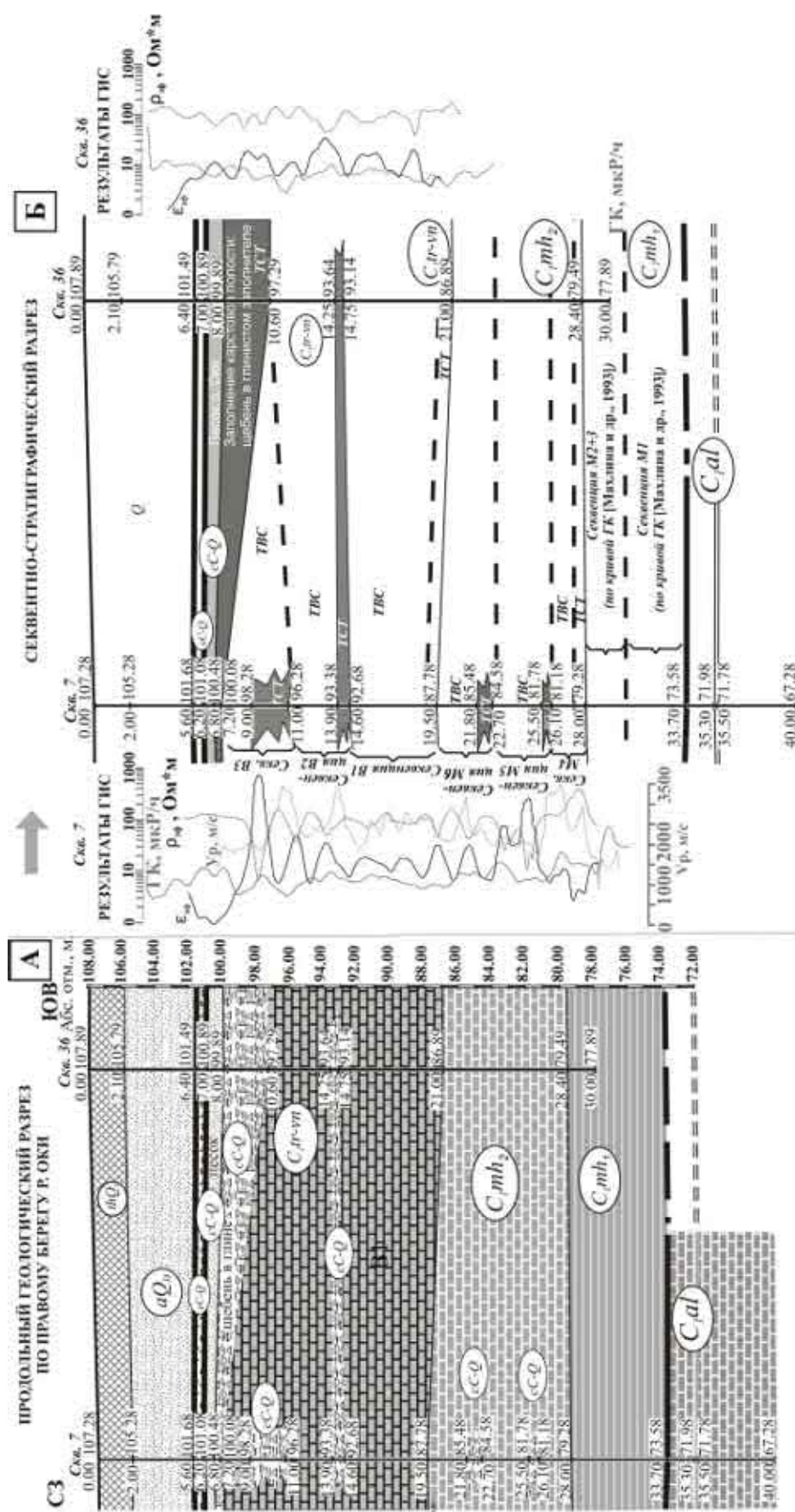


Рис. 3-3. Секвентно-стратиграфическая характеристика визейско-серпуховских отложений. *А* – продольный геологический разрез по правому берегу р. Ока, *Б* – модель строения секвенций и результаты геологического исследования скважин (ГИС: гамма-картаж, мкР/ч (ГК), акустический картаж (АК: скорость продольных волн (V_p), м/с) и радиоволновой картаж (ОРПВ: удельное электросопротивление ($\rho_{эф}$) и диэлектрическая проницаемость ($\epsilon_{эф}$)). Условные обозначения см. на рис. 1. Рисунок из статьи [Габдуллин и др. 2018], рис. 4).

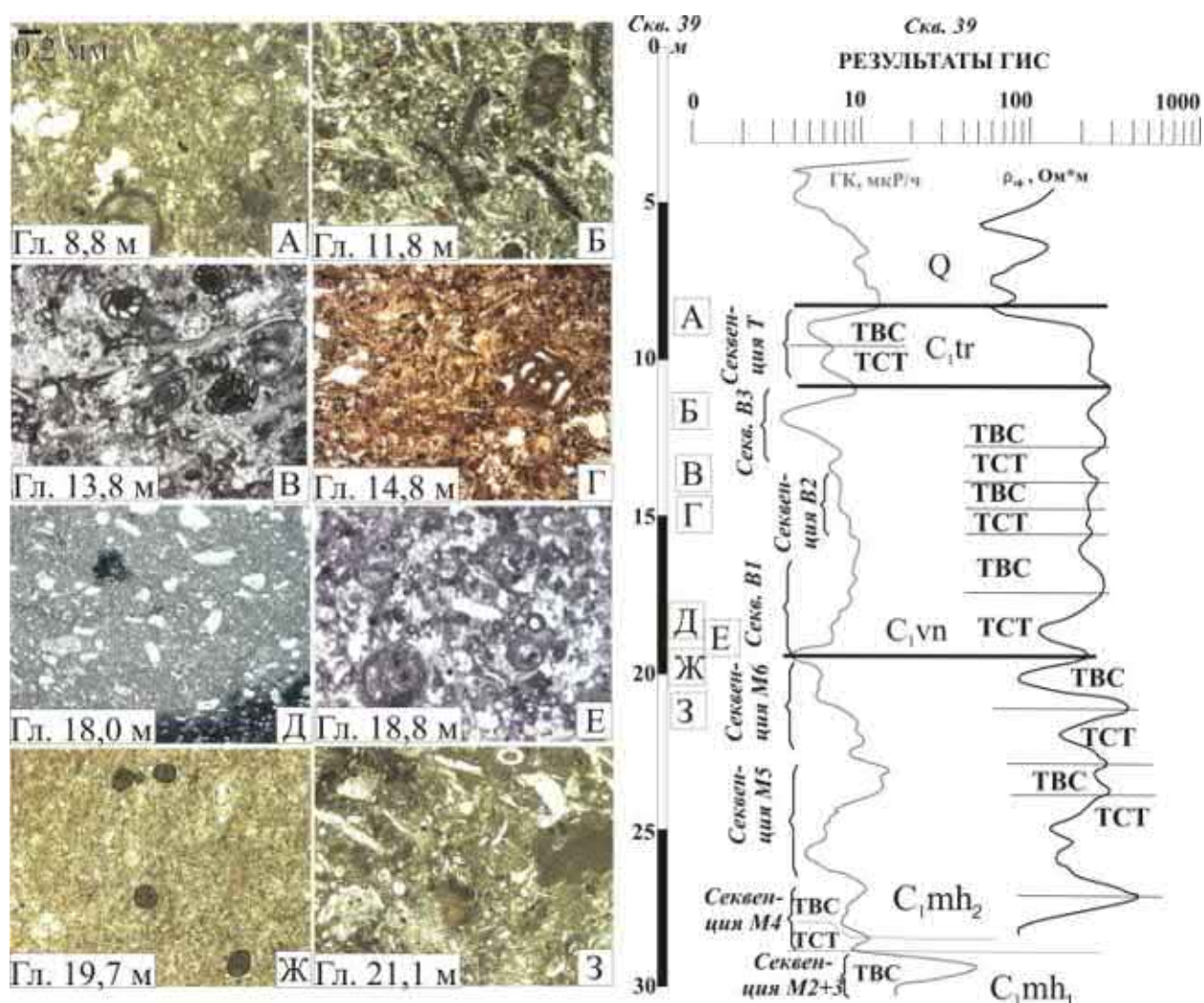


Рис. 3-4. Петрографическая и геофизическая характеристика разреза визейско-серпуховских отложений в скважине № 39. Слева: фото шлифов в проходящем свете: интервал 8,30–12,40 м, тарусский горизонт: А – образец (обр.) 39/8,8 м, пакстоун, известняк биоморфный; Б – обр. 39/11,8 м, пакстоун, известняк биоморфный; В – Е – интервал 12,40–20,0 м, веневский горизонт: В – обр. 39/13,8 м, грейнстоун, известняк с биокластами; Г – обр. 39/14,2 м, грейнстоун, известняк биоморфный; Д – обр. 39/18,0 м, вакстоун, известняк с биокластами; Е – обр. 39/18,8 м, грейнстоун, известняк биоморфный; Ж – З – интервал 20,40–29,50 м, михайловский горизонт; Ж – обр. 39/19,7 м, мадстоун, известняк с биокластами; З – обр. 39/21,1 м, пакстоун, известняк биоморфный, интервал 33,2–40,0 м. Справа – результаты ГИС (гамма-каротаж, мкР/ч и удельное сопротивление (Ом·м)). Буквами показано положение образцов на разрезе скважины. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др. 2018], рис. 5).

керн) невозможно увидеть осадочные образования всех элементов секвенций, т.е. полный стратиграфический разрез.

Секвенция Т (нижняя часть тарусского горизонта) представлена детритовыми известняками, по микроскопическому описанию биокластовыми, неслоистыми известняками с

фораминиферами и иглокожими. Секвенция характеризуется присутствием следующих элементов: ТСТ и ТВС. ТСТ представлены крепкими кавернозными пятнистыми известняками, при микроскопическом описании – это биокластовый известняк, пакстоун. ТСТ характеризуется ретроградационным трендом. ТВС – проградационный тренд (рис. 4) представлен мелкозернистыми детритовыми известняками, микроскопически биокластовыми известняками, грейстоунами. Граница секвенции (тракта) установлена по смене тренда кривой каротажа. Мощность секвенции 1,8 м, а ТСТ – 1,2 м и ТВС – 0,6 м.

Секвенция В3 (верхняя часть венецкого горизонта) сложена органогенными сильнотрещиноватыми известняками с большим количеством каверн выщелачивания и состоит из тех же элементов ТСТ и ТВС. ТСТ представлена органогенными кавернозными известняками, микроскопически биокластовыми неслоистыми известняками, пакстоунами и грейнстоунами, характеризуется ретроградационным трендом. ТВС – проградационный тренд, – представлен органогенными сильно трещиноватыми известняками известняками, микроскопически – биокластовыми известняками, грейстоунами. Мощность секвенции 3 м, ТСТ – 1,1 м, ТВС – 0,4 м (рис. 3-4).

Секвенция В2 (средняя часть венецкого горизонта) представлена чередованием прослоев более крепких и более рыхлых детритовых известняков, микроскопически биокластовые неслоистые известняки – грейнстоуны и пакстоуны. Секвенция характеризуется присутствием в ТВС-2 агградационного тренда. Мощность секвенции – 2,7 м (рис. 3-4).

Секвенция В1 (нижняя часть венецкого горизонта) представлена кавернозными и ризоидными известняками, микроскопически биокластовыми неслоистыми известняками, греустоунами, пакстоунами и вакстоунами. Секвенция характеризуется «следами» ТНС (ризоидные известняки). Мощность секвенции 3,3 м (рис. 3-4).

Секвенция М6 (верхняя часть михайловского горизонта) представлена очень прочными ризоидными известняками со стигмариями (рис. 3-5, Д, Е) – аэральная экспозиция осадков ТВС во время перерыва, это аналог ТНС. Микроскопически представлена биокластовыми неслоистыми известняками, преимущественно пакстоунами. Мощность секвенции 1,7 м, ТВС – 0,7 м, ТНС – 1,0 м (рис. 3-5).

Секвенция М5 (верхняя часть михайловского горизонта) представлена известняками-ракушняками с обильными раковинами *Gigantoproductus* (рис. 3-5, В), микроскопически – биокластовыми неслоистыми известняками – пакстоунами. Секвенция в нижней части характеризуется присутствием ТСТ (трансгрессия, углубление бассейна), представленного ретроградационным трендом, а в верхней части ТВС (проградационный тренд). Мощность секвенции 18 м, ТСТ – 0,8 м, ТВС – 1,0 м (рис. 3-4).

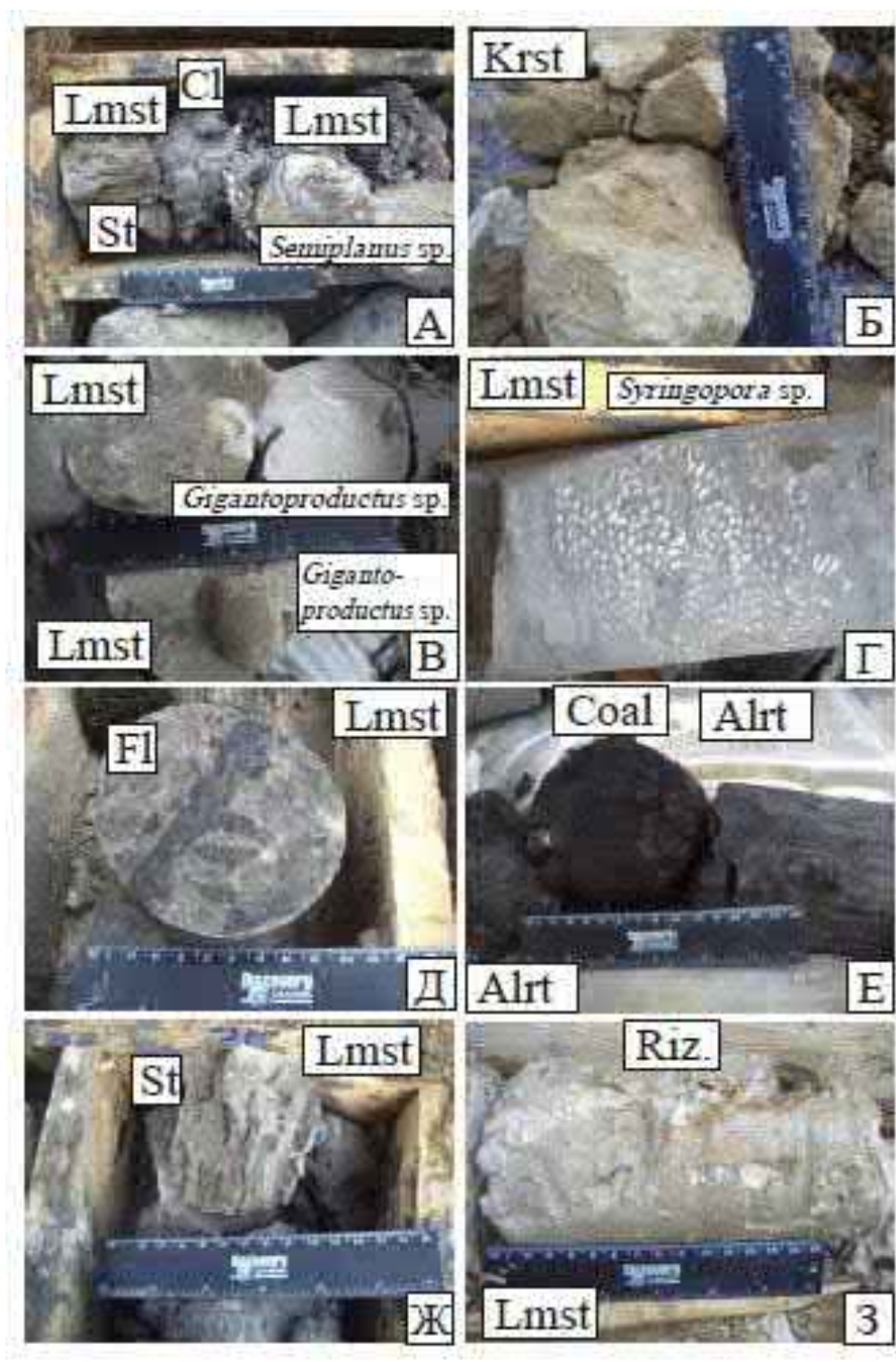


Рис. 3-5. Фото керна скважин: А – тонкая пластовая цикличность в михайловском горизонте, представленная чередованием известняков, содержащих стигмарииты или раковины брахиопод *Semiplanus* sp. и глин; Б – фрагменты древесины в паралических известняках алексинского горизонта; В – раковины *Gigantoproductus* sp. в кровле михайловского горизонта; Г – кораллы *Syringopora* sp. в алексинском горизонте; Д – стигмарииты в известняках михайловского горизонта; Е – ризоидные известняки в кровле михайловского горизонта. Lmst – известняк, Cl – глина, St – стигмарииты, Riz – ризоидные известняки. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др. 2018], рис. 2).

Секвенция М4 (средняя часть михайловского горизонта) представлена органогенными известняками с выщелоченными биокластами моллюсков, микроскопически биокластовыми неслоистыми известняками пакстоунами. Секвенция характеризуется присутствием ТСТ и ТВС. Мощность секвенции 2,4 м, мощность ТСТ 1,3 м, а ТВС – 1,1 м (рис. 3-4).

Объединенная [Kabanov et. al., 2014] секвенция М2+3 (нижняя часть михайловского горизонта) представлена известняками с большим количеством черных обугленных растительных остатков (лимнические толщи ТВС-2 и ТНС), главным образом подземных побегов стигмариий (рис. 3-5, А). Довольно четко на кривой гамма-каротажа [Махлина и др., 1993] опознаются два системных тракта (ТСТ и ТВС-2). Мощность секвенции не менее 1,4 м, ТВС-2 – 1,0 м, ТНС+ТСТ – 0,4 м (рис. 3-4).

Секвенция М1 (нижняя часть михайловского горизонта) представлена глинами, прослоями мергелей и известняков, алевроитами. Секвенция характеризуется ТВС (проградационный тренд) и ТСТ (ретроградационный тренд). Мощность секвенции 2,3 м, ТСТ – 1,0 м, ТВС – 1,3 м (рис. 3-4).

По итогам применения комплекса стратиграфических методов возможно сделать следующие выводы. 1. Установлено цикличное строение верхневизейских-нижнесерпуховских терригенно-карбонатных отложений юга Московской синеклизы по керну скважин (полевое описание и петрографическое исследование в шлифах) и каротажу. Полученные данные совпадают с материалами предшественников.

2. Цикличное строение разреза объясняется цикличной сменой палеогеографических условий седиментации от континентальных через лагунные до мелководноморских. Выделены трансгрессивная система трактов (алевриты, глины, глинистые и органогенные известняки – мадстоуны, пакстоуны и грейнстоуны), тракты высокого стояния (глины, глинистые известняки, органогенные известняки (пакстоуны), тракты низкого стояния (палеопочвы, ризоидные известняки со стигмарииями).

3. В алексинском горизонте выделено не менее двух секвенций, в михайловском – не менее пяти, в веневском – две, в тарусском – не менее одной (горизонт обнажен частично и изменен элювиальными процессами). Тульский горизонт вскрыт единственной скважиной, что не дает возможности выделить секвенции.

4. Южнее г. Серпухов вдоль р. Ока протягивается тектонический линеамент, объясняющий прямолинейность ее русла в месте исследований. Приуроченность района исследований к зоне разлома подтверждена слабыми деформациями осадочного чехла вследствие новейших тектонических дислокаций, в частности вертикальными трещинами от поверхности каменноугольных отложений и вплоть до толщ алексинских и михайловских

известняков. По этим трещинам, вероятно, происходило просыпание аллювиальных песков р. Ока в карстовые полости.

5. Уровни закарстованных пород можно соотнести с наиболее мелководными и биогенными карбонатными органогенно-обломочными осадками начальных и конечных фаз седиментологического или эвстатического цикла, т.е. с началом трансгрессии и концом регрессии. Это дает возможность интерпретировать карстовые уровни как трансгрессивную систему трактов (ТСТ) и вторую половину тракта высокого стояния (ТВС-2). Таким образом, возможно используя секвентный подход прогнозировать развитие закарстованных горизонтов. Предложена обобщенная модель строения секвенций (рис. 3-2) и проведена секвентно-стратиграфическая интерпретация изученного разреза (рис. 3-3 и 3-4).

3.1.2. Каменноугольная система. Средний и верхний отделы³

Вторым примером применения комплекса стратиграфических методов стал полигон в пределах города Москвы – на улице Зорге, в районе которой отмечается активное проявление карстово-суффозионных процессов, осложненных развитием древних оползневых тел.

В настоящее время на территории Москвы развито свыше 200 современных оползней, из которых 16 можно отнести к средним и крупным [Егоров и др., 2015]. Наиболее широко склоновые деформации развиты на крутых высоких склонах долины р. Москвы, особенно в Хорошево, Филях, на Воробьевых горах и в Коломенском [Кюнтцель, 1962, 1964, 1965, 1980; Парецкая, 1975; Тихонов, 2009; Барыкина, 2017]. Относительно их возраста нет единого мнения, но в любом случае они образовались в позднечетвертичное время после московского оледенения в среднем неоплейстоцене. Подвижки этих оползней фиксируются и в настоящее время. Они затрагивают четвертичные и подстилающие их существенно песчаные толщи нижнего мела и волжского яруса, глинистые толщи верхней юры с горизонтом срыва внутри подмосковной свиты оксфордского возраста. В ряде случаев подошва этих оползней находится значительно ниже уровня воды в р. Москве [Барыкина и др., 2017].

Более древние оползни не известны, хотя в Подмоскowie и собственно в Москве проходит сложная разветвленная система «доюрских московская ложбина [Данышин, 1947;

³ При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Алексеев А.С., Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Зеркаль О.В., Ростовцева Ю.И. Погребенный оползневой блок в разрезе среднеюрских отложений на территории Москвы // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2019. № 3, с. 28-34 RSCI (0,72 авторского листа, 0,3 п.л., личный вклад автора – 20%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)

Петренко, Лихачева, 1979; Иксанова, 2005; Лукашов, Иксанова, 2005].» речных долин, в том числе Главная

Глубина таких долин достигает 30–50 м, они выполнены преимущественно глинистой толщей средней и верхней юры, и перекрыты породами волжского яруса (мневниковская свита), широко выходящими на водораздельные пространства [Олферьев, 2012]. Кроме того, существует и значительно более молодая, но также захороненная сеть неогеновых и раннечетвертичных долин, не менее глубоких, чем «доюрские». На бортах этих долин древние оползни не зафиксированы, вероятно, по причине их достаточно глубокого залегания. Вместе с тем в Подмоскowie, в бортах неогеновой палеодолины р. Кунья ранее были описаны погребенные древние оползни неогенового и раннечетвертичного возраста [Samarin, Zerkal, 2004].

На северо-западе Москвы в районе Хорошево-Мневники расположено поле глубоких (до 15–20 м) карстовых воронок, образовавшихся в добайосское (?) время в карбонатно-глинистой верхнекаменноугольной толще касимовского яруса [Кутепов, 1983; Лукашов, Иксанова, 2005], воронки отчасти приурочены к древним долинам. На склонах таких отрицательных форм с поперечником в несколько десятков метров и более могли формироваться небольшие по масштабу древние оползни и явления проседания, но о них ничего не известно. Вместе с тем на большей части территории Москвы под юрские толщи выходят отложения касимовского яруса, в составе которого весьма пластичные и водоупорные глинистые пачки, разделяющие карбонатные интервалы, составляют более половины мощности из приблизительно 50 м [Алексеев и др., 1998; Алексеев и др., 2009]. Такие особенности геологического строения прямо указывают на благоприятные условия для образования оползней. Ниже впервые приводятся доказательства существования оползней в бортах юрских карстовых впадин.

Древний оползень каменноугольных известняков обнаружен на борту карстовой впадины, расположенной между окружной железной дорогой и постройками на ул. Зорге, вл. 9 (рис. 3-5). Здесь при инженерно-геологических изысканиях на площадке размером 40x50 м были пробурены 4 скважины глубиной 60 м и 2 глубиной 81,3 и 85 м. Расстояние между скважинами весьма небольшое – 16–40 м. Выход керна в дочетвертичной части разреза по 4 скважинам составил 80–90%. Из скв. 1 поднято 60% керна и из скв. 2 — 66% за счет снижения его выхода в интервале закарстованных пород каменноугольного возраста и в песках москворецкой свиты. КERN описан А.С. Алексеевым, расчленение разреза дано с учетом современных стратиграфических схем для каменноугольных [Алексеев и др., 2009] и юрских [Унифицированная..., 2012] отложений. Все это позволило частично оконтурить карстовую впадину в верхнекаменноугольных породах, дно которой в самой глубокой вскрытой части находится на отметке +87,5 м. Описание керна и его фотографии, геофизическую

характеристику и другую информацию можно найти в монографии Р.Р. Габдуллина и А.В. Иванова [2013]. Описание палинологических комплексов москворецкой свиты сделано Ю.И. Ростовцевой [2011].

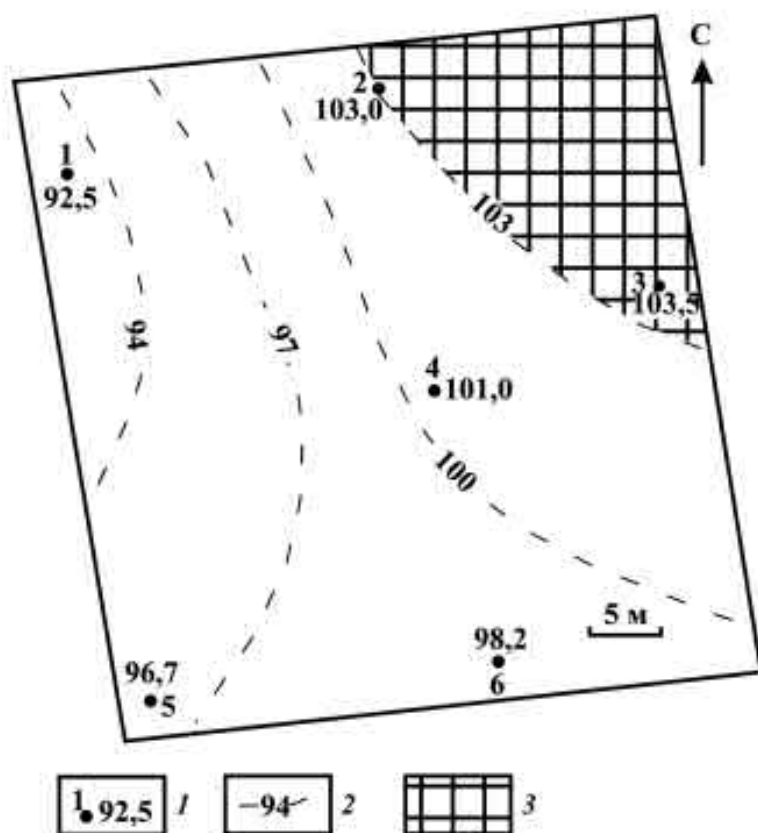


Рис. 3-5 Карта изогипс кровли каменноугольных отложений в районе исследований (ул. Зорге, вл. 9): 1 – номер скважины и абсолютная отметка кровли каменноугольных отложений; 2 – изогипсы дна карстовой впадины; 3 – оползневой блок. Рисунок из статьи ([Алексеев и др. 2019], рис. 1). Рисунок Габдуллина Р.Р.

Дадим характеристику геологического строения. Участок с абсолютными отметками 147,0–147,5 м расположен в пределах раннечетвертичной долины, выполненной до глубины 32–33,5 м песками четвертичного аллювия. Наиболее древние породы, вскрытые на площадке (рис. 3-6), – щуровская среднекаменноугольная свита подольского горизонта московского яруса, сложенная известняками и доломитами (скв. 2, инт. 74,2–81,3 м). Ее перекрывают также известняки и доломиты мячковского горизонта (коробчеевская, домодедовская и песковская свиты [Махлина, Алексеев, Горева, 2001]) мощностью до 22 м (скв. 2, инт. 52,2–74,2 м). Все среднекаменноугольные породы интенсивно закарстованы, часто превращены в щебень или смешаны с зеленой и черной песчаной глиной, которая выполняет многочисленные карстовые полости небольшого размера (высотой до 1–2 м). Наиболее глубокая полость встречена в скв. 2 (инт. 76,5–77,0 м, щуровская свита подольского горизонта). Таким образом глубина проникновения карстовых процессов составляет не менее 40 м, что редко отмечается в Москве и Подмосковье.

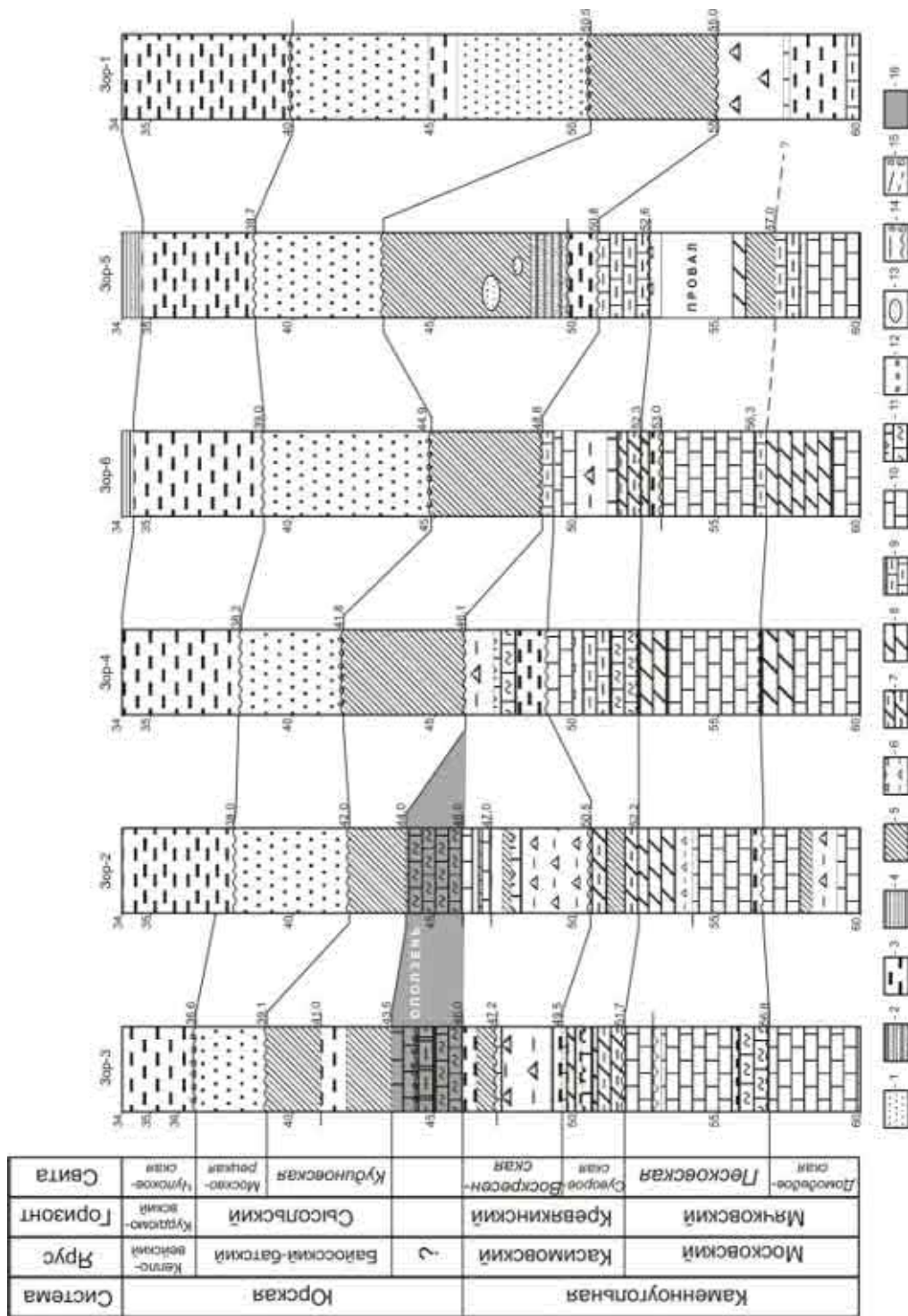


Рис. 3-6. Схема сопоставления изученных разрезов скважин: 1 – песчаники, пески; 2 – пески с прослоями глин, глинистые пески; 3–5 – глины; 6 – щебень в суглинстом, глинистом заполнителе; 7 – глинистые мергели; 8 – мергели; 9 – глинистые известняки; 10 – известняки; 11 – кремнистые известняки; 12 – галька; 13 – галька; 14 – линзы песков; 15 – стратиграфические границы (а – согласные, б – несогласные); 16 – корреляционные линии. а – достоверные, б – предполагаемые; 16 – оползневой блок Рисунок из статьи ([Алексеев и др. 2019], рис. 2). Рисунок Габдуллина Р.Р.

Днище впадины, следуя его изгибам, выстилают глины кудиновской свиты (верхний байос–нижний бат). Это весьма распространенная в Москве толща, пятнисто развитая в пределах наиболее глубоких участков добайосских (?) долин [Олферьев, 2012]. Она зафиксирована в Мякининской пойме, у ВДНХ и на ул. Сергея Эйзенштейна, на площади Гагарина и в Коломенском. Глины имеют характерную светло-зеленую или голубовато-зеленую, иногда почти белую окраску, плотные, мылоподобного облика, обычно содержат включения обугленной древесины различного размера и не полностью растворенные каменноугольные биокласты.

Мощность глин и строение разреза на участке весьма непостоянны. Минимальная мощность 2 м установлена в скв. 2, а в скв. 1, 4–6 она возрастает до 4–5 м. Переход глины в подстилающие закарстованные породы обычно слабо выражен, но в скв. 5 в их подошве (инт. 49,7–50,8 м) залегает песчанистая темно-серая глина, которая вниз переходит в глинистый песок.

Необычное строение разреза зафиксировано скв. 3, где собственно кудиновские глины вскрыты в инт. 41,9–43,5 м, причем они отличаются присутствием коричневых пятен и прослоев светлого алевролита. На глубине 43,0 встречена очень тонкая (0,5 см) прослойка из раздавленных и растворенных, ставших мучнистыми раковин каменноугольных брахиопод и скелетов мшанок. Выше (инт. 41,0–41,9 м) залегает кирпично-красная, прослоями сиреневая глина с тонким (инт. 41,5–41,6 м) пластом светло-серого криноидного известняка, характерная для глинистых пачек касимовского яруса. Завершает разрез свиты голубовато-зеленая глина с линзами из скоплений мелких члеников стеблей криноидей и плиткой (2,5 см) светло-серого известняка. Аналогичные линзочки и прослойки каменноугольных биокластов отмечены и в других разрезах, но в глинах кудиновской свиты, вскрытых скв. 3, нет обугленного растительного детрита, который присутствует во всех других скважинах. Отсутствие растительных остатков в разрезе этой скважины можно объяснить тем, что в этом месте кудиновские глины занимают наиболее высокое положение, так как их кровля находится на отметке почти +108 м, тогда как в скв. 2 и 4 она расположена на высоте +105 м, в скв. 6 – +102 м и в скв. 1 – +97 м. Появление внутри глин кудиновской свиты пачки красноцветных глин каменноугольного облика, скорее всего, результат оползневого смещения или вертикального проседания (см. ниже).

Карстовую впадину заполняет, почти нивелируя ее, толща серого средне-мелкозернистого песка москворецкой свиты (батский ярус). Вблизи борта ее мощность (скв. 3, инт. 36,6–39,1 м) составляет всего 2,5 м, и в подошве она сложена буровато-черным песком с обильными остатками древесины и кварцевой галькой, а кровля расположена на отметке +110,4 м. В сторону впадины мощность увеличивается до 4 м (скв. 2 и 4), затем до 5,9 м (скв. 6, инт. 39,0–44,9 м), а в скв. 1 (инт. 40,0–50,5 м) в ее составе можно выделить три пачки: верхнюю,

эквивалентную толще, которая присутствует в других скважинах (инт. 40,0–44,8 м), небольшой мощности среднюю из светло-коричневой глины вверху с тонкими прослойками песка и рыхлого угля (инт. 44,8–45,8 м) и нижнюю из светло-коричневого глинистого и углистого песка (инт. 45,8–50,5 м), которая имеет мощность примерно одинаковую таковой верхней пачки (4,7 м). Общая мощность московецкой свиты в скв. 1 составляет, таким образом, 10,5 м, а ее кровля находится на отметках +103–+104 м, несколько опускаясь (+102,5 м) в скв. 1.

Сверху все запечатано зеленовато-серой, реже темно-серой глиной с железистыми оолитами и с линзами оолитового мергеля великодворской подсвиты чулковской свиты (средний–верхний келловей), которая залегает с размывом на подстилающих песках (галька известняка). Мощность великодворских глин довольно постоянна и колеблется от 4,0 до 5,9 м (скв. 2). Завершает разрез юрских отложений, сохранившаяся от четвертичного размыва, пачка темно-серых, почти черных с мелким раковинным детритом глин до 1 м мощности, принадлежащих подосинковской подсвите чулковской свиты (верхний келловей–нижний оксфорд). Абсолютные отметки кровли юрских отложений на всей площади участка весьма выдержаны, изменяясь от +113,9 до +115,3 м.

Таким образом, зафиксированные проявления карста относятся к числу весьма древних, во всяком случае добайосских, в настоящее время они запечатаны водоупорной глинистой толщей чулковской свиты, на что было указано для этого участка ранее [Иксанова, Лукашов, 2000].

Оползеновое тело. Выявление погребенных реликтовых оползневых форм – достаточно сложная задача. К основным диагностическим признакам палеогравитационных деформаций относится нарушение нормального, характерного для рассматриваемых участков, залегания отложений, что выражается, в частности, в резком изменении высотных отметок кровли/подошвы горизонтов, значительном варьировании их мощности, нарушении стратиграфически нормального разреза, что фиксируется на незначительном расстоянии.

Для рассматриваемого участка в верхней части каменноугольного разреза вместо глин неверовской свиты на закарстованных породах залегает пачка известняков мощностью 2,0–2,5 м (скв. 2, инт. 44,0–46,0 м; скв. 3, инт. 43,5–46,0 м), вскрытая только в северо-западном углу участка. Пачка имеет двучленное строение, лучше всего зафиксированное в скв. 3. Внизу это известняки светло-серые и зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, прослоями органогенно-обломочные, с примазками зеленой глины по напластованию. Вверху (скв. 3, инт. 43,5–44,5 м) залегает известняк светло-серый, прослоями слабоглинистый, участками криноидный, в подошве с мелким гравием зеленой глины. На территории Москвы такое строение разреза типично для известняков перхуровской свиты дорогомилловского горизонта. Перерыв в ее

верхней части хорошо виден в котловане центрального ядра «Москва-Сити» и отмечен в ряде скважин.

Перхуровский возраст этой пачки подтверждают находки конодонтов *Streptognathodus neverovensis* Goreva et Alekseev и *Idiognathodus aff. sagittalis* Kozitskaya (скв. 2, гл. 44,8 и 44,3 м). Вид «S». *neverovensis* имеет широкое распространение, и встречается от основания неверовской свиты до кровли перхуровской [Горева, Алексеев, 2006]. Однако найденный морфотип очень близок к тем, которые присутствуют именно в стратотипе перхуровской свиты в окрестностях Воскресенска (неопубликованные данные А.С. Алексеева и др.) и в скв. 1832, пробуренной на проспекте Сахарова в Москве [Alekseev, Goreva, 2007].

Таким образом, на переработанной карстовыми процессами воскресенской свите непосредственно залегает перхуровская свита и из разреза выпадают образования неверовской свиты. Такое строение разреза верхнекаменноугольных отложений абсолютно нетипично для территории Москвы и не может быть связано с эрозией образований неверовской свиты, которая должна была носить исключительно «локальный» характер. Формирование отмеченных особенностей геологического разреза можно объяснить гравитационным перемещением блока перхуровских известняков, находившихся гипсометрически выше на весьма крутом северо-западном склоне палеовпадины. Дополнительный фактор, указывающий на возможное оползневое перемещение блока перхуровских известняков, – наличие в его строении глинистых прослоев, существенно снижающих устойчивость склонов.

По итогам применения комплекса стратиграфических методов возможно сделать следующие выводы.

1. Выявление палеооползней – сложная задача, требующая привлечения дополнительных специализированных исследований. Идентификация описанного погребенного реликтового оползня стала возможна только благодаря биостратиграфическому контролю с помощью конодонтовой зональности. Несомненно, усложненное оползнями строение склоновых участков карстовых впадин и древних речных долин в Москве необходимо учитывать при инженерно-геологических изысканиях.

2. Рассматриваемый участок приурочен к области молодого поднятия с амплитудой по верейскому горизонту и верхнекаменноугольным отложениям (кровля перхуровской свиты) в 8–10 м [Макаров и др., 1998; Парфенов, Кутателадзе, 1976]. Основное поле развития кудиновской свиты, расположенное на востоке от Москвы в районе г. Электроугли, с. Кудиново и Гжель [Ростовцева, 2013], также находится в районе приподнятого залегания каменноугольных слоев. Очевидно, что в пределах поднятия борта прорезающих его долин имеют более значительные перепады высот, что и создает благоприятные условия для развития оползневых смещений.

3.2. Разрезы мезозоя

В ходе диссертационного исследования автором были изучены разрезы мезозойских отложений Восточно-Европейской платформы, Горного Крыма, Кавказа, а также рекогносцировочно – разрезы Средиземноморского альпийского пояса на территории Андалузских и Кантабрийских гор, Аквитанской впадины, Пиринейских гор, Куба-Дага, Большого Балхана и Копетдага.

3.2.1. Восточно-Европейская платформа⁴

Примером решения другой стратиграфической задачи – определения возраста геохронных стратонов методами циклической и секвентной стратиграфии можно считать проделанный комплекс работ по разрезам верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы, в частности результаты многолетней работы коллектива авторов по исследованию строения и условий формирования верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы, в частности Воронежской антеклизы и Ульяновско-Саратовского прогиба с позиций циклической и секвентной стратиграфии.

В качестве примера таких исследований рассмотрим небольшой фрагмент геологической летописи, в частности – сеноман-туронский интервал разреза Русской плиты.

Полевые наблюдения и последующие лабораторные исследования проведены на следующих естественных и искусственных обнажениях в пределах Российской Федерации (рис. 1): Брянская область (с. Чернетово, разрез № 1); с. Бетово, разрез № 2; п. Фокино, разрез № 3); Воронежская область (п. Стрелица, Латненский карьер, разрез № 5); Белгородская область (г. Старый Оскол, разрез № 6); Саратовская область (г. Хвалынский, разрез № 6); г. Вольск (разрез № 7); с. Нижняя Банновка, разрез № 8). Разрезы № 1–5 расположены в пределах Воронежской антеклизы (ВА), разрезы № 6–8 локализованы в Ульяновско-Саратовском прогибе (УСП).

При анализе палинспастических схем А.Г. Смита и Дж.К. Бридена [Smith, Briden, 1977] для сеноманского века выяснено, что изученные разрезы Воронежской антеклизы находились в конце сеномана–начале турона на одной палеошироте, а исследованные разрезы Ульяновско-Саратовского прогиба – приблизительно на одном палеомеридиане, но на разных палеоширотах (рис. 3-7).

⁴ При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Бадулина Н.В., Габдуллин Р.Р., Иванов А.В., Нигмаджанов Т.И. Циклостратиграфическая корреляция сеноманских и туронских отложений Восточно-Европейской платформы // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2017. № 5, с. 41-48 RSCI (0,9 авторского листа, 0,31 п.л., вклад автора – 35%, Импакт-фактор РИНЦ – 0,596)

На стадии полевого описания анализировалась элементарная пластовая цикличность для определения ее генезиса и оценки ее связи с секвенциями и астрономо-климатическими циклами Милютина Миланковича.

Характеристика разрезов верхнемеловых отложений. Для разрезов Восточно-Европейской платформы (ВЕП) ранее Р.Р. Габдуллиным [2002] была предложена схема

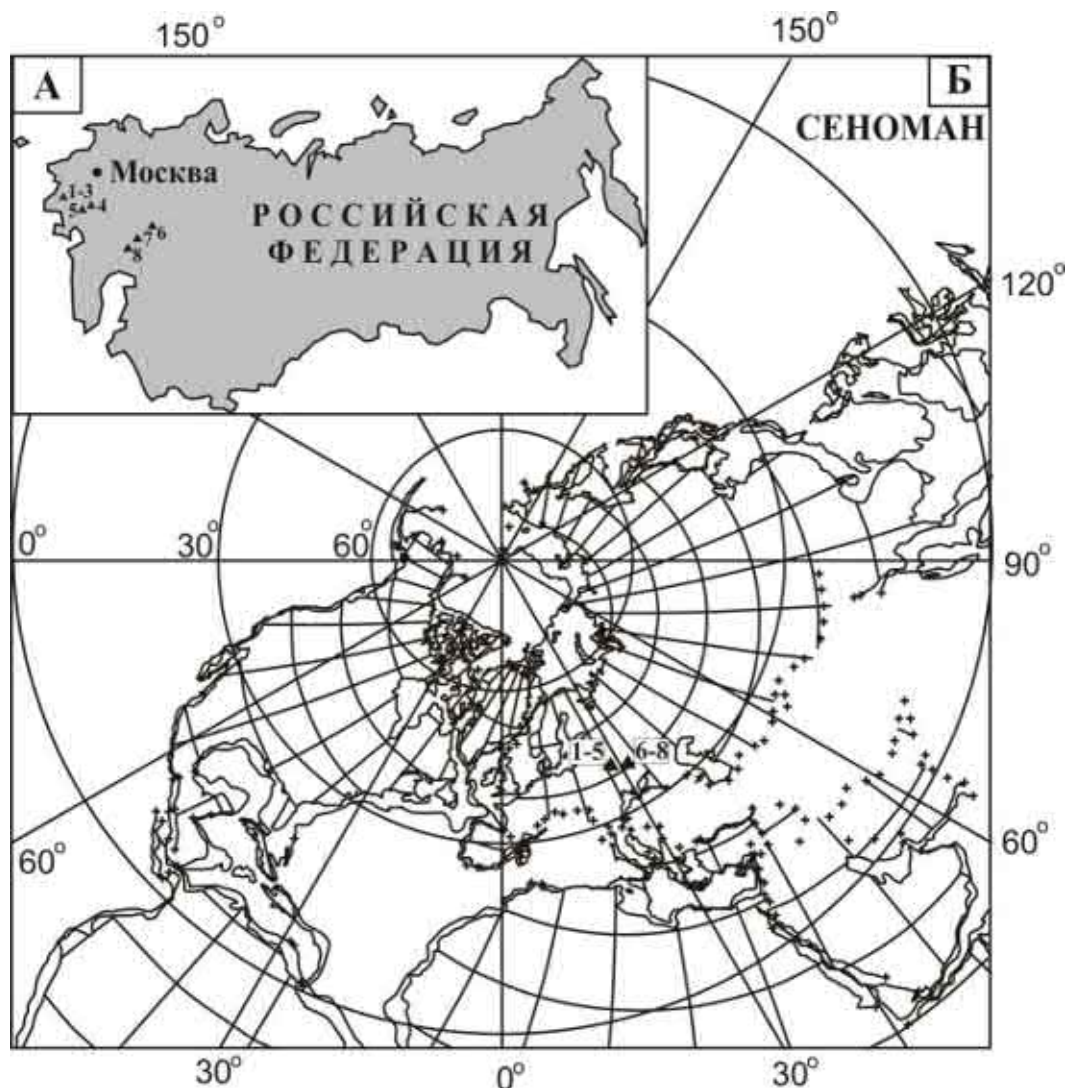


Рис. 3-7. Схема расположения изученных разрезов: А – схема Российской Федерации с локализацией разрезов (показаны треугольниками): 1 – с. Чернетово, 2 – с. Бетово, 3 – п. Фокино, 4 – п. Стрелица (Латненский карьер), 5 – г. Старый Оскол, 6 – г. Хвалынский, 7 – г. Вольск, 8 – с. Нижняя Банновка, 9 – Сенгилей, 10 – гора Беш-Кош, 11 – р. Дарья; Б – расположение разрезов на палинспастической схеме для сеноманского века, по А.Г. Смит и Дж.К. Бридгену [1977]. Рисунок из статьи ([Бадулина и др., 2017], рис. 1). Рисунок Габдуллина Р.Р.

деления верхнемеловых отложений по пачкам. Схема сопоставления изученных разрезов сеномана–турона ВЕП приведена на рис. 3-8, А. Часть пачек геохронные [Габдуллин, Иванов, 2003], для их характеристики приведена диаграмма на рис. 3-8, Б. Выделенные пачки – секвенции, в них были опознаны системные тракты [Габдуллин, 2007]. Ранее [Габдуллин,

2004а–в] была предложена циклостратиграфическая шкала, из которой видно, что секвенции (пачки) коррелируют с эвстатическими циклами, а последние, в свою очередь – с циклами Миланковича (циклами эксцентриситета [Олферьев и др., 2005]).

Сеноманскому ярусу отвечает секвенция I_1 по Д.П. Найдину [1995] и пачка I по Р.Р. Габдуллину [2002, 2007] – пески зеленовато-сероватые, бурые, среднезернистые, глауконитовые (рис. 3-8, А), песчаники бурые, ожелезнённые, плотные. Пачка содержит 2

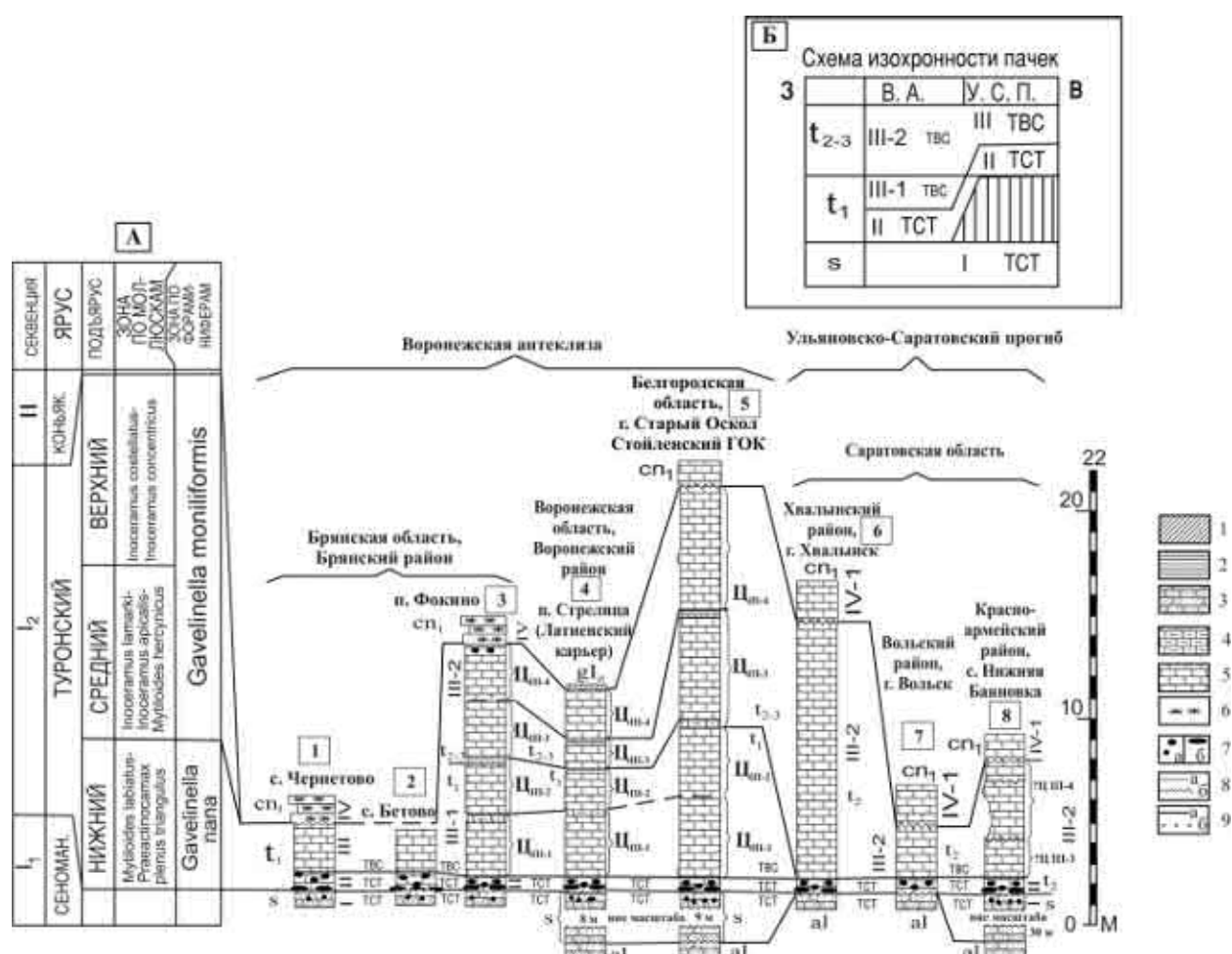


Рис. 3-8. Некоторые разрез верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы: А – схема сопоставления разрезов сеномана–турона Воронежской антеклизии и Ульяновско-Саратовского прогиба; Б – схема изохронности пачек. Сокращения: В. А. – Воронежская антеклизия, У.-С. П. – Ульяновско-Саратовский прогиб, ТСТ – трансгрессивный системный тракт, ТВС – тракт высокого стояния, Ц III-1 – номер пластового цикла. Условные обозначения: 1 – суглинки, 2 – глины, 3 – песчаники, 4 – глинистые известняки, 5 – писчий мел, 6 – диатомиты, опоки, 7 – фосфориты: а – желваки и мелкие конкреции, б – конкреционные прослои («фосфоритовая плита»), 8 – стратиграфические границы: а – согласные, б – несогласные; 9 – корреляционные линии: а – достоверные, б – предполагаемые. Рисунок из статьи ([Габдулина и др., 2017], рис. 3). Рисунок Габдуллина Р.Р.

или 3 горизонта фосфоритовых конкреций. Макрофоссилии представлены двустворчатыми моллюсками, (в том числе устрицами, образующими банки), обилием остатков акул, акуловых,

химеровых и костистых рыб; рострами белемнитов, редкими аммонитами. Встречаются окаменевшие стволы деревьев и копролиты больших морских рептилий [Пуш, 1997]. Мощность пачки 0—50 м. В некоторых местах в Ульяновско-Саратовском прогибе – гг. Хвалынский, Вольск сеноманские отложения отсутствуют и туронские образования покрывают альбские осадки. Отложение пачки I изучены в ряде разрезов.

Разрез карьера цементного завода у г. Фокино (Брянская область). Разрез расположен в юго-восточном борту карьера цементного завода г. Фокино (Брянская область). Сводный разрез сеноман-коньякских отложений Брянской области (на основе разрезов у г. Фокино, сел. Бетово и Выгоничи) приведен в работе А.В. Ильина и Д.П. Найдина [1995]. Сеноман-коньякские отложения антеклизы, включая ранее упомянутые разрезы, охарактеризованы в работе [Олферьев и др., 2005].

Пески зеленовато-сероватые, среднезернистые, глауконитовые. Видимая мощность 2,5 м. Максимальная мощность пород сеномана в Брянской области составляет около 9,6 м [Ильин, Найдин, 1995]. Пачка охарактеризована большим разнообразием макрофауны. В кровле пачки встречены ихнофоссилии *Thalassinoides*, *Teichnichnus*. Цикличность в разрезе не обнаружена.

Разрез на окраине с. Чернетово (Брянская область). Разрез расположен у южной окраины с. Чернетово на правом берегу р. Десны выше Брянска.

Литологически разрез практически идентичен разрезу Фокинского карьера. В разрезе заключены два фосфоритовых горизонта. Видимая мощность разреза более 8 м. Находки ростров белемнитов *Praeactinocamax primus primus* характеризуют верхнюю часть нижнего сеномана. На возможную принадлежность пачки к верхне сеноманским отложениям могут указывать находки ростров белемнитов *Praeactinocamax cf. plenus longus* (зона *plenus*).

Разрез на окраине сел. Бетово (Брянская область). Разрез расположен в береговом обрыве у ставка на северо-западной окраине с. Бетово, между селами Бетово и Чернетово на правобережье Десны выше Брянска.

В плохо обнажённом, покрытом оползевыми телами береговом обрыве видны отдельные выходы сеноманских песков пачки I. В профиле выветривания выделяется уровень, предположительно отвечающий фосфоритовому горизонту. Видимая мощность отложений 4 м. В разрезе встречаются ростры белемнитов *Praeactinocamax primus primus* [Ильин, Найдин, 1995]. Цикличность не установлена.

Разрез у с. Нижняя Банновка (Саратовская область). Разрез верхнемеловых отложений расположен на склоне горы Сырт южнее с. Нижняя Банновка в Саратовской области на правом берегу Волги. Разрез хорошо изучен и описан в ряде работ [Архангельский, 1912; Милановский, 1940; Волго-Уральская..., 1959; Герасимов и др., 1962; Камышёва-Елпатьевская, 1967; Глазунова, 1972].

Пески и песчаники с двумя линзовидными фосфоритовыми горизонтами и поверхностями типа «твёрдое дно». Мощность пачки (видимая) составляет более 16,4 м. Полная мощность сеномана в данном разрезе оценивается в 50 м [Милановский, 1940]. Макрофауна: устричные банки *Amphidonte obliquatum*; раковины *Schloenbachia varians*; зубы акул. Отсюда происходят находки наннопланктона зоны CC10 (*Microrabdulus decoratus*) и планктона *Whiteinella archaeocretacea* [по неопубликованным данным А.Г. Олферьева].

Цикличность проявляется в чередовании двух линзовидных фосфоритовых прослоев (0—0,35 м) и трёх интервалов песчаников и песков (6—7 м).

Разрез карьера Стойленского ГОКа (Белгородская область) расположен в северо-западном борту карьера в г. Старый Оскол.

В разрезе в нижней части наблюдается пачка ритмичного переслаивания песчаников серых, серо-зелёных с бурыми ожелезнёнными плотными песчаниками (7—8 м). Макрофауна представлена в следующем составе: зубы химер *Ischyodus «bifurcatus»* Case и акул *Protosquales* sp.; раковины *Neithea* sp.; ростры *Praeactinocamax primus* (по определению А.С. Алексеева, МГУ имени М.В. Ломоносова); микрофауна – присутствуют сеноман-маастрихтские формы известкового наннопланктона *Manivitella redimiculata*, *Prediscosphaera cretacea* (Arkh.) и сеноман—туронские *Broisonia matalosa* и др. (материал определён М.Н. Овечкиной, МГУ имени М.В. Ломоносова).

Пачку песчаников подстилают линзообразные прослои глин, глинистых песков с фосфоритами (0—2,5 м). Ниже линзообразного прослоя расположена пачка песков и песчаников верхнего альба, из которых происходит найденный Р.Р. Габдуллиным *Mortoniceras inflatum* (по определению Е.Ю. Барабошкина, МГУ имени М.В. Ломоносова). Таким образом, граница верхнего альба и нижнего сеномана проходит по уровню линзообразных песков с фосфоритами.

В пачке прослеживается цикличность (4 ритма: плотный песчаник (0,2—0,3 м) — песок, песчаник (0,5—0,7 м)).

Разрез Латненского карьера (Воронежская область) расположен в пос. Стрелица Воронежского района одноименной области, в 15 км западнее г. Воронеж (рис. 3-9). Здесь в забое карьера разрабатываются огнеупорные глины аптского яруса. Это сырьё и геологическое строение этого участка впервые исследованы Р. Мурчисоном в 1847—1853 гг.

Мощность толщи сеноманских кварц-глауконитовых песков составляет около 10 м. В ней присутствуют два горизонта фосфоритовых конкреций. Нижний горизонт подстилается слоем глины.

Наличие реперного уровня из двух фосфоритовых горизонтов в разрезах нижнего сеномана у с. Чернетово и Нижняя Банновка, и 3 в разрезе у с. Бетово позволяет хорошо

коррелировать разрезы Ульяновско-Саратовского прогиба и Воронежской антеклизы. Отсутствие фосфоритовых горизонтов в разрезе у г. Фокино можно объяснить выходом на поверхность верхней части отложений пачки I [Ильин, Найдин, 1995]. В пачке I в изученных разрезах уверенно можно выделить только один системный тракт – трансгрессивный. Тракт высокого стояния либо размыт, либо трудно отличим в терригенных фациях от трансгрессивного системного тракта. Предположительно тракт высокого стояния может быть выделен в разрезе Латненского карьера по подошве глинистой пачки мощностью до 1 м в нижней (или средней) части сеноманской толщи (на 2—4 м выше подошвы сеноманских образований).



Рис. 3-9. Фрагмент разреза Латненского карьера (Воронежская область). Песчаная толща сеномана (cm) перекрыта писчим мелом турона (t), выше залегают четвертичные ледниковые отложения (gI_d). Сокращения: TCT – трансгрессивный системный тракт, TBC – тракт высокого стояния. Рисунок из статьи ([Бадулина и др., 2017], рис. 2).

Туронскому ярусу в разрезах ВЕП соответствуют: секвенция I_2 по Д.П. Найдину [1995] и 2 геохронные пачки по Р.Р. Габдуллину [2002, 2007] – II и III (рис. 2). Пачка II отвечает трансгрессивному системному тракту, а пачка III – тракту высокого стояния. Отложения нижнего турона локально распространены и присутствуют в разрезах Воронежской антеклизы (Латненский карьер, карьер Стойленского ГОКа, карьер у г. Фокино, обнажения у с. Бетово и Чернетово). Они представлены писчим мелом, в нижней части – песчанистым, с фосфоритовыми желваками (как правило, отвечают пачке II). Средне- и верхнетуронские отложения широко распространены и, как правило, отвечают пачке III). Средне- и верхнетуронские отложения представлены писчим мелом в разрезах Воронежской антеклизы (Латненский карьер, карьер Стойленского ГОКа, г. Старый Оскол, Белгородская область) и Ульяновско-Саратовского прогиба (обнажение на северной окраине г. Хвалынский, карьер

цемзавода «Большевик» на окраине г. Вольска и разрез у с. Нижняя Банновка, Саратовская область).

На *Воронежской антеклизе* в основании пачки туронских карбонатных отложений присутствует в нижней части «фосфоритовая плита», а выше залегает «сурка» — песчанистая разновидность мела с фосфоритовыми желваками. Этот интервал разреза отвечает пачке II. Мощность «фосфоритовой плиты» составляет 0,2 м, а пачки — 0,5—2 м. В изученных разрезах отложения нижнего турона перекрывают с размывом пески сеномана. В большинстве случаев туронские карбонатные образования трансгрессивно покрывают сеноманские (альб-сеноманские) терригенные осадки, что объясняет присутствие в базальной части туронских песчанистых фаций писчего мела. В тех случаях, когда подстилающими образованиями выступают глинистые осадки альба или другие, более древние породы не терригенного состава, вместо песчаного мела в основании разреза туронских отложений встречаются глинистые мергели [Савко, Иванова, 2009].

Туронский возраст «сурки» в разрезе г. Старый Оскол подтверждается находками кальцисфер *Broisonia matalosa*, *Br. parca*, *Zygodiscus chelmiensis*, *Prediscosphaera spinosa*, совместно существовавших в туроне (определению М.Н. Овечкиной). Находки ростров белемнитов *Pr. plenus triangulus* в разрезах Чернетово и Фокино доказывают раннетуронский возраст пачки II. По данным Л.Ф.Копаевич (МГУ имени М.В. Ломоносова) в пачке в разрезе Фокино установлен ниже-верхнетуронский комплекс фораминифер *Ataxophragmium nautiloides* и *Gavelinella praeinfrasantonica*, что потенциально значительно расширяет ее стратиграфический диапазон.

За пачкой II следует пачка III, представленная писчим мелом с прослоями бентонитовых глин. В разрезе *Фокинского карьера* здесь встречено большое количество раковин брахиопод (ринхонеллид *Cretirhynchia robusta* и теребратуллид), иноцерам, устриц (*Ostrea* sp.), присутствуют зубы акул (*Cretoxyrhina* sp.), чешуя рыб и копролиты, полностью состоящие из чешуи рыб. Отметим находки ростров белемнитов *Pr. plenus* subsp. (материал был определен Д.П. Найдным, МГУ имени М.В. Ломоносова), подтверждающие раннетуронский возраст пачки (зона *plenus triangulus*). В кровле пачки присутствует поверхность размыва. В пачке установлены следы жизнедеятельности *Thalassinoides*, *Teichichnus* и *Planolites*. В разрезе *Чернетово* писчий мел содержит раковины брахиопод (ринхонеллид *Cretirhynchia robusta* и теребратуллид), а в разрезе *Бетово* — зубы акул (*Cretoxyrhina* sp.).

Отложения нижнего турона циклично построены и представлены преимущественно писчим мелом с двумя прослоями бентонитовых глин. Присутствие этих прослоев в средней и верхней частях нижнетуронского интервала разреза позволяет хорошо коррелировать разрезы антеклизы (рис. 3-8). Полевые наблюдения, выполненные в Латненском карьере, позволили

уточнить корреляцию частей туронских отложений – подпачки III-1, отвечающей нижнему турону, и подпачки III-2, соответствующей среднему и верхнему турону. Мощность пачки III достигает почти 20 м в разрезе г. Старый Оскол (карьер Стойленского ГОКа), а обычно составляет около 10 м или менее.

Путем циклостратиграфического анализа туронских отложений антеклизы были присвоены номера пластовым циклитам Ц III-1, Ц III-2, Ц III-3, Ц III-4, генерированными циклами эксцентриситета. Циклиты Ц III-1 и Ц III-2 соответствуют нижнему турону и подпачке III-1, а циклиты Ц III-3 и Ц III-4 – среднему–верхнему турону.

Комплексное исследование наиболее полного разреза турона антеклизы в г. Старый Оскол показало слабые вариации ряда геохимических и петромагнитных параметров в пластовых циклитах, что позволило проинтерпретировать их [Габдуллин, 2002] как циклы биопродуктивности [Эйнзеле, Зейлахер, 1985].

Туронские отложения *Ульяновско-Саратовского прогиба* по строению отличается от их аналогов на Воронежской антеклизе. Цикличность не выделяется или выделяется слабо. Уверенно проследить циклиты, выделенные на Воронежской антеклизе, не представляется возможным. Нижнетуронские отложения зоны *labiatus* в Ульяновско-Саратовском прогибе распространены локально [Стратиграфия..., 1986] и авторами статьи не изучались. Средне-верхнетуронские отложения Ульяновско-Саратовского прогиба изучены в трех разрезах Саратовской области, хорошо коррелируемых между собой (Хвалынский, Вольск, Нижняя Банновка). Толща имеет название «иноцерамовый мел», предложенное А.П. Павловым в 1887 г. Туронские отложения представлены пачкой писчего мела, в основании которого находится «фосфоритовая плита». Выше нее расположена так называемая сурка. Сурка перекрыта белым чистым писчим мелом. Мощность туронских отложений в Вольско-Хвалынской впадине составляет 8—10 м [Камышёва-Елпатьевская, 1967]. Вышележащие коньякские отложения визуально неотличимые от туронских, литологически идентичны туронским отложениям. Хорошим маркирующим горизонтом (реперным уровнем) при корреляции разрезов турона Саратовского Поволжья служит фосфоритовый конгломерат в основании туронских образований — «фосфоритовая плита» [Камышёва-Елпатьевская, 1951]. Выявлена тенденция к увеличению мощности туронских отложений с севера на юг Вольско-Хвалынской впадины от 1 до 7 м [Волго-Уральская..., 1957]. Приведем выборочное описание этих отложений в нескольких разрезах.

Разрез карьера цемзавода «Большевик», г. Вольск (Саратовская область) расположен в северо-западном борту карьера цементного завода «Большевик» (г. Вольск Саратовской области). Разрезы в окрестностях г. Вольск и карьеров цементных заводов детально изучены, их описание приведено в ряде работ [Архангельский, 1912; Матесова, 1930;

Милановский, 1940; Волго-Уральская..., 1959; Герасимов и др., 1962; Камышёва-Елпатьевская, 1967; Глазунова, 1972]. Разрез исследован Р.Р. Габдуллин (МГУ имени М.В. Ломоносова) и позднее – Е.В. Яковишиной и Л.Ф. Копаевич (МГУ имени М.В. Ломоносова), а также другими исследователями [Олферьев и др. 2009; Сельцер, Иванов, 2010 и др.].

Здесь туронские отложения представлены карбонатными породами среднего–верхнего подъяруса с раковинами *Inoceramus lamarcki* и панцирями морских ежей, с размывом перекрывающими альбские песчанистые тёмно-серые глины. Пачка II представлена мергелем с фосфоритовыми желваками и горизонтами обломков призматического слоя мощностью 2 м. Мощность иноцерамовых горизонтов убывает снизу вверх по разрезу от 0,1—0,25 до 0,04—0,05 м. Встречены ожелезненные обломки мела. В основании пачки — аналог «фосфоритовой плиты» (0,3 м). Мергель, переполненный стяжениями фосфоритов разной формы, в основном полуокатанными. Их максимальная концентрация сосредоточена в средней части аналога «плиты».

Этот же стратиграфический интервал (пачка II) в разрезе у с. Нижняя Банновка представлен песчанистым мелом (0,8 м) с равномерно рассеянными фосфоритовыми желваками. В слое встречены раковины устриц. В основании пачки — «фосфоритовая плита» (0,3—0,4 м). Фосфоритовые желваки хорошо окатаны, имеют черный и коричневый цвет.

Разрез на северной окраине города Хвалынска (Саратовская область) расположен на склоне горы Богданиха на правом берегу Волги в окрестностях г. Хвалыnsk. Разрез хорошо изучен и описан в ряде работ [Архангельский, 1912; Милановский, 1940; Герасимов и др., 1962]. Пачка II представлена фосфоритовой плитой и суркой.

Следующая за ней пачка III в разрезе г. Вольск представлена желтовато-серым мелом, иногда окремнелым, мощность до 2,5 м. Микроскопически порода представляет собой биокристаллокластический известняк. Отложения пачки содержат: *Inoceramus lamarcki*, *In. apicalis*, *Lewesiceras peramplum* (Mant.), *Micraster corbovis*, *Holaster planus*, *Conulus subrotundus*, *C. subconicus*. Среднетуронский возраст отложений пачки устанавливается по присутствию зональных видов *Inoceramus lamarcki*, *In. apicalis*, познетуронский возраст – по находкам иглокожих *Holaster planus*. В работе [Матесова, 1930] в туронских отложениях отмечены также массовые находки устриц, брахиопод, зубов и обызвествленных позвонков акул. Фаунистический комплекс турона в этом разрезе во многом похож на одновозрастный комплекс в разрезе у Старого Оскола. В туронских отложениях встречены следы жизнедеятельности *Chondrites*, *Teichichnus* и *Planolites*.

В разрезе на северной окраине г. Хвалыnsk пачка III сложена это белым писчим мелом, слабобиотурбированным (10% от объёма породы) с рострами *Actinocamax intermedius*, фрагментами панцирей морских ежей и обломками призматического слоя иноцерам. Порода

микроскопически представляет собой биокристаллокластический известняк. Видимая мощность 2 м. Основная часть разреза скрыта под оползневыми телами, общая мощность турона оценивается приблизительно в 15 м [Архангельский, 1912]. Цикличность не установлена.

Эти же отложения в разрезе у с. *Нижняя Банновка* представлены писчим мелом, мергелистым мелом и мергелями. Цикличность установлена. Зона *lamarcki*, средний—верхний турон (пачка III). Отсюда также происходят находки *Actinocamax intermedius*. Мощность отложений пачки около 5,5—6 м. Без видимого резкого контакта толща переходит в «губковый слой».

В итоге охарактеризуем пачки II и III. Пачка II, сурка: песчанистый мел с равномерно рассеянными фосфоритовыми желвачками и горизонтами обломков призматического слоя иноцерам. В основании пачки присутствует «фосфоритовая плита» (отсутствует в Вольском разрезе) – сильносконденсированный прослой сцементированных фосфоритовых желваков различной формы, степени окатанности чёрного и коричневого цвета, с глауконитом. В пачке содержатся раковины устриц, кубки губок, окатанные зубы и позвонки акул. Цикличность в пачке не установлена.

Пачка III – писчий мел белый (или плитчатый), светло-серый, желтовато-сероватый. Пачка содержит многочисленные макрофоссилии: белемниты, иноцерамы, брахиоподы, морские ежи, зубы акул, чешую рыб, копролиты и ихнофоссилии. В пачке установлена цикличность. Мощность пачки 2,5—20 м. Цикличность представлена переслаиванием пластов мергеля или бентонитовых глин (0,5—2 м) и мела (1—2,2 м).

По итогам проведенных исследований возможно сделать следующие выводы,

1. Эвстатические циклы в разрезе проявлены в смене литологического состава и палеонтологической характеристики стратонов. Для изученных разрезов выделены системные тракты (трансгрессивный – ТСТ и высокого стояния – ТВС) и привязаны к пачкам. Эвстатические флуктуации контролируются астрономо-климатическими циклами Милютина Миланковича, в частности циклами эксцентриситета орбиты Земли. Они хорошо опознаются в разрезах турона.

2. Для отложений туронского яруса на Воронежской антеклизе впервые предложена схема циклостратиграфической корреляции с указанием порядковых номеров пластовых циклитов. Изучение разреза Латненского карьера в мае 2016 г. позволило с большей уверенностью провести сопоставление разрезов таким методом.

3. Изученные разрезы Воронежской антеклизы находились в конце сеномана–начале турона на одной палеошироте, а исследованные разрезы кампана–маастрихта Ульяновско-Саратовского прогиба – приблизительно на одном палеомеридиане [Smith, Briden, 1977].

Помимо описанных выше результатов также в ходе диссертационного исследования была рассмотрена гетерохронность всех верхнемеловых (сеноман-маастрихтских) карбонатных отложений Русской плиты, в них выделены секвенции и циклы Миланковича [Габдуллин, 2007], приведены новые о строении сеноман-коньякских отложений западного склона Воронежской антеклизы по разрезам Брянской области [Олферьев и др., 2005]. Подробнее об этих результатах написано в указанных выше работах.

3.2.2. Горный Крым⁵

В качестве одного из примеров решения проблемы геологического строения Горного Крыма, в частности ареалов распространения тектонического меланжа [по Юдину, 2009], рассмотрим результаты полевых работ в ходе государственной геологической съемки масштаба 1 : 200 000, а именно – картирование образований юрской системы.

Несмотря на долгую историю геологического изучения (с XVIII века) и обилие опубликованных работ по району окрестностей г. Судак существует ряд моделей геологического строения [Фіколіна и др., 2008 и Юдин, 2009], кардинально отличающихся друг от друга. В ходе собственных полевых наблюдений последних лет и последующего комплекса лабораторных и камеральных работ нами был накоплен большой фактический материал, позволяющий предложить новую, третью модель геологического строения окрестностей г. Судак.

В ходе полевых наблюдений в районе Судакской бухты (рис. 3-10 А) были описаны отложения келловей и оксфорда верхней части судакской свиты (J_{2-3sd_2}) в 15 точках наблюдения, а также в районе с. Дачное в 2 точках наблюдения (рис. 3-10 Б), с замером элементов залегания и отбором проб. Полевые наблюдения включали описание опорных разрезов и специализированные литолого-фациальные исследования в естественных обнажениях и горных выработках (рис. 3-10 В).

Лабораторные работы включали петрографическое исследование 10 шлифов, определение концентрации нерастворимого остатка и состава породообразующих минералов карбонатных пород (газовольюметрический метод и метод нерастворимого остатка) по 10 образцам, анализ

⁵ При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Бакай Е.А., Рубцова Е.В., Юрченко А.Ю., Карпова Е.В., Иванов А.В., Варзанова М.А., Сергиенко А.В., Коновалова Т.А., Парахина М.В. Строение и условия формирования келловей-оксфордских отложений Судакского прогиба // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2018. № 3, с. 25-40 RSCI (1,4 авторского листа, 0,9 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)

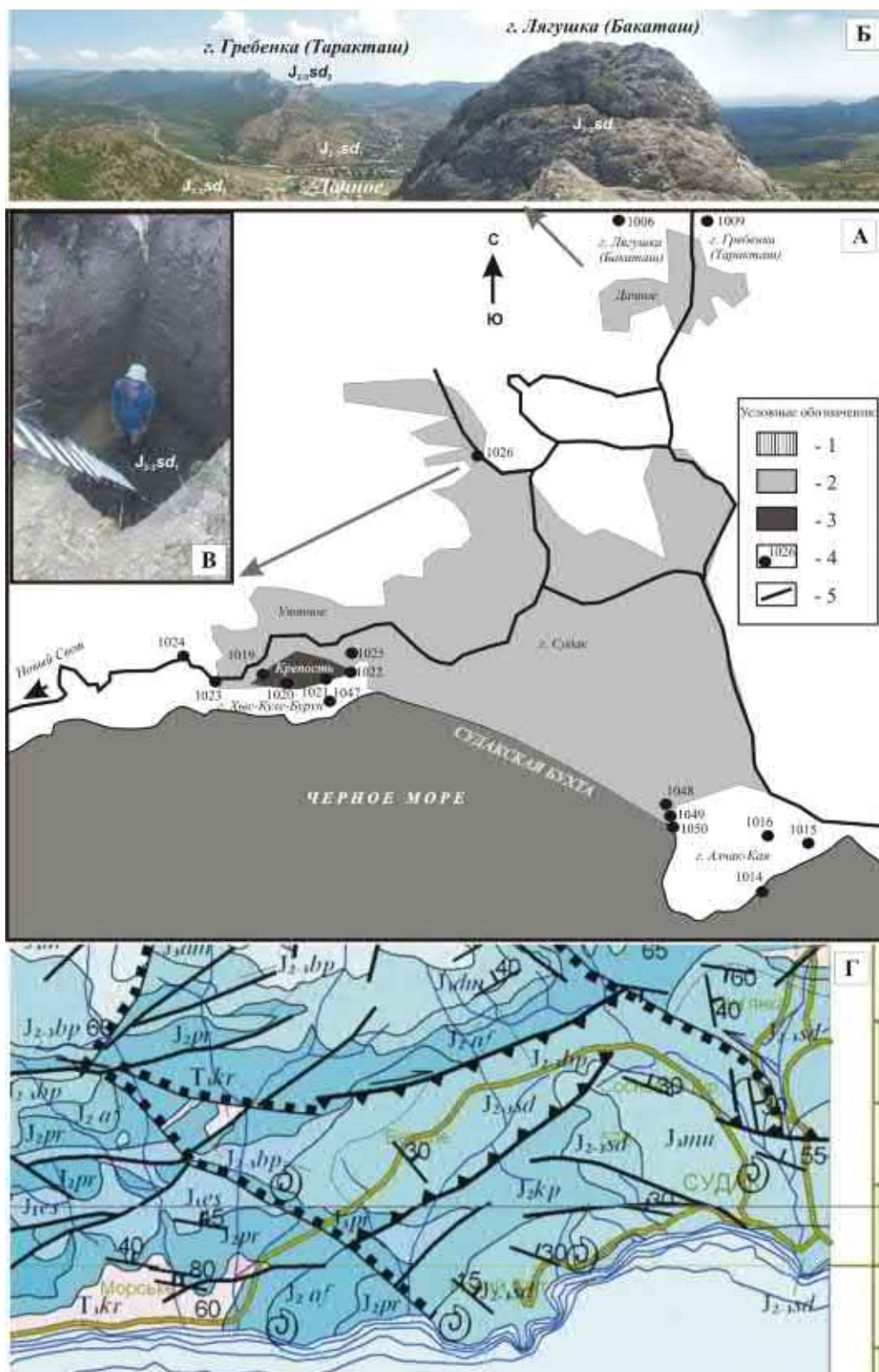


Рис. 3-10. Геологическое строение окрестностей г. Судак и расположение А - схема расположения изученных разрезов Судакской бухты: 1 - Черное море; 2 - городская агломерация; 3 - Судакская крепость; 4 - точка наблюдения и ее номер; 5 - автомобильные дороги; Б - панорама района с. Дачное с горы Лягушка (Бакаташ); В - горная выработка в районе автостанции г. Судак; Г - фрагмент государственной геологической карты Украины (2008). Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2018], рис. 1).

изотопного состава углерода и кислорода карбонатов, палеотермометрия по 8 образцам (6 – из Судакской бухты, 2 – из района с. Дачное).

На стадии камеральных работ было произведено: ознакомление с коллекциями каменного материала по территории исследований (листы L-36-XXIX, L-36-XXX, L-36-XXXIV, L-37-XXXV) и интерполяция полученных данных аналитических исследований.

В результате проведенных исследований в строении верхнесудакской подсвиты судакской свиты можно выделить две части: нижнюю (преимущественно терригенную – рис. 3-11 А, Б, Д–К, О–С) и верхнюю (в основном карбонатную – рис. 3-11 А, Б, Л–Н, рис. 3-12), выделенные нами в поле и в лабораторных условиях литотипы основных пород подсвиты в целом совпадают с результатами предшествующих исследований [Фіколіна и др., 2008].

В большинстве изученных разрезов в пределах окрестностях г. Судак границе келловей и оксфорда в разрезе отвечает стратиграфическое несогласие и элементы залегания толщ, разделенных несогласием не меняются. Граница проходит внутри верхнесудакской подсвиты. В единственном месте (рис. 3-11 Н) – на западном замыкании Судакской бухты под Генуэзской крепостью (мыс Хыс-Куле-Бурун) наблюдалось залегание нижней, терригенной и верхней, карбонатной частей верхнесудакской подсвиты на одном альтиметрическом уровне, что ранее [Юдин, 2009, 2011] интерпретировалось как результат тектонических дислокаций (послойных и субпослойных срывов), в том числе как тектонический меланж (здесь и в районе горы Алчак-Кая). По нашему мнению районы послойных и субпослойных срывов и зона «меланжа» в районе Судака в действительности представляет собой часть оползня-обвала, в которой терригенные отложения келловей полностью дезинтегрированы, а известняки на участках вблизи зон скольжения блоков несут следы механической обработки, комковатые, местами имеют жирный блеск с примазками аргиллитов.

По результатам собственных полевых наблюдений и лабораторным исследованиям, а также по данным предшественников [Фіколіна и др., 2008] можно сделать следующие выводы.

1. Основными рифостроящими организмами в оксфордское время (во время накопления осадков верхней части верхнесудакской подсвиты) были кораллы, цианобактерии, водоросли, рудисты (рис. 3-11 П, С). Также в состав палеоценоза рифа входили иглокожие (рис. 3-11 О) и моллюски. Наличие кораллов в изученных породах свидетельствует о том, что температура воды была в среднем выше 20 °С в оксфордское время. Вместе с тем, наличие среди рифостроителей цианобактерий и водорослей показывает на вариации температуры.

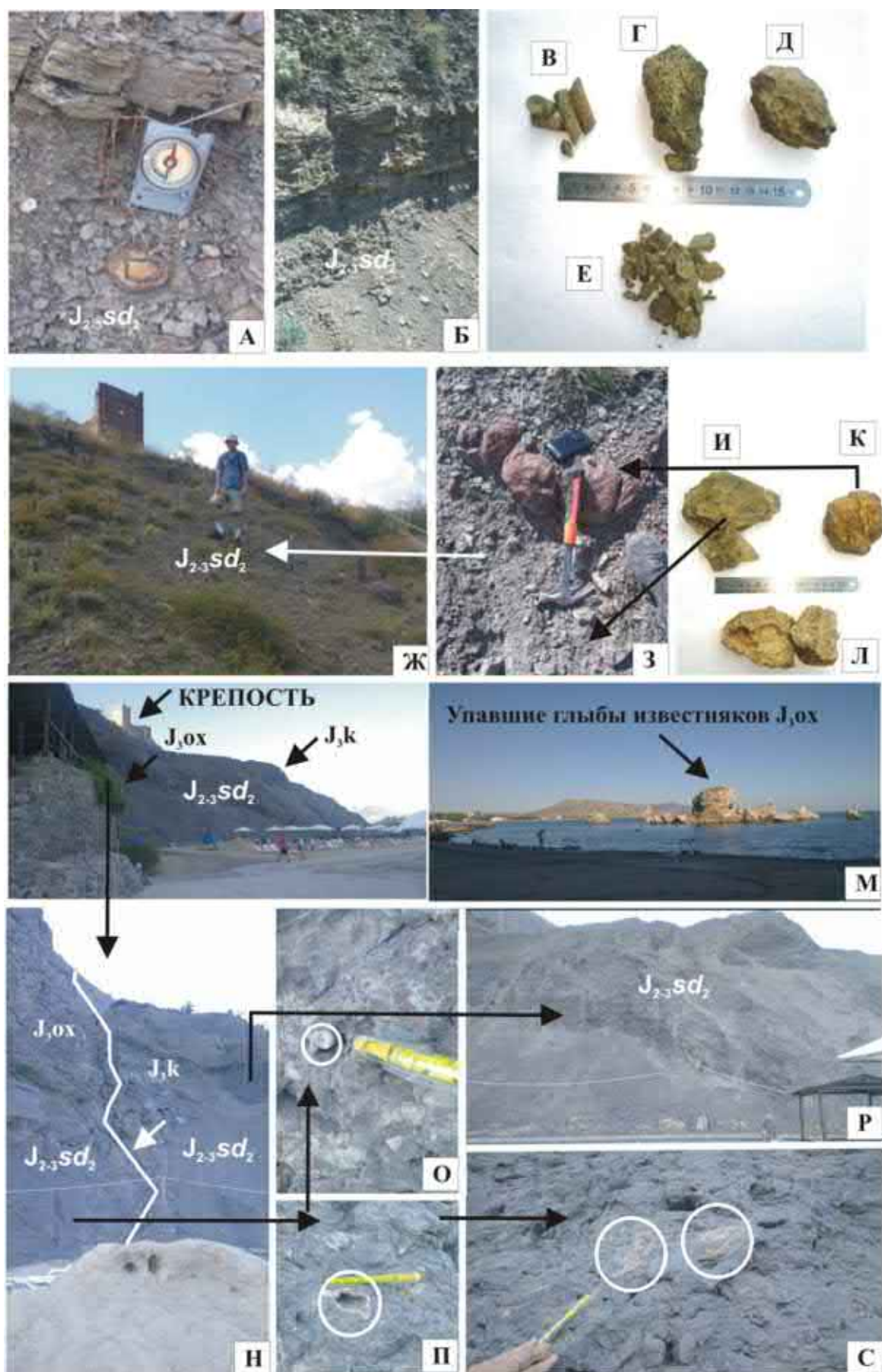


Рис. 3-11. Фотографии обнажений. А – толща циклического переслаивания алевролитов и прослоев сидеритовых конкреций (т.н. 1023); Б – коренные выходы терминальной части

келловейских отложений (т.н. 1024); В – стебли криноидей в келловейских отложениях (т.н. 1025); Г – фрагменты кубков губок в келловейских отложениях (т.н. 1025); Д – ожелезненный алевролит (т.н. 1025); Е – песчанистый алевролит (т.н. 1025); Ж – келловейские терригенные отложения подстилают известняки оксфорда (т.н. 1025); З – толща циклического переслаивания алевролитов и прослоев сидеритовых конкреций (т.н. 1025); И – алевролит (т.н. 1025); К – сидерит (т.н. 1025); Л – известняк оксфордского яруса (т.н. 1025); М – панорама западного замыкания Судакской бухты, на мелководье видны на глыбы оксфордских известняков; Н – на пляже отложения келловей (J_{2-3sd}₂) и оксфорда (J_{2-3sd}₂) расположены на одном гипсометрическом уровне (белая линия – разделяющая их граница); О – стебли криноидей в мраморизованных известняках; П – рудисты, замещенные кальцитом; Р – толща циклического переслаивания алевролитов и прослоев сидеритовых конкреций верхнесудакской подсвиты (J_{2-3sd}₂) С – скопления рудистов. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2018], рис. 3).

2. Изученный стратиграфический интервал разреза отвечает келловей-оксфордскому комплексу синрифтовых осадков келловей-берриасской мегасеквенции [Okay, Nikishin, 2015; Nikishin et al, 2015]. Осадки нижней подсвиты и нижней части верхней подсвиты судакской свиты формировались в Судакском глубоководном прогибе и представлены флишевым комплексом – глинами с прослоями песчаников, известняков и линзами конгломератов (нижняя подсвита (J_{2-3sd}₁¹)), и известковистыми аргиллитами (глинами) с конкрециями сидеритов (нижняя часть верхней подсвиты (J_{2-3sd}₂¹)). С течением геологического времени глубина бассейна постепенно уменьшалась, о чем свидетельствует сначала появление глубоководных форм – аммонитов, криноидей и губок (рис. 3-11 В, Г) в самом конце келловей (J_{2-3sd}₂¹), а позднее, начиная с оксфорда – более мелководных форм, включая рифостроящих кораллов в толще терригенно-карбонатных осадков (J_{2-3sd}₂²). Глубина в раннеоксфордское время составляла первые десятки метров (по кораллам) или даже мельче (по цианобактериальным постройкам).

3. При картировании исследуемых отложений был применен ботанический косвенный картировочный признак. Поверхность известняков верхней части верхнесудакской подсвиты несет следы растворения от морской соли и часто покрыта черно-оранжевыми лишайниками *Rhizocarpon geographicum* (L.) и кустистыми серо-белыми лишайниками *Parmelia sulcata* Taylor, что делает невозможным изучение первичной структуры и текстуры породы (за исключением района тропы Голицына в Новом Свете), но с другой стороны показывает области выходов этого стратона на поверхность.

4. В результате процессов выветривания происходит разрушение биогермных карбонатных массивов, блоки и глыбы которых обваливаются или оползают по склонам Первой гряды (рис. 3-12). Эти огромные оползни-потоки объемом в первые миллионы кубических метров генерируют области дезинтегрированных пород, визуально похожие на зоны тектонического меланжа (рис. 3-13). Часть из них развивается собственно по зонам тектонического меланжа, усложняя и так непростое геологическое строение.



Рис. 3-12. Фотографии обнажений. А – известняки оксфорда, образующие почти отвесный клиф (т.н. 1019); Б – то же, но крупнее, видны чередующиеся массивные и рыхлые разности известняков (т.н. 1019); В – массивные известняки (т.н. 1019); Г – видна полостчатость на скальном массиве, образованная чередованием более плотных и менее плотных разностей известняков (т.н. 1019); Д – песчанистые известняки, менее устойчивые к разрушению, образующие западины в профиле выветривания (т.н. 1019); Е – массивный известняк, образующий в профиле выветривания выступы; Ж – смотровая площадка верхнего замка Генуэзской крепости отвечающая выровненной поверхности кровли известняков оксфорда (т.н. 1021); З – известняки массивные желваковидные неяснослоистые (т.н. 1022); И – то же, но крупнее (т.н. 1022). Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2018], рис. 4).

Другая же часть – дополнительно, повторно деформирует ранее нарушенное залегание пород нижнего комплекса, придавая им облик «тектонического меланжа». В таком случае допустима иная трактовка модели геологического строения Горного Крыма (рис. 3-14). Из тел оползней-потоков (зоны «тектонического меланжа» по В.В. Юдину) Е.Н. Самарин и О.В. Зеркалем были взяты две пробы, по которым во ФГБУ «ВСЕГЕИ» методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) определен возраст 30–48 тысяч лет (таб. 3-1).

№ п.п	Активности радионуклидов, Бк/кг				Мощность дозы, Гр/тыс. лет	Палеодоза, Гр	Возраст, тыс. лет
	U^{238}	Ra^{226}	Th^{232}	K^{40}			
1	38,8±6,3	36,8±0,7	45,7±0,7	687±32	3,3±0,1	100±13	30±4
2	52,1±8,3	28,8±0,6	41,0±0,6	544±26	2,8±0,2	122±25	48±10

Табл. 3-1. Результаты датирования возраста методом оптически стимулированной люминесценции в языковой части каменной лавины на южном склоне главной гряды Крымских гор.

5. Под влиянием процессов выветривания происходит почвообразование. В Судакском районе основной тип почв – коричневые горные щебнистые. На территории Крымского полуострова площадь распространения данных почв очень невелика. Они формируются на южном берегу Крыма под влиянием климатического барьера – Главной гряды гор с высотами 1200-1500 м; на продуктах выветривания известняков, мергелей, глинистых сланцев, песчаников, магматических пород. Процесс почвообразования здесь напрямую связан со специфическим гидротермическим режимом, который формируется в зимнее время (влажно и тепло). Летом происходит консервация гумусовых веществ почвы из-за замедления процесса минерализации в условиях засушливого климата. Коричневые горные щебнистые почвы на элювии и делювии коренных пород отличаются большим содержанием карбонатов во всем профиле, содержат значительное количество гумуса (7-10%); формируются под ксерофитными (растения сухих мест обитания, засухоустойчивые) лесами и зарослями кустарников. Климат района очень засушливый, жаркий с очень мягкой зимой (Крымское южнобережное Субсредиземноморье).

6. Логичным дальнейшим продолжением исследований оползней-потоков по обе стороны от Главного водораздела Крыма – Первой гряды стал пересмотр стратиграфического расчленения дочетвертичных отложений и четвертичных образований Горного Крыма. Итогом этих исследований стала новая стратиграфическая схема расчленения дочетвертичных отложений центрального Крыма [Габдуллин и др., 2017], а также комментарии к некоторым проблемам четвертичной геологии центральной части Крымского полуострова [Зеркаль, Габдуллин, Самарин, 2017].

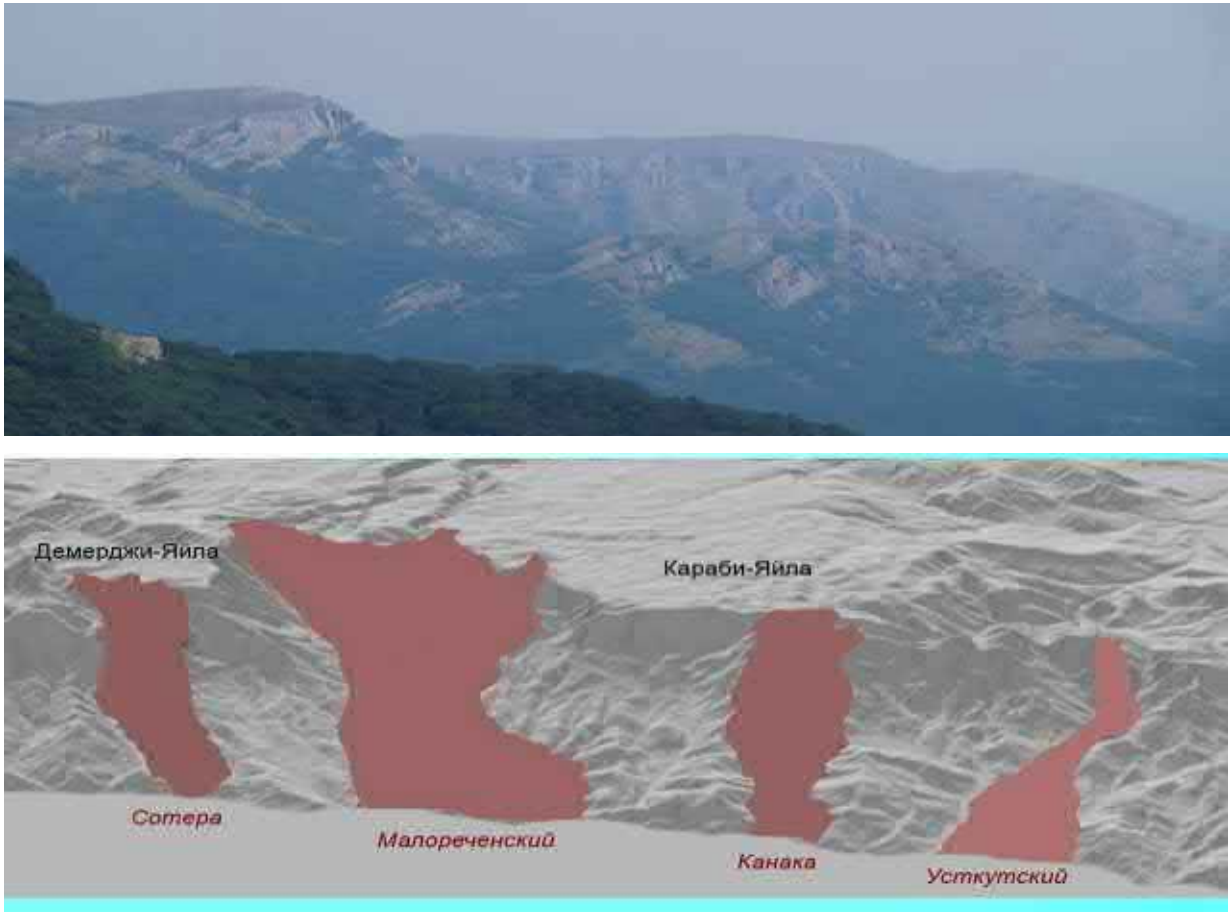


Рис. 3-12. Вверху – головная часть каменной лавины на южном склоне главной гряды Крымских гор. На фотографии хорошо виден блоковый характер гравитационных смещений. Внизу – крупные оползни-обвалы, выделенные по результатам комплексной интерпретации геологических (включая полевые наблюдения) данных по изучаемой территории. Иллюстрации О.В. Зеркаля и Е.Н. Самарина (МГУ).



Рис. 3-13. Терригенные отложения (полностью дезинтегрированные первично флишевые образования) в языковой части каменной лавины. Фотографии О.В. Зеркаля и Е.Н. Самарина (МГУ).

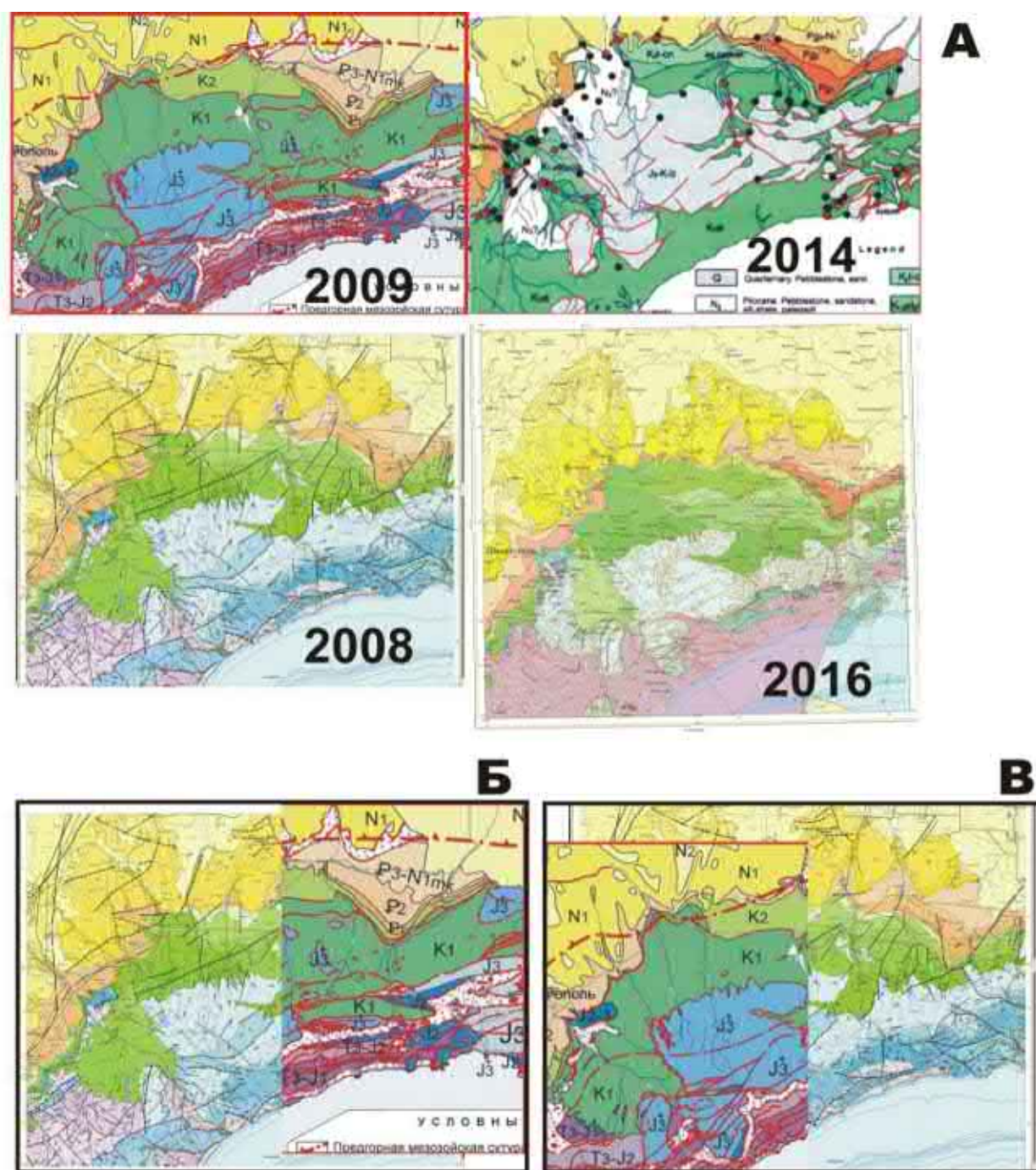


Рис. 3-14. Различные концепции геологического строения дочетвертичных образований листа L-36-XXIX: А – сравнение рисовки геологических карт: по Фиколиной Л.А. и др. [2008], по Юдину В. В. [2009], по Шеремет Е. и др. [2014], предлагаемая коллективом МГУ рисовка карты; Б – карта невязок, западная половина листа – по Фиколиной Л.А. и др. [2008], восточная половина – по Юдину В.В. [2009]; В – карта невязок, восточная половина листа – по Фиколиной Л.А. и др. [2008], западная половина – по Юдину В.В. (2009). Примечание: красными кружками на белом фоне показаны зоны тектонического меланжа по Юдину В.В. [2009]. Рисунок Габдуллина Р.Р.

Примером результатов циклостратиграфической корреляции меловых, а точнее – маастрихтских образований Горного Крыма является сопоставление этих отложений в районе поселка Скалистое Бахчисарайского района Крыма в долине реки Бодрак. В оврагах Токма и

Чах-Махлы, выходящих устьями к речной долине есть обнажения пород кудринской свиты (сантон-маастрихт), которые были изучены автором. В одном из уровней этого стратона имеются губковые горизонты, в которых содержится большое количество скелетов этих беспозвоночных. Чередование «губковых» (показаны серым на разрезе Токма) и «безгубковых» уровней внутри циклично построенной толщи переслаивания мергелей позволило провести послойную корреляцию этих отложений (рис. 3-15). Также из рисунка видно, что значений мощностей элементов циклитов похожие, как и тренды к изменению их мощностей.

Другими примерами применения циклостратиграфического и секвентного методов стратиграфии стал комплекс работ, проведенных на разрезах сеномана и турона белогорской и сантона-маастрихта кудринской свит Бахчисарайского района Крыма. Помимо послойной корреляции разрезов удалось проанализировать характер и генезис рукций цикличности средне-верхнесеноманских, кампанских, маастрихтских отложений Горного Крыма, что стало основой для локальных и региональных палеогеографических реконструкций (главы 4 и 5). Результаты этих исследований опубликованы в серии работ [Габдуллин, 2008, Габдуллин и др., 2015а,б; Габдуллин, Бадулина, Репина, 2004; Габдуллин, Первушов, Толстова, 2007; Толстова, Габдуллин, 2005; Сизанов, Рудакова, Габдуллин, 2006],

В ходе диссертационного исследования были также получены *новые данные о составе известкового наннопланктона* в меловых и палеогеновых отложениях [Устинова, Габдуллин, 2018а,б; Лыгина и др., 2019]. Эти данные были нужны не только для датировки возраста изученных разрезов, их расчленения и корреляции не только традиционным биостратиграфическим (микропалеонтологическим), но и климатостратиграфическим методом (после анализа палеоклиматических условий обитания наннофлоры). Помимо данных о палеоклимате палеоэкологический анализ форм наннофлоры позволил получить данные о палеогеографических условиях в бассейне седиментации.

В частности, в биасалинской свите, скорее всего, присутствует часть зоны NC5. В белогорской свите выделена (частично) зона UC3, подзона b, а в отложениях кудринской свиты – зона UC20, подзона UC20b. В качинской свите выделены зоны NP6 – NP8(?), в бахчисарайской свите – зона NP12, в симферопольской – зоны NP13 – NP14. В разрезах гор Ак-Кая и Бор-Кая установлена принадлежность нижней части датских отложений к зонам NP2–NP4.

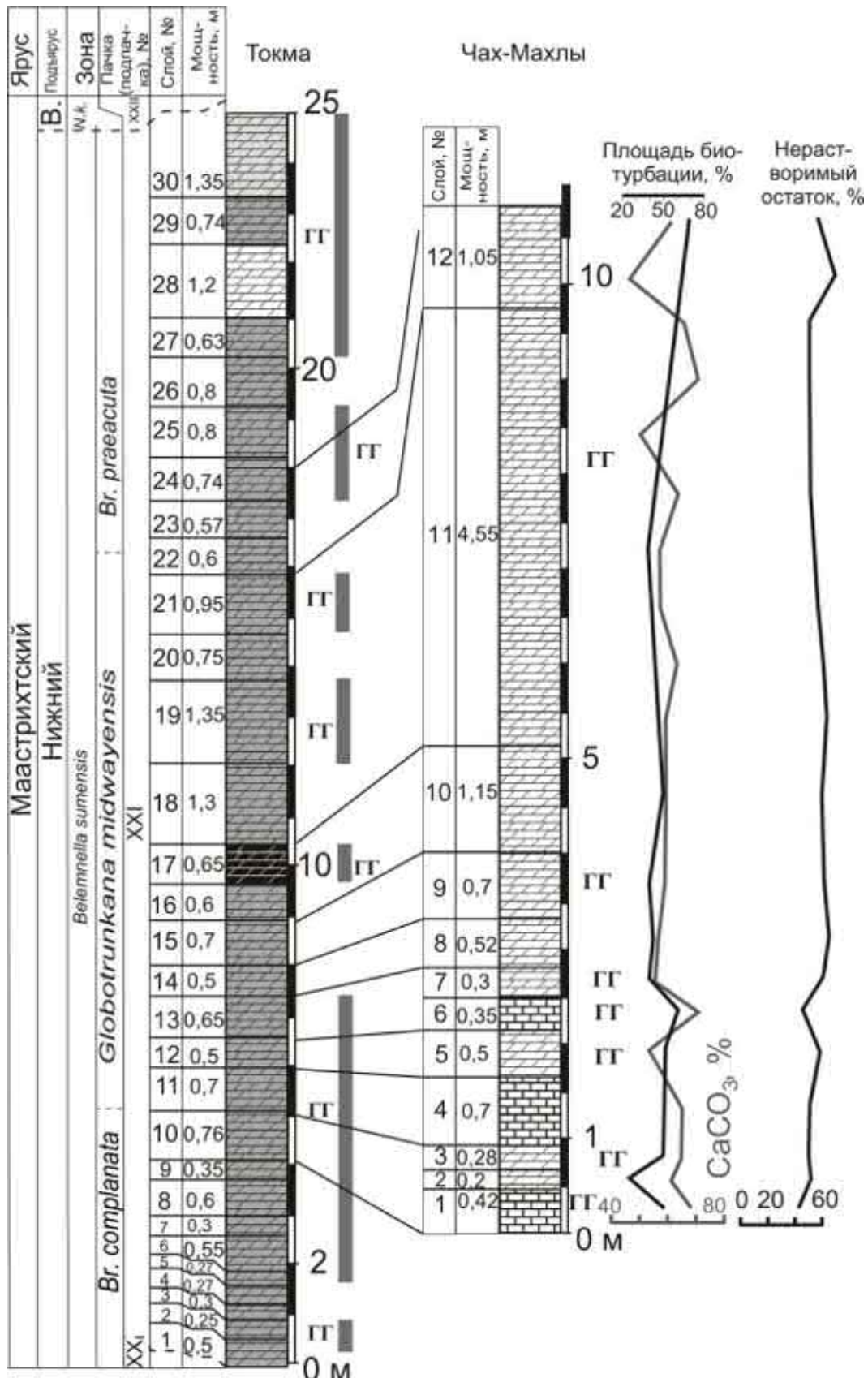


Рис. 3-15. Схема корреляции и литологическая характеристика разрезов нижнего маастрихта (пачка XXI) в долине реки Бодрак (оврагов Токма и Чох-Махлы). Рисунок из статьи [Габдуллин и др., 2015], рис. 5. Рисунок Габдуллина Р.Р.

3.2.3. Большой Кавказ⁶

В качестве полигона для применения методов секвентной и циклической стратиграфии для решения задачи расчленения сложно построенной слоистой толщи, содержащей пластины современных активных и стабилизированных оползневых тел и определения уровня залегания кровли коренных скальных пород при буровых работах был выбран участок скважины № 568 в районе пос. Кепша (Абхазо-Рачинская зона, долина реки Мзымты). В ходе описания керна скважины была замечена повторяемость одних и тех же интервалов разреза («страивание», «счетверение»), иногда сопровождаемая незакономерной с точки зрения секвентной стратиграфии сменой секвентных трактов. Такая незакономерность строения объяснена «перетасованием» отдельных слоев в результате оползневых процессов. Для большей уверенности были изучены разрезы соседних скважин и естественные обнажения, из пород которых были взяты пробы на микрофаунистический анализ.

Предложена [Габдуллин и др., 2011] следующая геологическая модель (рис. 3-16) принципиального строения скважины № 568 глубиной 56,5 м (сверху вниз): 1) четвертичный современный активный оползень в интервале 0,0–26,5 м. Суглинки мягко-, тугопластичные, полутвердые и твердые. Редко – глины тугопластичные и щебенистые грунты с глинистым заполнителем. Выделяется пятое, последнее, или верхнее оползневое тело в интервале 0,0–10,0 м, четвертое – в интервале 10,0–17,6 м, третье – в интервале 17,6–20,7 м, второе – в интервале 20,7–24,4 м, первое, или нижнее – в интервале 24,4–26,5 м; 2) древняя аллювиальная терраса р. Мзымты в интервале 26,5–27,3 м, представленная галечниковым грунтом; 3) четвертичный современный неактивный оползень в интервале 27,3–39,0 м. Суглинки и глины тугопластичные и мергели сильно выветрелые. Выделяется верхнее, или второе оползневое тело в интервале 27,3–37,2 м и нижнее, или первое – в интервале 37,2–39,0 м; 4) толща деформированных (механически дезинтегрированных) оползнями сильно трещиноватых и выветрелых мергелей и аргиллитов низкой прочности в интервале 39,0–44,1 м; 5) коренная толща битуминозных мергелей, аргиллитов и глин в интервале 44,1–47,7 м с синседиментационными складками оползания (оползни вращения) раннего апта с выдержанными элементами залегания; 6) коренные отложения – мергели, аргиллиты и глины раннего апта в интервале 47,7–56,5 м выдержанными элементами залегания.

⁶ При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Габдуллин Р.Р., Иванов А.В., Щербинина Е.А., Зеркаль О.В., Самарин Е.Н., Гатина А.А., Козлова Г.К., Кошкина Е.А., Надежкин Д.В. Секвентно-стратиграфический анализ аптских отложений долины р. Мзымта // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2011. № 6, с. 18-27 RSCI (0,81 авторского листа, 0,6 п.л., вклад автора – 20%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)

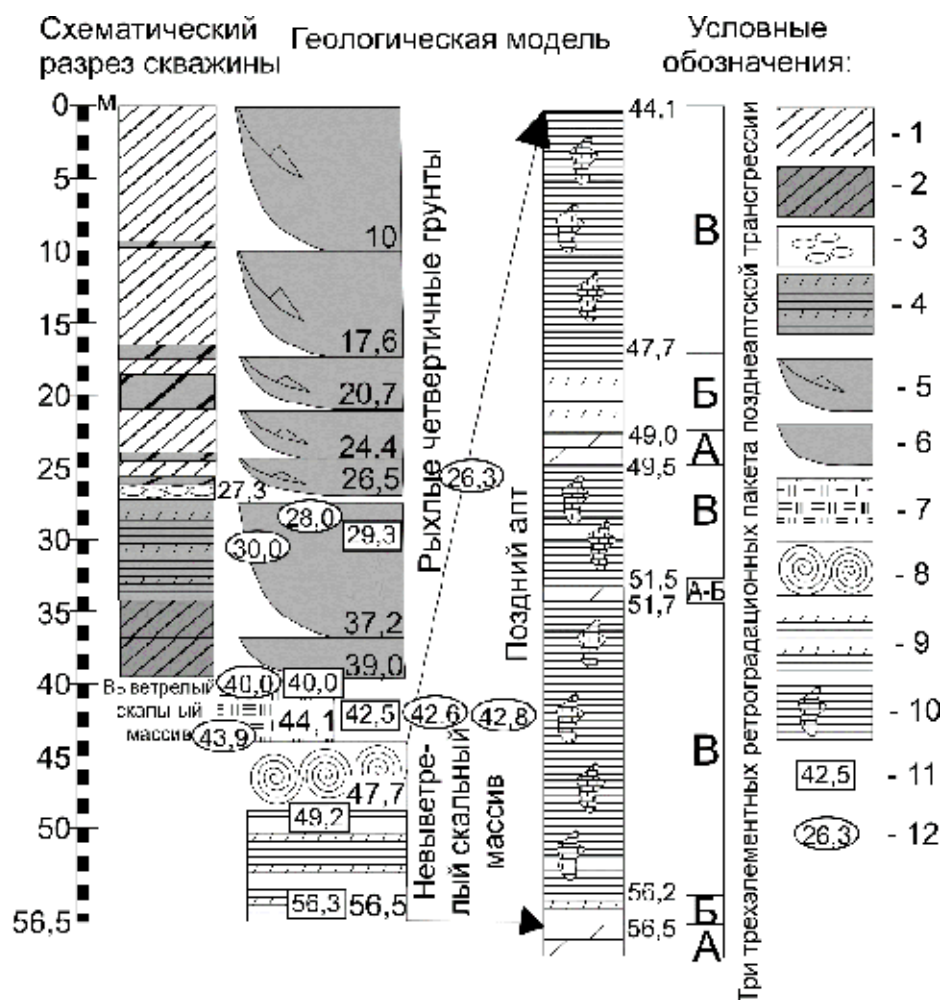


Рис. 3-16. Схематический разрез скважины №658 у пос. Кенша. Условные обозначения: 1 – суглинки твердые и полутвердые, 2 – суглинки туго- и мягкопластичные; 3 – галечники и гравийно-галечные грунты древней аллювиальной террасы р. Мзымта; 4 – аргиллиты и мергели сильно трещиноватые малопрочные, суглинки твердые и полутвердые; 5 – активный оползень (пластина); 6 – неактивный оползень (пластина); 7 – толща деформированных оползнями пород; 8 – коренная толща битуминозных мергелей, аргиллитов и глин нижнего апта с синседиментационными складками оползания; 9 – коренные мергели, аргиллиты и глины позднего апта; 10 – глины и аргиллиты с центрами карбонатизации; 11 – глубина взятия шлифов, м; 12 – глубина взятия образцов на геохимический анализ, м. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2011], рис. 4)

Секвентный анализ позволил опознать трансгрессивные (ретроградационные) трехэлементные (А–В) ряды (пакеты) в коренных отложениях, повторяющиеся трижды в скважине. Первый элемент (А) – это мергель, второй (Б) – аргиллит или глина известковистые, третий (В) – аргиллит или глина с центрами карбонатизации.

Такая секвентная цикличность, обусловленная эвстатическими вариациями уровня бассейна седиментации, четко опознается в разрезе массива коренных пород и не связана с современными оползневыми процессами. Почти всегда в разрезе виден плавный и, главное, закономерный, переход от мелководных фаций к глубоководным или наоборот. При

оползневых процессах такая осадочная последовательность нарушается. Оползневые процессы аптского времени, происходившие синхронно с седиментацией четко фиксируются паститами, т.е. складками подводного оползания, которые легко отличимы от современных оползневых и тектонических дислокаций.

Также, в ходе диссертационного исследования было изучено около сотни точек наблюдения и обнажений в Абхазии и приведена литолого-стратиграфическая характеристика апт-кампанских отложений Абхазской зоны Западного Кавказа [Габдуллин и др., 2012]. Первичные полевые данные позволили уточнить особенности геологического строения и стали основой для палеогеографических реконструкций (главы 4–6).

Уточнены особенности геологического строения и нефтеносность викуловской свиты Восточно-Каменного месторождения Западной Сибири [Габдуллин, Бирюкова, Ахмедов, 2018].

Таким образом, можно сформулировать первое защищаемое положение. Метод высокоточной циклической корреляции помимо сопоставления разрезов циклостратиграфическим способом включает анализ эвстатических вариаций в секвенциях, оценку флуктуаций палеогеографических условий и климата, инверсий магнитного поля, зафиксированных по смене минерального и химического состава стратонов под воздействием астрономической цикличности.

ГЛАВА 4. МАРКИРУЮЩИЕ ДВУХЭЛЕМЕНТНЫЕ ЦИКЛИТЫ КАК ИНСТРУМЕНТ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ГЛОБАЛЬНЫХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

В предшествующей главе были рассмотрены результаты применения комплекса стратиграфических методов для разрезов фанерозоя Северной Евразии, характеризующихся сложным геологическим строением, что было необходимо для корректного их расчленения и корреляции. В данной главе приведены результаты прикладного применения методов секвентной, циклической, климато- стратиграфии и астрохронологии для палеогеографических реконструкций седиментационных систем разных геологических эпох (каменноугольная, юрская, меловая системы). Все рисунки этой главы (кроме №№4-1 и 4-2) выполнены соискателем.

4.1. Применение комплекса методов высокоточной стратиграфии для локальных и региональных палеогеографических реконструкций

В разделе 3.1.2. описан пример применения секвентно-стратиграфического подхода при инженерно-геологических работах, позволившего выделить древние блоки оползней каменноугольных отложений на борту карстовой впадины, отделив их от коренного массива горных пород в разрезах Московской синеклизы [Габдуллин, Иванов, 2013; Алексеев и др., 2019]. Древние оползневые тела развивались на склонах речных палеодолин и карстово-суффозионных воронок. Пример палеогеографической модели приведен на рис. 4-1.

Методом циклостратиграфической корреляции были сопоставлены разрезы скважин нижнекаменноугольных отложений Московской синеклизы, описанных автором или в соавторстве (рис. 4-2).

В ходе многолетнего изучения разрезов каменноугольных отложений Московской синеклизы была установлена связь между системами трактов и инженерно-геологическими элементами [Габдуллин, 2010; рис. 4-3]. Самые мелководные отложения, отвечающие трансгрессивному системному тракту (ТСТ) и второй половине тракта высокого стояния (ТВС-2) и представленные кавернозными и трещиноватыми известняками, характеризуются меньшей несущей способностью в отличие от относительно более глубоководных карбонатно-глинистых отложений первой половины тракта высокого стояния (ТВС-1). Это дает возможность прогнозировать горизонты каменноугольных отложений, характеризующиеся высоким риском развития аварийных скважин и неподходящих для закладки фундамента зданий и сооружений.

В результате таких исследований были предложены локальные и региональные палеогеографические реконструкции.

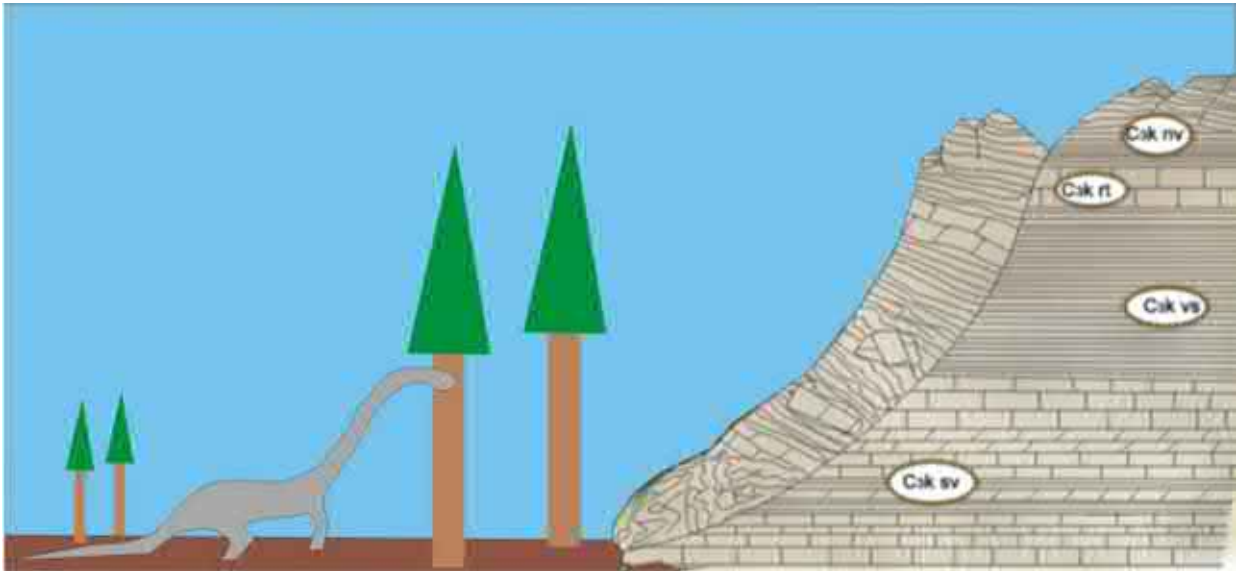


Рис. 4-1. Модель образования палеоползня по верхнекаменноугольным отложениям Московской синеклизы на склоне палеодолины. Компьютерная графика – Боровая Д.А. (МГУ) и Габдуллин Р.Р.

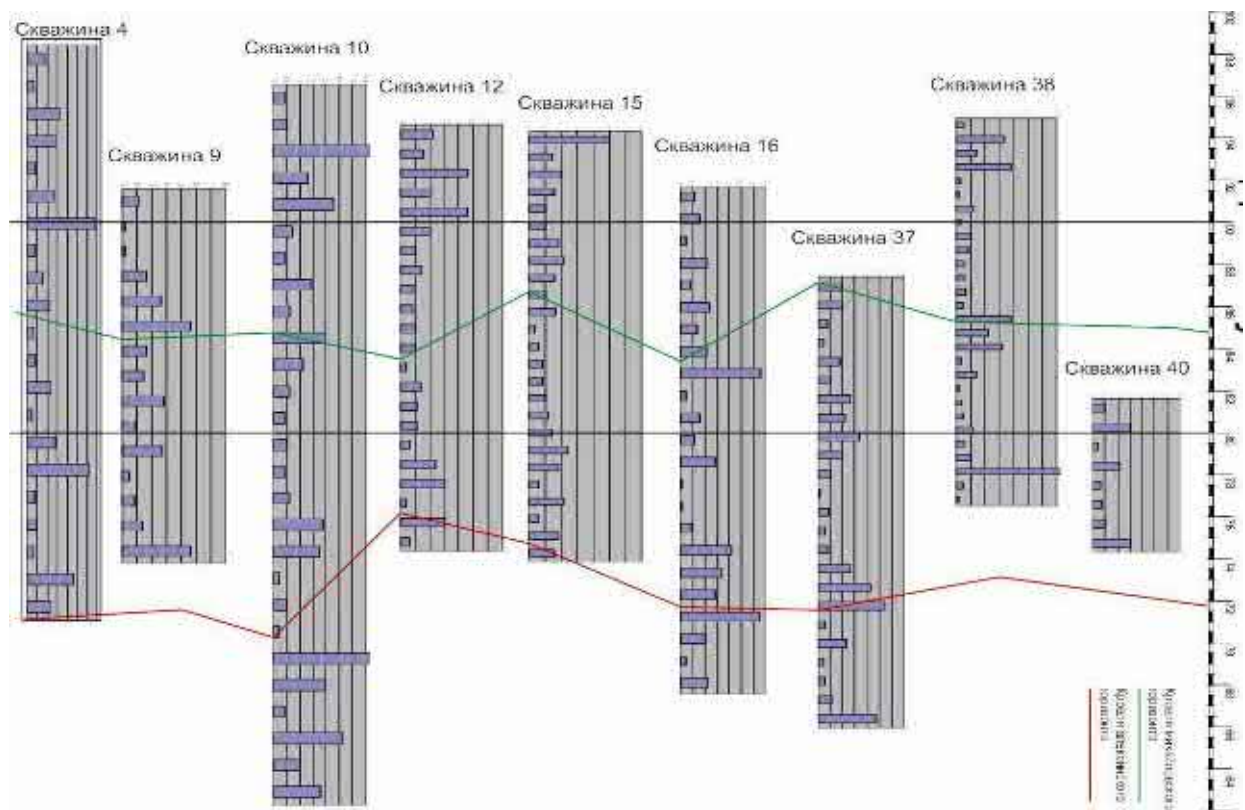


Рис. 4-2. Циклостратиграфическая корреляция скважин нижнекаменноугольных отложений на полигоне у г. Серпухов с использованием построенных цикло(ритмограмм). Примечание: красной линией показана кровля отложений алексинского горизонта, а зеленой – михайловского. Разрезы выровнены по альтитуде 80,0 м. Компьютерная графика: Афолина М.А., Фрейман С.И. (МГУ).

трещиноватые, 10 – известняки, глины, доломиты, 11 – глины, 12 – глины, доломиты, известняки, 13 – известняки трещиноватые, 14 – известняки трещиноватые и кавернозные, 15 – известняки, глины, доломиты, 16 – глины, 17 – глины, доломиты, 18 – глины и трещиноватые известняки, 19 – глины и трещиноватые известняки, 20 – известняки трещиноватые и кавернозные, 21 – известняки трещиноватые, 22 – трещиноватость, 23 – кавернозность, 24 – мелкие пески, 25 – пылеватые пески, 26 – стратиграфические границы достоверные, 27 – то же, предполагаемые, 28 – литологические границы и границы ИГЭ, 29 – то же, предполагаемые, 30 – глубина (слева) и абсолютная отметка подошвы слоя, м. Рисунок из статьи [Габдуллин, 2010], рис. 2).

4.2. Применение комплекса методов высокоточной стратиграфии для глобальных палеогеографических реконструкций⁷

Дальнейшим развитием циклостратиграфической корреляции стала разработка циклостратиграфической шкалы для мелового периода, на которой были сведены астрономо-климатические циклы Миланковича, осадочные секвенции и различные палеогеографические события, корреляционный анализ которых показал взаимосвязь разных порядков пластовой цикличности и вариации палеогеографических обстановок, что позволило от локального и регионального уровня перейти к глобальным палеогеографическим реконструкциям. В ходе диссертационного исследования были рассмотрены предпосылки и принципы создания циклостратиграфической шкалы верхнего мела Русской плиты (рис. 4-4) и приведены результаты ее апробации [Габдуллин, 2003; Габдуллин, 2004а-в]. Выявлены закономерности в распределении циклов эксцентриситета Миланковича (ЦМ) и геохронологических границ, экваториальной, этапов осадконакопления и перерывообразования, фосфато- и железнакопления. Ведущую роль в истории геологического развития бассейнов Русской плиты играли циклы эксцентриситета земной орбиты пятого порядка (E_5). Некоторые границы геохронологических

⁷ При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая корреляция карбонатных разрезов терминального сеномана Европы, Африки и Северной Америки // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2003. № 4, с. 17-24 RSCI (0,73 авторского листа, 1 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)
2. Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая шкала верхнего мела Русской плиты и ее южного обрамления. Статья 1. Предпосылки и принципы создания шкалы // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2004а. № 2, с. 11-20 RSCI (1,14 авторского листа, 0,5 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)
3. Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая шкала верхнего мела Русской плиты и ее южного обрамления. Статья 2. Совмещение шкал и циклов Миланковича // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2004б. № 3, с. 28-34 RSCI (0,67 авторского листа, 0,35 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)
4. Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая шкала верхнего мела Русской плиты и ее южного обрамления. Статья 3. Апробация шкалы // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2004в. № 4, с. 17-21 RSCI (0,44 авторского листа, 0,65 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)

подразделений, фазы фосфато- и железнакопления тяготеют к рубежам этих циклов. Нечетные номера этих же циклов характеризуют трансгрессивный тренд эвстатической кривой в интервале с начала сеномана по конец сантона, а с четными номерами циклов связаны этапы кремненакопления. Число пачек, выделенных автором в сводном разрезе Русской плиты (12), близко к числу циклов E_5 (10), часть пачек формировалась во время одноименных циклов. Число уровней стратиграфических перерывов (18) приближается к числу циклов эксцентриситета четвертого порядка – E_4 (17). Каждый эвстатический суперцикл UZA соответствует 3,5 циклам E_5 или 6 циклам E_4 . Эвстатические флуктуации меньшей амплитуды хорошо коррелируются со сравнительно более короткими циклами эксцентриситета третьего и второго порядков (E_3 и E_2).

На данном этапе исследований циклостратиграфическая шкала (ЦШ) позволила уточнить положение циклитов внутри биозон, и объем стратиграфических перерывов, а также ранг выделенных пластовых циклитов и скорость седиментации.

В туронском веке на границе его средней и поздней частей, а также эвстатических суперциклов UZA-2 и UZA-3 произошло совпадение четырех нечетных разнопорядковых циклов эксцентриситета (E_2^{21}), а на границе раннего и среднего турона – совмещение четырех четных разнопорядковых циклов эксцентриситета (E_2^{16}) и эвстатический подъем уровня Мирового океана. В разрезе Стойленского ГОКа в туроне установлены два циклита E_3^{a-b} , а по ЦШ этот диапазон времени охватывает четыре цикла E_3^{5-8} .

В коньякских образованиях были выделены два циклита третьего порядка E_3^{b-r} , которые отвечают циклам E_3^{9-10} . Рубеж среднего и позднего коньяка отвечает времени совпадения четырех четных разнопорядковых циклов эксцентриситета (E_2^{28}), но это время не характеризовалось существенными событиями в палеогеографии района.

В сантонское время началась тектоническая активизация Воронежского поднятия, которое испытывало воздымание, что запечатлено сменой в разрезе высококарбонатной толщи писчего мела турона и коньяка (более 80% $CaCO_3$) на толщу известняков, переслаивающихся с мергелями нижнего сантона. Последняя, накапливавшаяся в более мелководных условиях, характеризуется меньшими значениями содержания карбоната кальция (50–70%), сравнительно большим разнообразием ихнофоссилий и большей степенью биотурбации. Циклический анализ данного разреза показал, что смена литологического состава пород совпадает с границей пластовых циклитов, отвечающих циклам эксцентриситета третьего порядка $E_3^ж$ и E_3^3 .

В конце раннего сантона (время E_2^{33} по ЦШ) происходит фаза совмещения разнопорядковых нечетных циклов эксцентриситета. С ней связана вторая фаза фосфатонакопления и фаза железнакопления на Русской плите, а также максимальная

регрессия в середине эвстатического суперцикла UZA-3. Раннему сantonу отвечают четыре цикла эксцентриситета второго порядка ЦШ E_2 ³¹⁻³⁴.

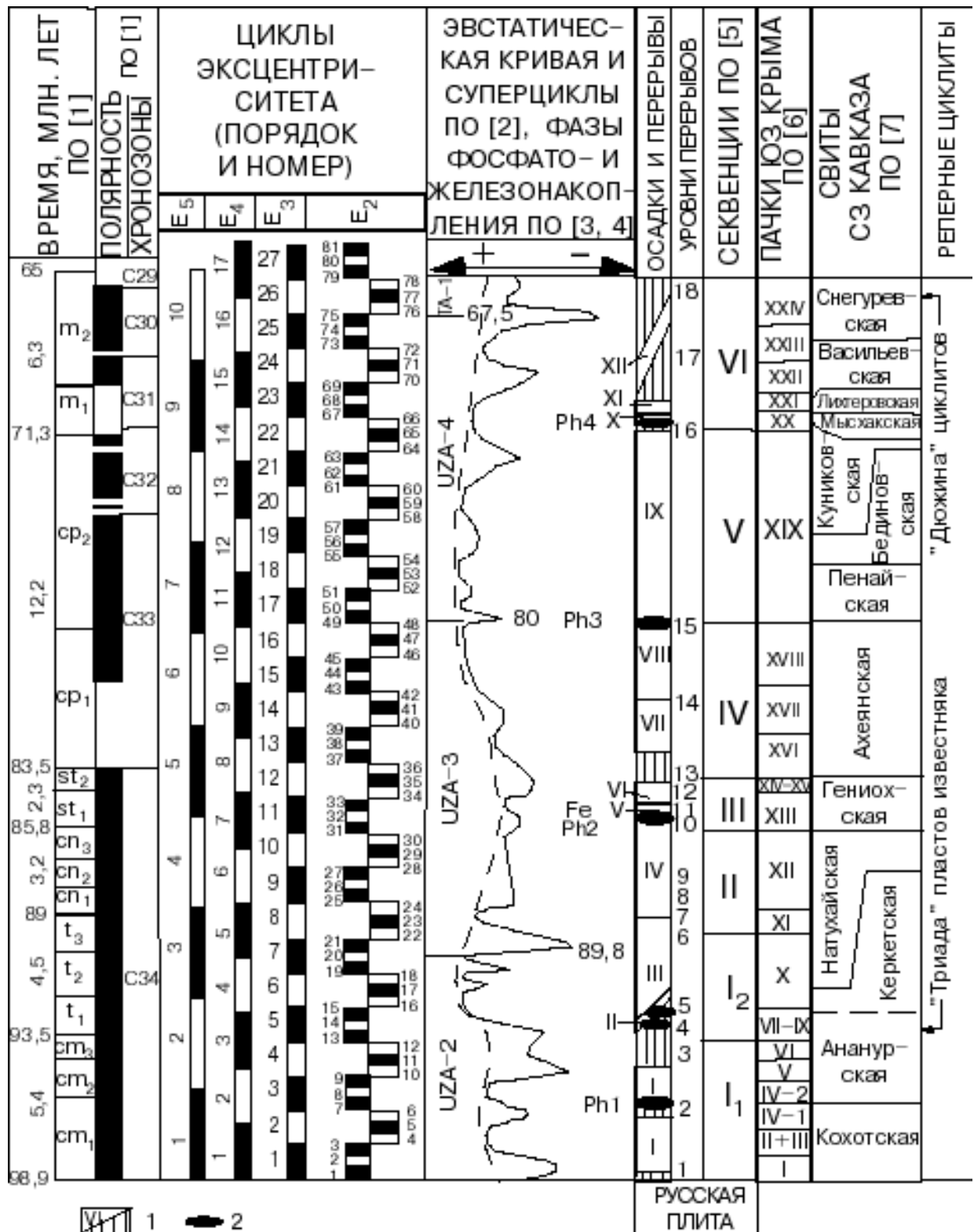


Рис. 4-4. Циклостратиграфическая шкала верхнего мела Русской плиты и ее южного обрамления, совмещенная с магнитостратиграфической шкалой, кривой эвстатических вариаций уровня океана, этапами седиментации (с выделением пачек, секвенций и свит) и перерывообразования (с выделением уровней перерывов), фазами железо- и фосфатонакопления: 1 – этапы седиментации (показаны белым цветом и пронумерованы

римскими цифрами) и перерывообразования (вертикальная штриховка); 2 – фосфоритовые горизонты. Сокращения: *ст* – сеноманский век; *t* – туронский век; *сп* – коньякский век; *st* – сантонский век; *ср* – кампанский век; *т* – маастрихтский век; *Ph* – фаза фосфатонакопления; *Fe* – фаза железнакопления. Ссылки на источники: 1 – Hardenbol et al., 1998; 2 – Naq, Hardenbol, Vail, 1987; 3 – Первушов, Гудошников, Староверов, 2000; 4 – Первушов, Гудошников, Ермохина, Барабошкин, 2000; 5 – Naidin, Volkov, 1996; 6 – Алексеев, 1989; 7 – Афанасьев, 1993. Рисунок из статьи ([Габдуллин, 2004], рис. 1).

Определение номера циклита (цикла) в разрезах, содержащих стратиграфические перерывы, представленные видимыми в обнажении поверхностями типа «твердое дно», возможно до определенного порядка. Чем меньше длительность перерыва, тем ниже порядок циклитов (циклов), по которым этот перерыв фиксирован, и большее число порядков разноранговых ЦМ идентифицируется в разрезе, и наоборот. Продолжительность долговременных перерывов, а также время формирования толщ, имеющих базальные, терминальные или многочисленные эрозионные внутриформационные границы, не может быть точно определена при помощи короткопериодичных ЦМ.

Апробация шкалы на разрезах Русской плиты и Юго-Западного Крыма подтвердила правомерность привязки ЦМ к разрезу, а также циклостратиграфической корреляции пластовых циклитов и самой модели предложенной ЦШ.

Корреляция границ местных стратиграфических подразделений разного масштаба верхнемеловых отложений для Юго-Западного Крыма и Северо-Западного Кавказа с границами циклов Миланковича по ЦШ не выявила четкой связи. Вместе с тем совмещение магнитостратиграфической и циклостратиграфической шкал показало связь границ хронозон прямой и обратной полярности с эпохами совпадения разнопорядковых циклов Миланковича. Эпохи совмещения циклов имеют важное историко-геологическое (событийное), а значит и корреляционное значение.

Дальнейшая апробация ЦШ на разрезах верхнемеловых отложений Северной Евразии позволит провести послойную циклостратиграфическую корреляцию верхнемеловых отложений в глобальном планетарном масштабе и определить новые ключевые реперные уровни, что в свою очередь позволит создать уточненную модифицированную ЦШ.

Выявлены два реперных уровня, которые представлены: триадой известняковых пластов терминального сеномана в разрезах Западной и Восточной Европы, Северной Америки и Африки (время цикла E_2^{13} [Габдуллин, 2003] и дюжиной пластов (шестью циклитами) в разрезах терминального маастрихта Западной Европы, отвечающих второй половине 77-го цикла и 78 циклу E_2 [Габдуллин, 2011] или 26-му и 27-му циклу E_3 (внутри которых установлены реперные циклиты А–D). Первый реперный уровень соответствует океаническому безкислородному

событию ОАЕ-2, а второй (следует за циклом E_2^{76}) отвечает времени совпадения четырех четных разнопорядковых циклов эксцентриситета.

Выделены реперные горизонты в циклично-построенных толщах на сеноман-туронском (рис. 4-5) и маастрихт-датском рубеже, представленные пакетами с определенной последовательностью элементарных пластовых циклитов (их литологический состав и мощность могут меняться и определяются палеогеографическими условиями седиментации и палеоширотой, но характерная последовательность вариаций на параметрических кривых остается почти неизменной), выделенных комплексом методов высокоточной корреляции (методами событийной, палеомагнитной, секвентной и циклической стратиграфии), позволивших решить прикладные проблемы стратиграфии: геохронность границ стратонов и биозон, сопоставление морских и континентальных отложений. Определены астрономо-климатические циклы Миланковича (прецессии, эклиптики и эксцентриситета), генерировавшие цикличность в разрезах верхнемеловых отложениях.

4.2.1. Реперные циклиты у сеноман-туронской границы

При детальном полевом описании разрезов сеномана Горного Крыма на горе Сельбухре автором был выделен маркирующий горизонт (рис. 4-5), представленный триадой крупных пакетов известняков, переслаивающихся с глинистыми известняками, который хорошо прослеживался и в соседних разрезах (г. Кременная, Мендер и другие), что позволило провести послойную корреляцию пластов. При этом средний, или второй циклит наиболее мощный. Этот уровень автор назвал «триадой» (или первой «триадой»), а три циклита, ее составляющую получили номера с I по III.

В дальнейшем этот же уровень был установлен автором в разрезах Парижской впадины (Блан-Не), по их описанию, приведенному в литературе. Здесь похожий тип цикличности встречен в толще писчего мела, в котором цикличность подчеркнута тонкими глинистыми прослоями.

Цикличность, представленная переслаиванием известняков характерна для разреза Пуэбло во впадине Западного внутреннего бассейна в США. Ее характер и последовательность изменения мощностей позволили осуществить послойную циклостратиграфическую корреляцию, используя реперные циклиты.

Наличие такого реперного уровня в разрезах разных частей периферии Тетиса в северном полушарии побудило искать его и в других разрезах этого стратиграфического интервала. В частности, изучив описание разреза Ашака в Нигерии, расположенном в южном полушарии, удалось установить похожую последовательность напластования, представленную чередованием пластов известняков и подчиненных мергелей. Значения мощностей слоев в этом

разрезе другие (меньшие), что объясняется расположением его в другой палеошироте. Разрезы, которые располагались в одних или близких палеоширотах демонстрируют близкие, похожие значения мощностей чередующихся пластов.

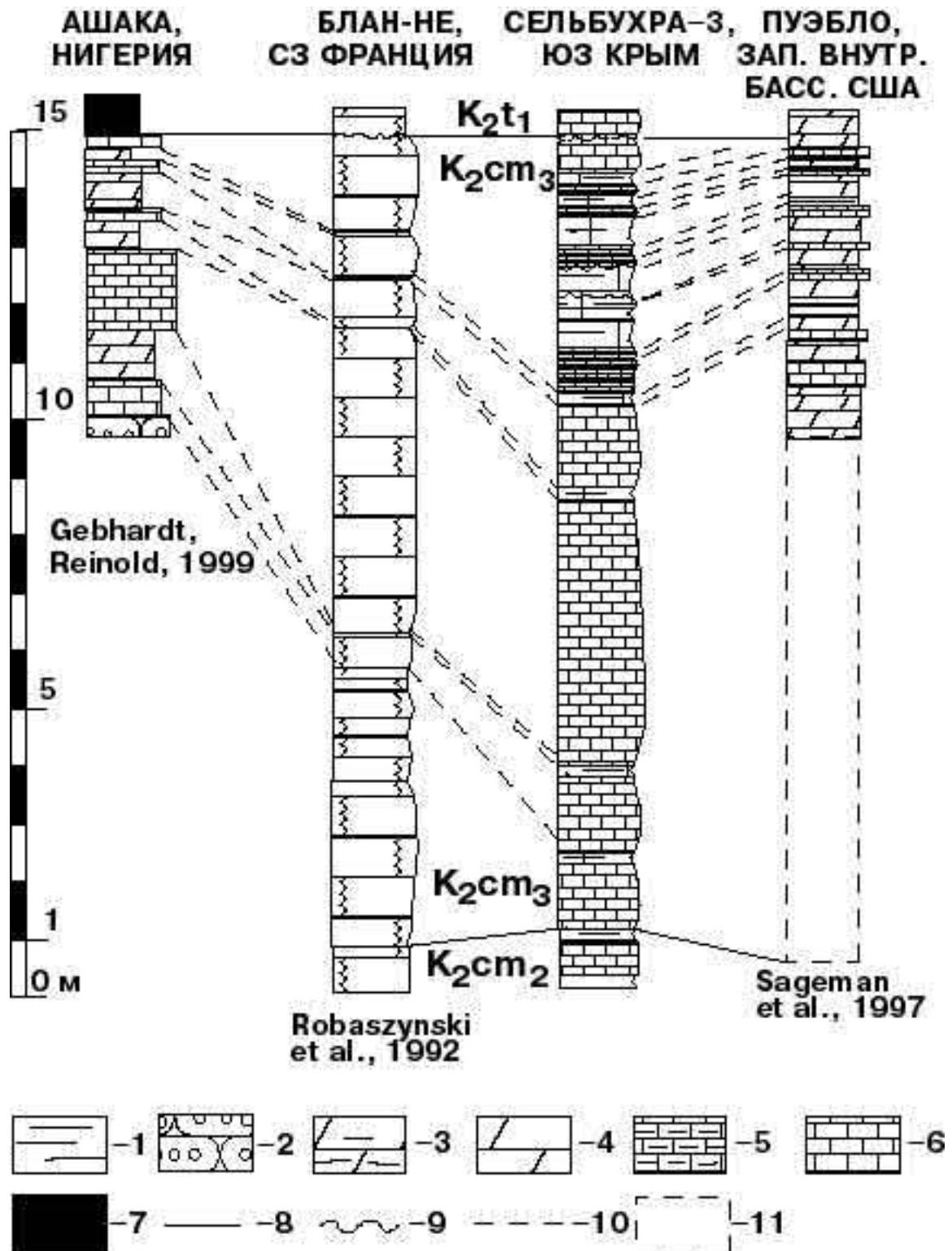


Рис. 4-5. Циклостратиграфическая корреляция терминального сеномана Африки, Европы и Северной Америки. Условные обозначения: 1 – глины; 2 – песчаники; 3 – глинистые мергели; 4 – мергели; 5 – глинистые известняки; 6 – известняки; 7 – битуминозные мергели; геологические

границы: 8 – согласные, 9 – несогласные, 10 – предполагаемые; 11 – мощность верхнего сеномана без расчленения на слои. Рисунок из статьи ([Габдуллин, 2003], рис. 7).

Помимо «триады», удалось выделить и другие реперные циклиты. В частности те циклиты, которые надстаривают «триаду», получили цифровую индексацию – от I до XI. Выше были установлены циклиты второй триады, получившие буквенную индексацию – «А», В» и «С». Еще стратиграфически ниже циклита I были установлены два реперных циклита O₁ и O₂. Наиболее четко опознаются реперные циклиты «триады», а предшествующие им реперные циклиты – в зависимости от стратиграфической полноты разрезов.

Рассмотрим для примера схему сопоставления разрезов терминального сеномана, которые в момент формирования осадков находились в районе 20° ю. ш., двигаясь с запада на восток (рис. 4-6).

В разрезе скважины Тарфайя в Морокко (5° з. д.) [Luning et al., 2004] и в разрезе Джебель-Азрек в Алжире (10° в. д.) [Herkat, 2007] уверенно можно выделить реперные циклиты «триады» (№№I-III), которые представлены переслаиванием мергелей и подчиненных прослоев известняков. В первом случае мощность этого уровня составляет первые метры, а во втором – первые десятки метров. Еще восточнее в разрезе Калаат-Сенан в Тунисе (15° в. д.) это уровень представлен терригенно-карбонатным флишем [Robaszynski, 1993], причем средний элемент триады не характеризуется максимальной мощностью. В разрезе Дойран в окрестностях города Анталя в Турции (37° в. д.) этот уровень представлен переслаиванием черных сланцев с горизонтами кремнистых конкреций, сам разрез также имеет флишевый характер [Yurtsever, 2003].

При анализе разрезов с позиций секвентной стратиграфии видим, что в разрезе Джебель-Азрек циклиты O₂ и №I отвечают начальной фазе ТВС, а вышележащие циклиты – конечной фазе ТВС. Палеоглубины составляли от 100 до первых метров. Известняки накапливались в более глубоководных условиях в отличие от мергелей [Herkat, 2007]. В разрезе Калаат-Сенан циклиты O₁₋₂, №I-V и вышележащий циклит «триады» (А) формировались в условиях ТВС, а циклит «В» – в условиях СТШО, а циклит «С» – в условиях ТСТ [Robaszynski, 1993; Hardenbol et al., 1993].

Теперь рассмотрим разрезы, располагавшиеся в Северном полушарии, на палеошироте 30° (рис. 4-7). В разрезе скважины DSDP №387 в Атлантическом океане (20° з. д.) [Tucholke et al., 1978] в интервале 494-496 м установлены богатые органикой (содержание C_{орг.} до 11%) глинистые породы, в которых ввиду низкого выхода керна и фрагментарного описания выделить реперные циклиты не удалось.

В разрезе Рио Мондего в Лиссабонской (Лузитанской) впадине в Португалии (10° з. д.) [Hart et al., 2005] можно выделить реперные циклиты с O₂ по № IV включительно, которые

представлены переслаиванием известняков и подчиненных прослоев глин. Границами циклитов выступают поверхности типа «твердое дно». Далее после поверхности перерыва идет вторая «триада» пластов, с более мощным центральным циклитом «В».

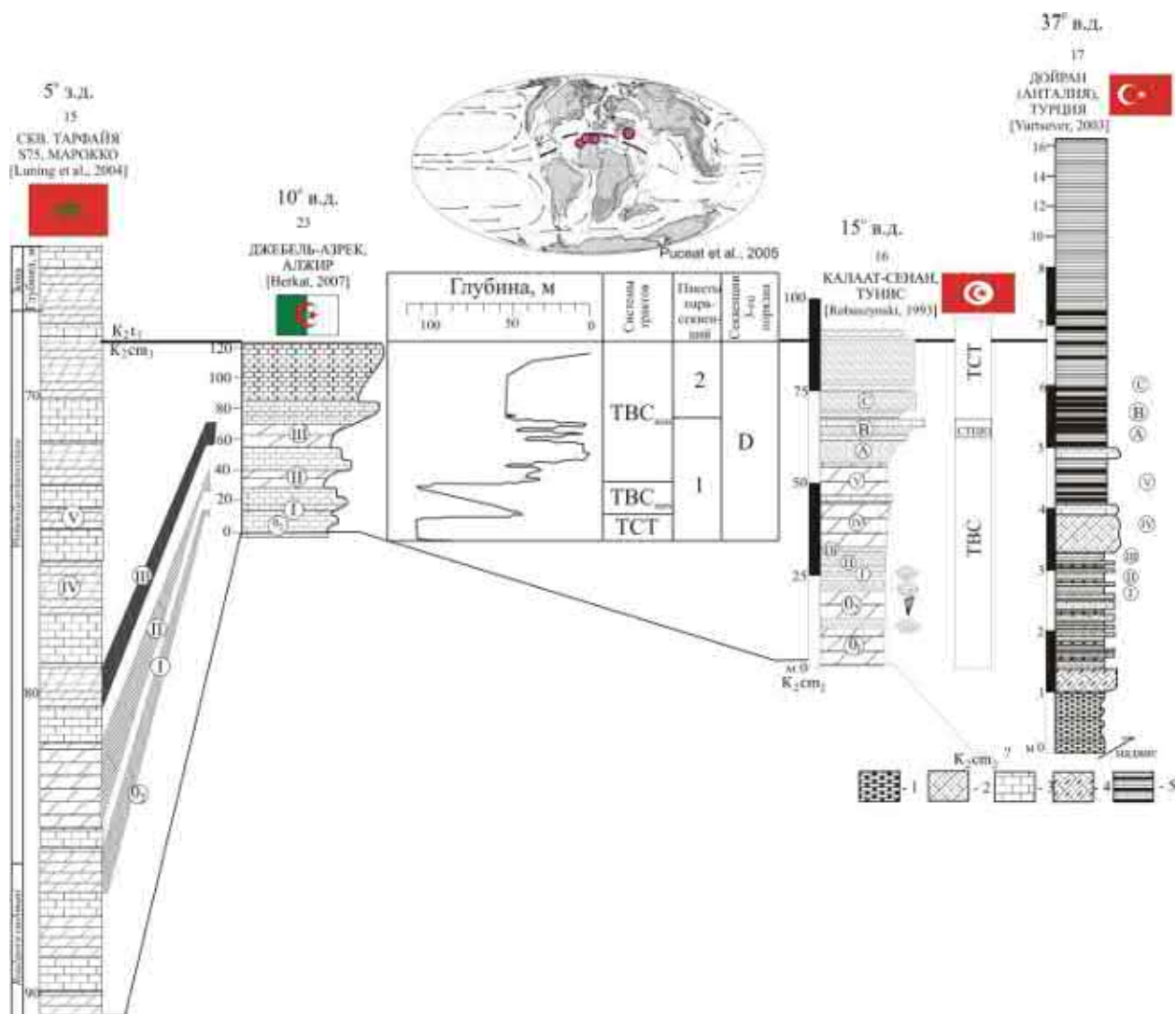


Рис. 4-6. Схема сопоставления сеноман-туронских отложений Марокко, Алжира, Туниса и Турции, располагавшихся в момент седиментации на 20° с.ш. Условные обозначения для разреза Дойран (№17. Турция): 1 – переслаивание кремней и мадстоунов, 2 – кальцитурбидиты, 3 – известняки, 4 – кремнистые известняки, 5 – черные сланцы в кремнях [Yurtsever, 2003]. На врезке сверху – местоположение разрезов на палеогеографической схеме для середины мела.

В разрезе Менойо в Кантабрийских горах в Испании (5° з. д.) [Peryt, Lamolda, 1996] цикличность представлена в нижней части переслаиванием мергелей, а выше – мергелей и подчиненных прослоев известняков. Выделены реперные циклиты №№ I-VI, далее – циклиты второй «триады». В одном из элементов мергелистых циклитов №№ I-III и A-C присутствуют кремневые конкреции. Граница биозон *Rotalipora cushmani* и *Whiteinella archaeocretacea* совпадает с границей реперных циклитов II и III.

В разрезе Гануза во впадине Эббро в Испании (0° по Гринвичу) [Lamolda, Mao, 1999] присутствуют реперные циклиты с I по X и с «А» по «С» в преимущественно мергелистой толще переслаивания, выше по разрезу переходящей в толщу переслаивания мергелей и известняков. Обычно мергели преобладают в разрезе. Вторая «триада» уверенно опознается по мощному циклиту «В».

Мощности циклитов составляют первые метры, постепенно увеличиваясь в восточном направлении (Кантабрийские горы и Пиринеи).

В разрезе Понт-дэ-Иссоль в Воконтской впадине в юго-восточной Франции (10° в. д.) [Grosheny et al., 2007] в преимущественно глинистом разрезе выделены реперные циклиты O_1 и O_2 , представленные переслаиванием пластов известняка, выше – циклиты №№ I-III (чередование глинистых элементов с тонкими известковистыми), далее – циклиты №№ IV-VIII (чередование известняков и подчиненных прослоев мергелей), затем – циклиты №№ IX-XI и «А» - «С» (чередование глинистых элементов с тонкими известковистыми). Видна цикличность более высокого порядка, представленная переслаиванием пакетов с преимущественно глинистыми и преимущественно известковистыми циклитами. В первых, более глинистых циклитах породы содержат наивысшие концентрации органического углерода, что дает возможность соотнести их с уровнем ОАЕ-2.

В разрезе отложений формации Scaglia Bianca в Фурло в Италии в Умбрийских Апенниннах (25° в. д.) [Mort et al., 2007] установлены реперные циклиты O_1 и O_2 , выше – циклиты №№ I-XI и «А»–«С». Циклиты состоят из доминирующих пластов известняка с подчиненными кремнистыми прослоями. Мощности циклитов в разрезах Понт-дэ-Иссоль и Фурло составляют первые метры – дециметры.

В разрезе скважины Гамбурцева (рис. 4-8), расположенной на Одесском шельфе в Черном море (27° в. д.) [Никишин и др., 2005] на кривых КС, ПС и гамма-каратажа видна отчетливая цикличность, которую возможно увязать с реперными циклитами с O_1 по №V. Другие циклиты выделить по кривым каратажа не удастся.

В разрезе на южном склоне горы Сельбухры в Горном Крыму (30° в. д.) автором были впервые выделены циклиты первой триады (№№ I-III) в преимущественно известняковой толще цикличного переслаивания с маломощными подчиненными слоями более глинистых разностей известняков (рис. 4-8). Границы между пластовыми циклитами согласные вплоть до циклита №V, далее идет толща незакономерного переслаивания известняков с несколькими уровнями стратиграфических перерывов, выраженных в разрезе поверхностями типа «твердое дно». При этом граница между циклитами O_1 и O_2 совпадает с границей среднего и верхнего сеномана.

Далее в восточном направлении расположены разрезы сел Аймаки и Охли в Известняковом Дагестане (37° в. д.) [Молостовский и др. 1995], для которых на кривых

магнитной восприимчивости (k) и остаточной намагниченности (J_n) возможно выделить отдельные циклиты предположительно отвечающие реперным циклитам I и II. Более уверенно получается выделить реперные циклиты с O_2 по III в разрезе р. Акуши в том же Известняковом

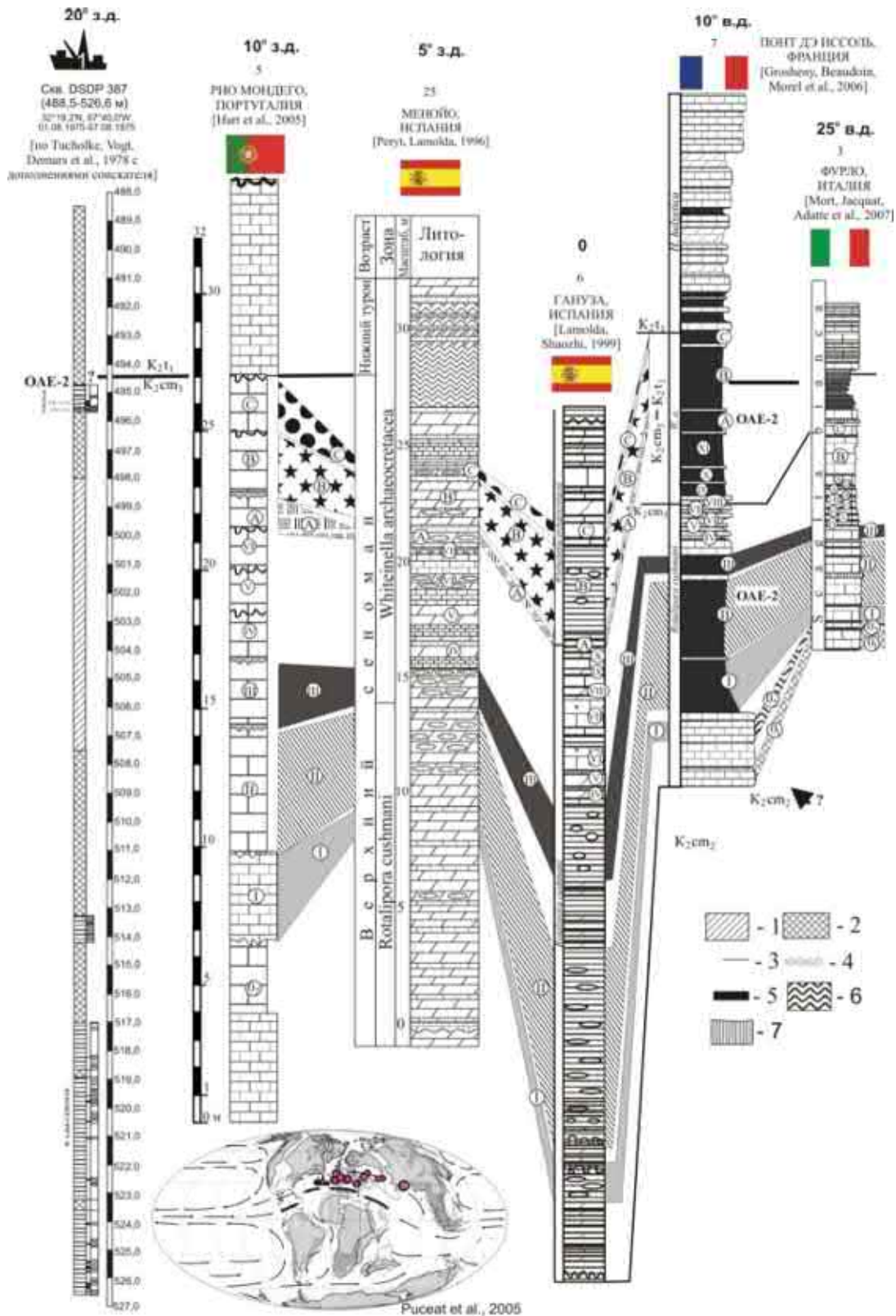


Рис. 4-7. Схема сопоставления пограничных сеноман-туронских отложений Центральной Атлантики, Португалии, Испании, Франции и Италии, располагавшихся в момент седиментации на 30° с.ш. Условные обозначения для разреза скв. 387: 1 – керн не отбирался;

2 – керн не поднят; текстуры: 3 – ламинарная, 4 – крапчатая биотурбация; 5 – черные сланцы [Tucholke et al., 1978]; для разреза Менойю, 6 – нодулярный известняк [Peryt, Lamolda, 1996], 7 – кремнистые прослои. На врезке внизу – местоположение разрезов на палеогеографической схеме для середины мела.

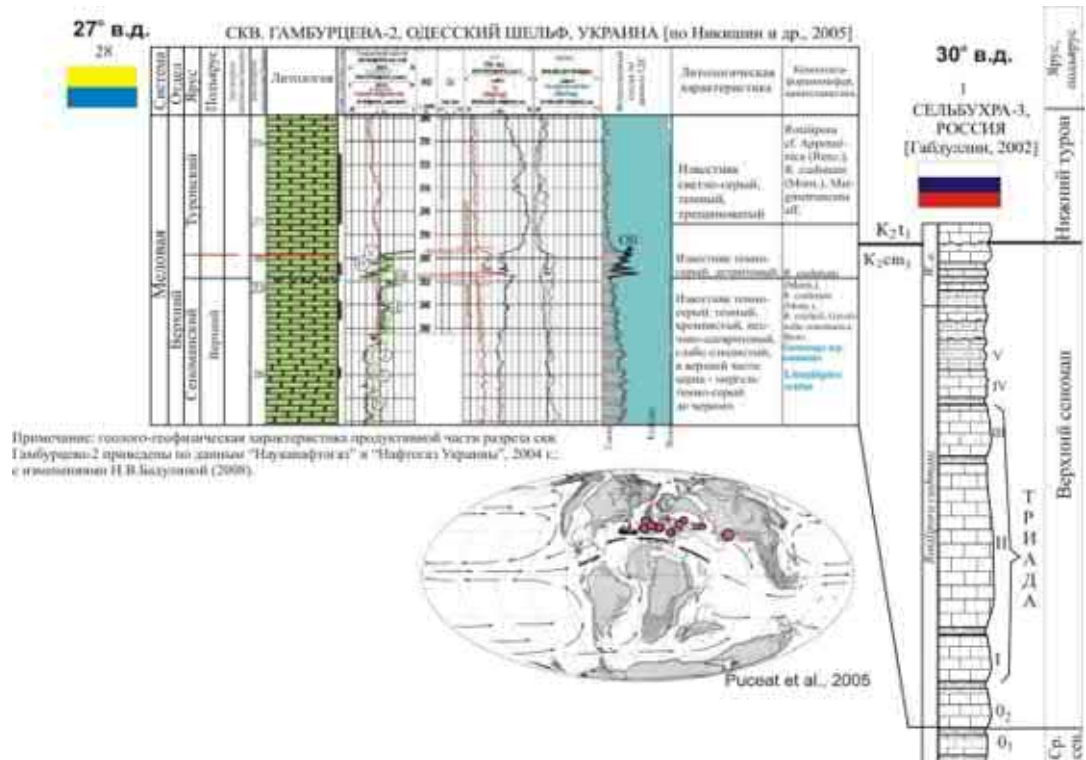


Рис. 4-8. Схема сопоставления пограничных сеноман-туронских отложений Украины и России, располагавшихся в момент седиментации на 30° с.ш. На врезке внизу – местоположение разрезов на палеогеографической схеме для середины мела.

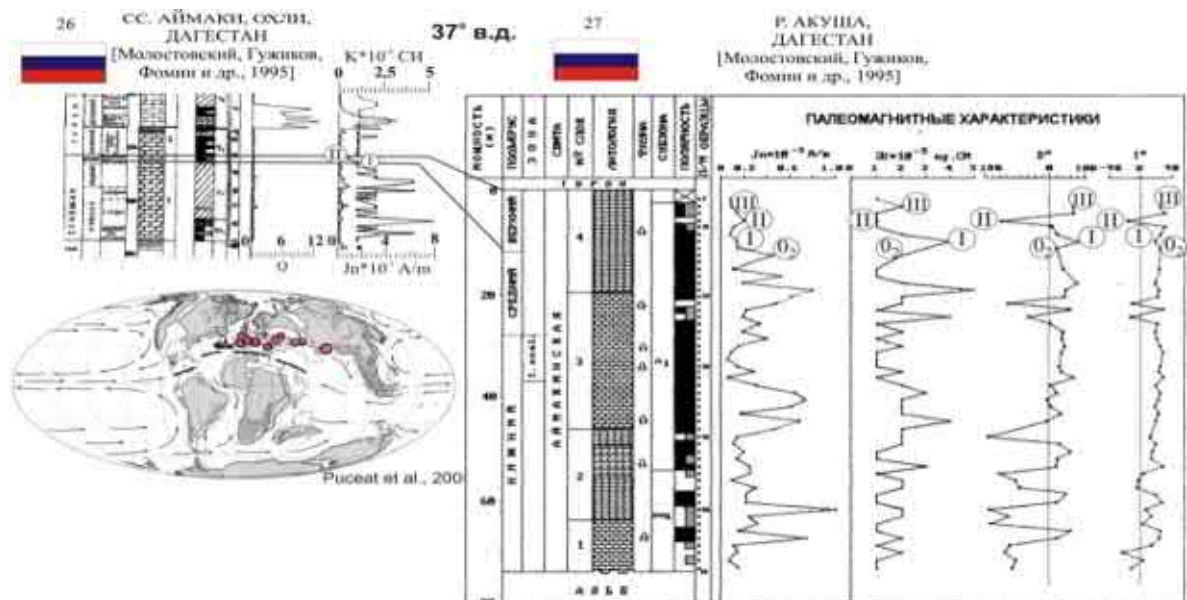


Рис. 4-9. Схема сопоставления пограничных сеноман-туронских отложений Дагестана (Россия), располагавшихся в момент седиментации на 30° с.ш. На врезке внизу – местоположение разрезов на палеогеографической схеме для середины мела.

Дагестане на кривых магнитного склонения и наклонения, магнитной восприимчивости (k) и остаточной намагниченности (J_n).

Рассмотрим корреляционную схему, идущую с запада на восток по Европейским впадинам (рис. 4-10) приблизительно по палеошироте 40° в Северном полушарии.

В Лондонской впадине в разрезе Истборн (Гринвичский меридиан) [Gale et al., 2005] в толще писчего мела видны циклиты второй триады «А» – «С», отвечающие зоне *M. geslinianum*.

В разрезе Блан-Не в Парижской впадине (5° в. д.) [Robaszinsky et al., 1992] в толще писчего мела установлены пластовые циклиты с I по V, отвечающие зоне *Calycoceras navicurali* и ТВС. В разрезе скважины Греберн в Саксонской впадине (рис. 4-10), Дрезден, Германия (10° в. д.) [Voigt et al., 2006] в толще писчего мела установлены циклиты с I по VII, далее – циклиты второй триады «А» – «С», представленные переслаиванием писчего мела с подчиненными прослоями глинистого мела. Также цикличность подтверждена кривыми процентного содержания CaCO_3 и оттенков серого. Циклиты первой «триады» отвечают зоне *Calycoceras navicurali*, а осадки выше – зоне *M. geslinianum*. По границам биозон проходит граница секвенций. В кровле циклита «А» проходит трансгрессивная поверхность (ТП). Циклиты первой «триады» отвечают ТВС, мелеющей к верху последовательности осадков. Циклиты с IV по «А» – трансгрессии, ТСТ. Выше идут осадки ТВС.

В разрезе Северо-Германской впадины (10° в. д.) [Voigt et al., 2006] циклиты I и VI отвечают времени относительного потепления, а циклиты II – VI, «В», «С» и выше – времени относительного похолодания. Цикличность видна на кривых $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 4-10).

В разрезе скважины Вунсторф (рис. 4-10) в Нижнесаксонской впадине в Германии [Erbacher et al., 1997] выделены реперные циклиты с O_1 по XI и циклиты второй «триады» («А» – «С») в цикличной толще переслаивания известняков и глинистых известняков. Цикличность видна на кривых гамма-каратажа и КС. Циклиты с O_1 по V соответствуют времени стабилизации уровня океана и представлены агтрадационными пакетами парасеквенций. Циклиты VI-VIII отвечают трансгрессивным условиям и характеризуются ретрагационными пакетами парасеквенций. Циклиты с IX по X отвечают регрессивным условиям и содержат прогационную последовательность напластования. Циклиты с XI по «С» отвечают трансгрессивным условиям и содержат ретрогационную последовательность напластования. Циклиты первой и второй «триады» четко опознаются в разрезе по мощному среднему циклиту. Циклиты с O_1 по VI отвечают зоне *C. guerangeri*, а интервал с VII по «А» – *M. geslinianum*.

ПЕРИТЕТИС: МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ВПАДИНЫ

ПАРАТРОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ (Scotese, 2000)

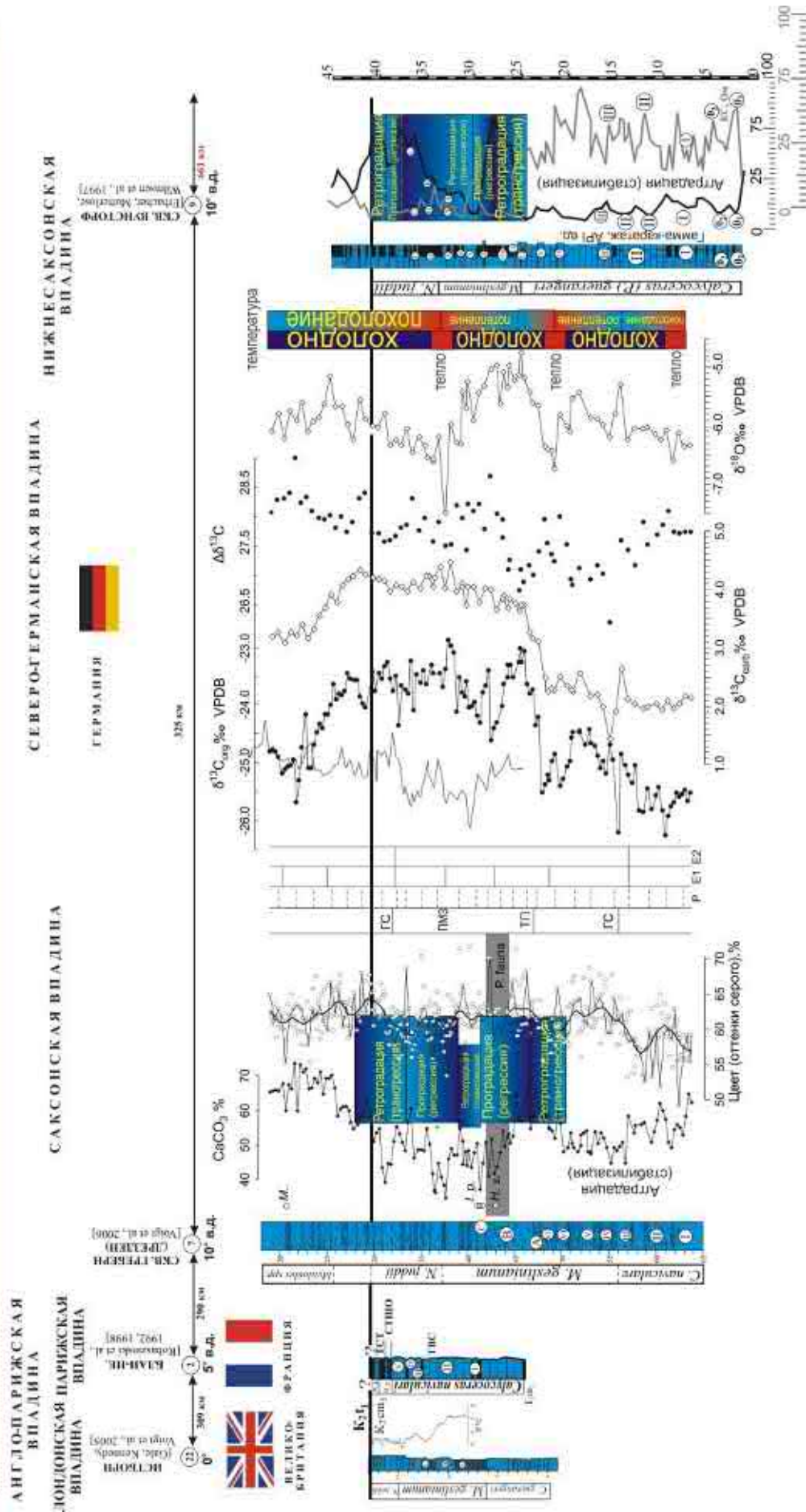


Рис. 4-10 Схема сопоставления пограничных сеноман-туронских отложений Европейских впадин, располагающихся в момент седиментации на 40° с.ш.

Циклиты «В» и «С» и отложения их перекрывающие соответствуют зоне *N. juddii*. Мощность циклитов составляет первые метры.

Рассмотрим схему сопоставления наиболее представительных разрезов Северной ветви Средиземноморского альпийского пояса и его периферии для терминального сеномана с запада на восток от Португалии до Таджикистана (рис. 4-11).

На Иберийском полуострове в разрезах Рио Мондего в Лиссабонской (Лузитанской) впадине в Португалии (10° з. д.) [Hart et al., 2005], Менойю в Кантабрийских горах в Испании (5° з. д.) [Peryt, Lamolda, 1996], Гануза во впадине Эббро в Испании (0° по Гринвичу) [Lamolda, Мао, 1999], Понт-дэ-Иссоль в Воконтской впадине в юго-восточной Франции (10° в. д.) [Grosheny et al., 2007] циклиты первой и второй «триад» характеризуют литоральные условия. В таких же условиях аккумуляровались осадки второй «триады» («А»–«С») в разрезе карьера Печинув в Полабской впадине в Чехии (15° в. д.) [Рис. 4-11; Ulichny, 1997] .

Циклиты первой и второй «триад» разрезе отложений формации Scaglia Bianca в Фурло в Италии в Умбрийских Апенниннах (25° в. д.) [Mort et al., 2007] и циклиты первой «триады» в разрезе на южном склоне горы Сельбухры в Горном Крыму (30° в. д.) формировались в гемипелагических условиях.

Можно выделить реперные циклиты с O₂ по № IV включительно, которые представлены переслаиванием известняков и подчиненных прослоев глин. Границами циклитов выступают поверхности типа «твердое дно». Далее после поверхности перерыва идет вторая «триада» пластов, с более мощным центральным циклитом «В».

В разрезе цикличность представлена в нижней части переслаиванием мергелей, а выше – мергелей и подчиненных прослоев известняков. Выделены реперные циклиты №№ I–VI, далее – циклиты второй «триады». В одном из элементов мергелистых циклитов №№ I–III и А–С присутствуют кремневые конкреции. Граница биозон *Rotalipora cushmani* и *Whiteinella archaeocretacea* совпадает с границей реперных циклитов II и III.

В разрезе присутствуют реперные циклиты с I по X и с «А» по «С» в преимущественно мергелистой толще переслаивания, выше по разрезу переходящей в толщу переслаивания мергелей и известняков. Обычно мергели преобладают в разрезе. Вторая «триада» уверенно опознается по мощному циклиту «В».

В разрезе скважины №4 в Койкитау в Таджикской впадине в Таджикистане (65° в. д.) [Korchagin, 2004] установлены циклиты «В» и «С» второй «триады» в толще переслаивания аргиллитов (сланцев) с подчиненными прослоями известняков или известковистых аргиллитов (сланцев). Их аккумуляция проходила в литорали. Мощность циклитов составляет метры, иногда достигая почти десятка метров.

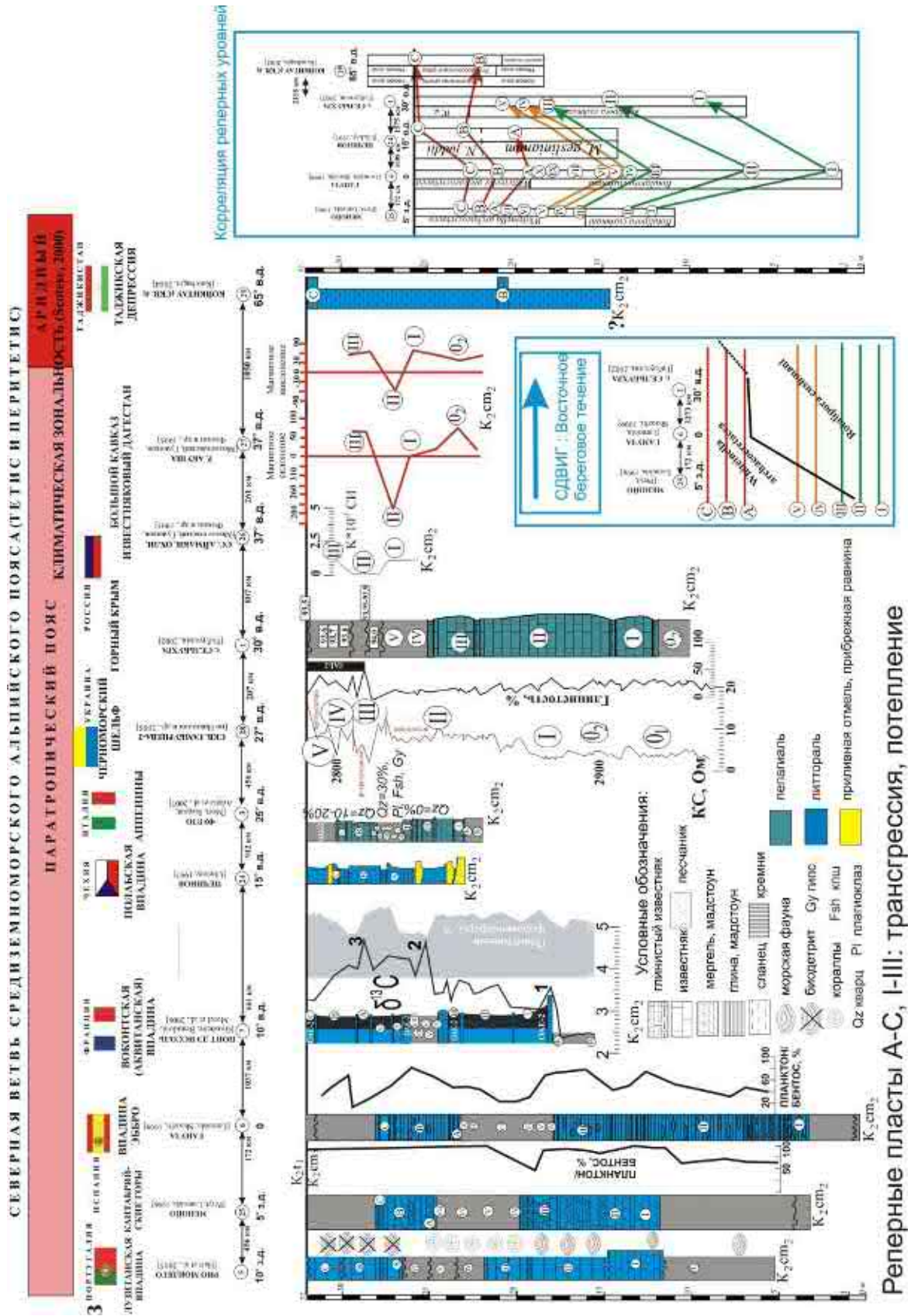


Рис. 4-11. Схема сопоставления разрезов отложений терминального сеномана Северной ветви Средиземноморского альпийского пояса и его периферии.

На двух врезках на рис. 4-11 приведена корреляция реперных уровней. На малой врезке виден сдвиг границ биозон *Rotalipora cushmani* и *Whiteinella archaeocretacea* во времени и пространстве с запада на восток. С позиции палеогеографии этот сдвиг может быть объяснен восточным вдольбереговым течением. На большой врезке приведена схема сопоставления реперных уровней – циклитов с I по X и с «А» по «С».

Разрез Паскуа Хиллз, расположенный во впадине Западного внутреннего бассейна в высоких широтах (55° з.д.) [Simons et al., 2003] содержит циклиты первой «триады» в отложениях формации Belle Fourche (рис. 4-12). Цикличность представлена переслаиванием пластов аргиллитов с подчиненными слоями бентонитовых глин или фосфоритовых конкреций.

В разрезе отложений веснованной свиты в Анадыро-Корякском поясе (150° в.д.) [Craggs, 2005] можно выделить три циклита первой «триады», представленные переслаиванием аргиллитов и подчиненных алевроитов (рис. 4-12).

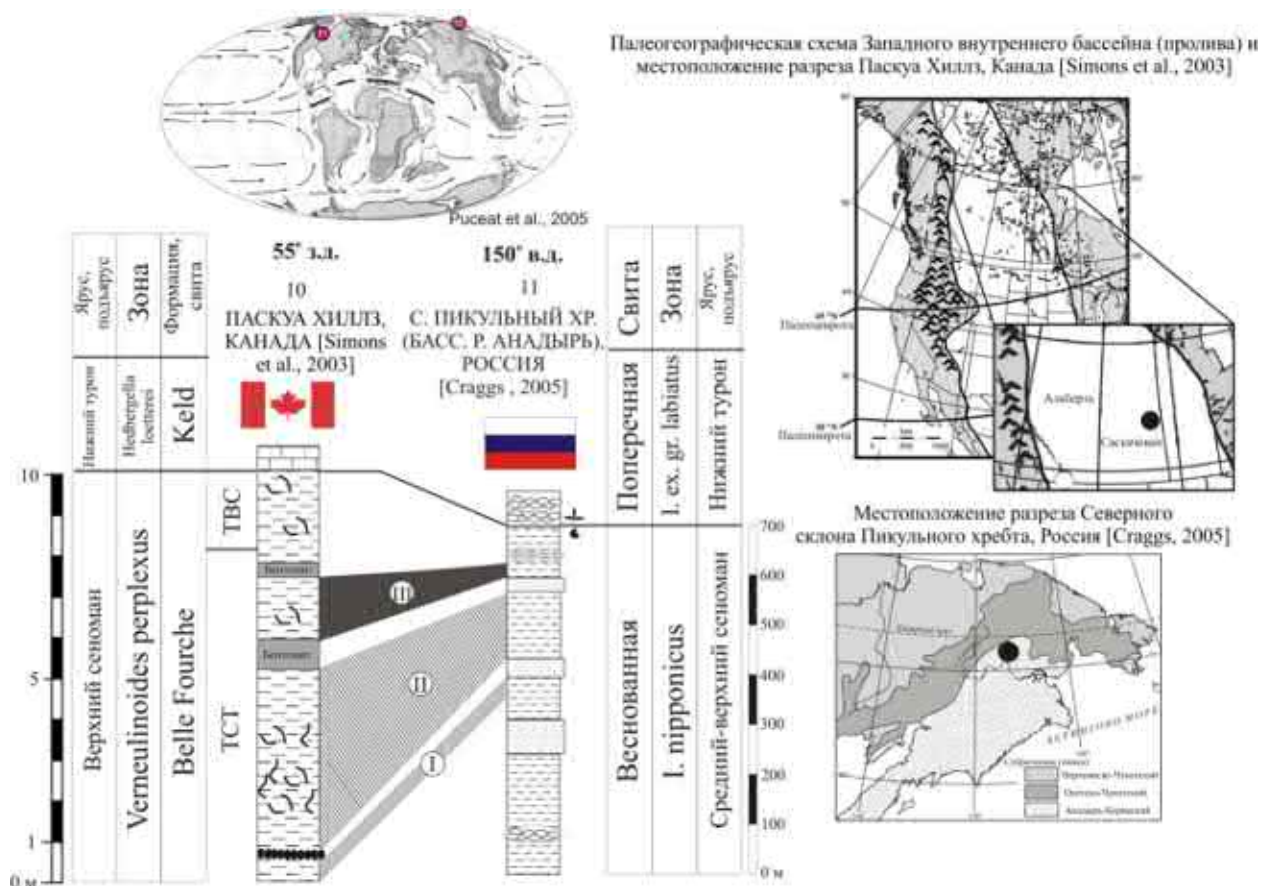


Рис. 4-12. Схема сопоставления пограничных сеноман-туронских отложений Канады и России. На врезке сверху – схема расположения разрезов на палеогеографической схеме для середины мела.

Рассмотрим схему сопоставления наиболее представительных разрезов южной ветви Средиземноморского альпийского пояса терминального сеномана с запада на восток в Северной Африке от Марокко до Иордании (рис. 4-13).

В разрезах скважины Тарфайя в Марокко (5° з. д.) [Luening et al., 2004], Атласских гор (Джебел-Азрек в Алжире (10° в. д.) [Herkat, 2007] и Калаат-Сенан в Тунисе (15° в. д.)) циклиты первой «триады» формировались в обстановке литорали. Осадки циклитов второй «триады» в разрезе Калаат-Сенан в Тунисе аккумуляровались в обстановке литорали – прибрежной отмели или прибрежной равнины. В частности ниже циклитов первой «триады» в циклите O_1 встречены рудисты.

В разрезе Западной пустыни Джебел Омар в Египте (37° в. д.; [Samuel et. al., 2009]) выделяются циклиты второй «триады», представленные переслаиванием известняков и подчиненных слоев мергелей или глинистых известняков.

В разрезе Вади Фейран в Западной пустыни в Египте (38° в. д.; [Kassab, Obaidalla, 2001]) возможно выделить циклит I и уровень, отвечающий циклитам II+III, выше по разрезу опознаются циклиты второй «триады». Цикличность представлена чередованием слоев глинистых известняков и глин (или мергелей). Мощности элементов циклитов меняются и не постоянны.

В разрезе у монастыря Св. Антония в Восточной пустыни в Египте (38° в. д.) [Kuss, 1986] возможно уверенно выделить циклиты первой и второй «триад». Они четко опознаются по мощному среднему циклиту и представлены переслаиванием мергелей или глин с подчиненными слоями известняков.

В разрезе Амман на берегу Мертвого моря в Иордании (39° в. д.) [Shulze et al., 2003] четко опознаются циклиты первой и второй «триад». Они представлены переслаиванием мергелей или глин с подчиненными слоями известняков. Циклиты O_2 -II отвечают ТСТ, циклиты III-IV – ТВС, циклиты №V и циклиты второй «триады» – ТСТ.

В разрезах Египта и Иордании также опознаны реперные циклиты O_1 и O_2 , IV и V. Мощности всех реперных циклитов в этом регионе составляют первые десятки метров. Реперные циклиты в разрезах Египта формировались в обстановки литорали, а в разрезе Иордании – пелагиали.

Уровень, отвечающий циклитам II+III, выше по разрезу опознаются циклиты второй «триады». Цикличность представлена чередованием слоев глинистых известняков и глин (или мергелей). Мощности элементов циклитов меняются и не постоянны.

Рассмотрим корреляционную схему, идущую с запада на восток по впадинам Лавразии (рис. 4-14) приблизительно по палеошироте 40° в Северном полушарии.

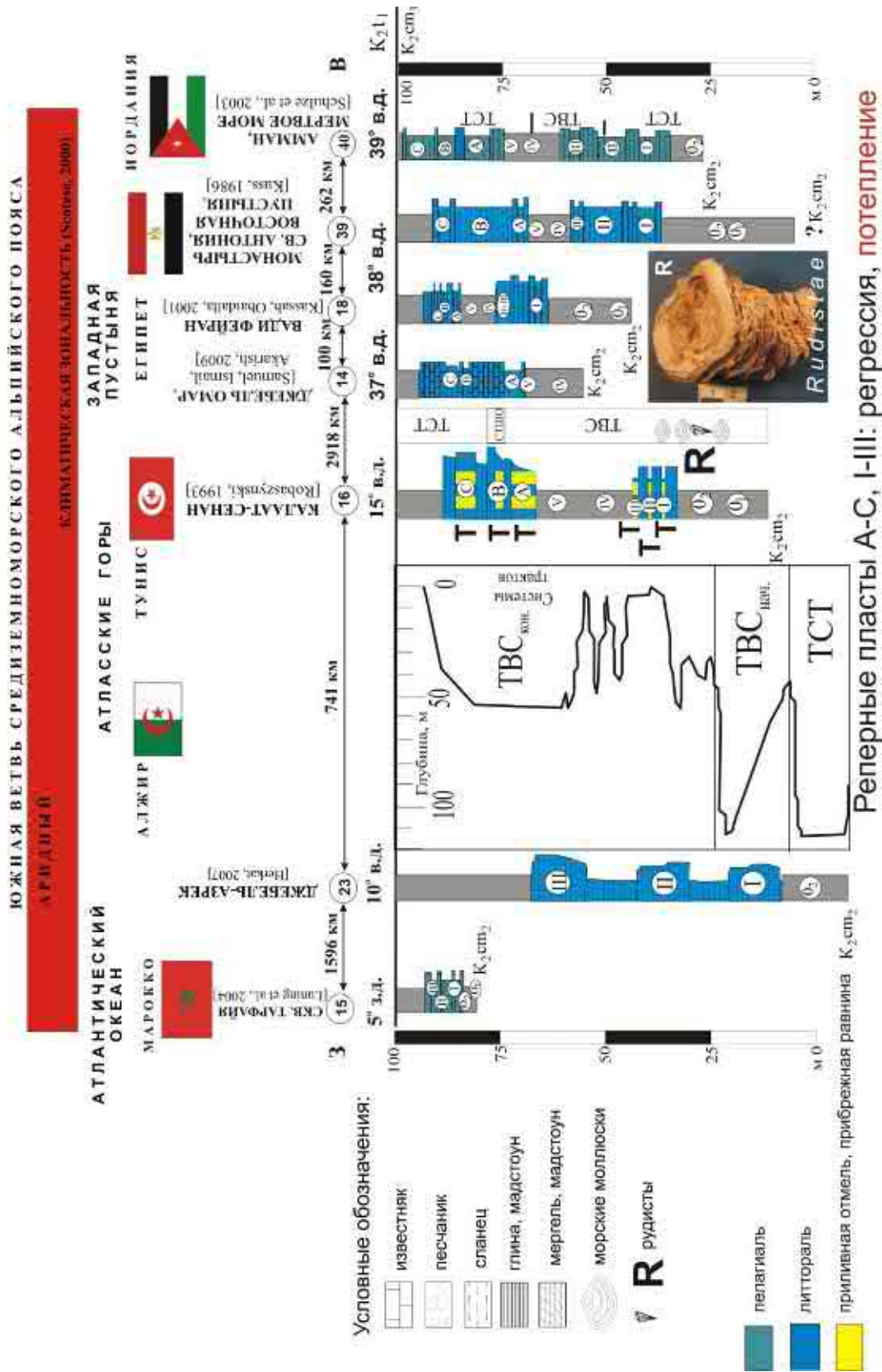


Рис. 4-13. Схема сопоставления разрезов отложений терминального сеномана южной ветви Средиземноморского альпийского пояса, располагающиеся в момент седиментации на 20° с.ш.

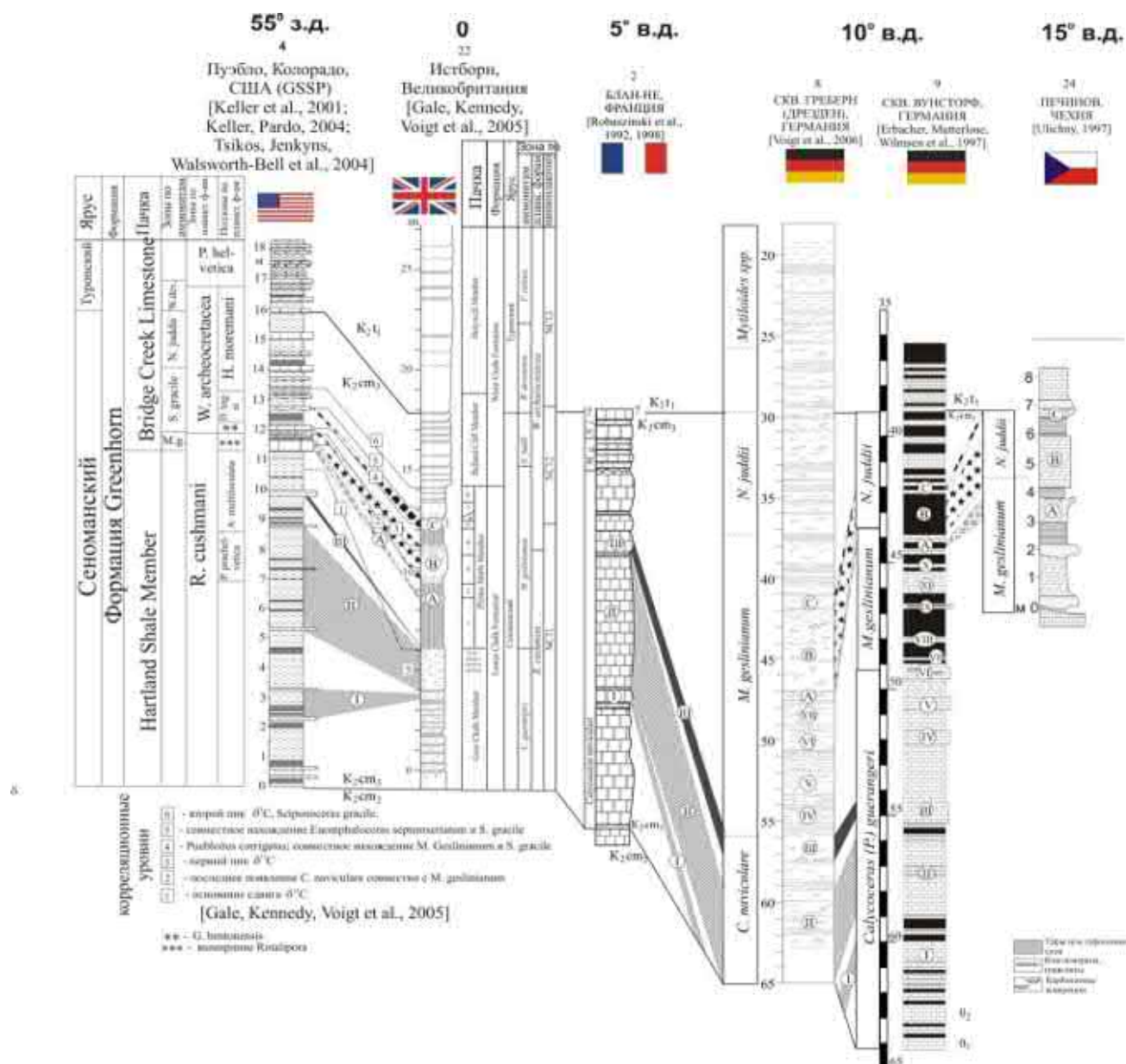


Рис. 4-14. Схема сопоставления разрезов отложений сеноман-туронского рубежа, располагавшихся в момент седиментации на 40° с.ш.

Цикличность, представленная переслаиванием мергелей и подчиненных прослоев известняков характерна для разреза формаций Hartland Shale Member и Bridge Creek Limestone в Пуэбло (GSSP) во впадине Западного внутреннего бассейна в США (55° з. д.) [Keller et al., 2001; Tsikos et al., 2004; Gale et al., 2005].

В этом разрезе возможно выделить циклиты первой «триады» в существенно глинистых осадках формации Hartland Shale Member по пакетам мергелей, содержащим прослой известняков. При этом средний, центральный циклит первой триады имеет максимальную мощность. Выше выделить следующие реперные уровни (циклиты №№ IV–XI) затруднительно из-за границы между двумя формациями, представленной стратиграфическим перерывом.

Менее уверенно выделяются реперные уровни, отвечающие второй «триаде» в отложениях формации Bridge Creek Limestone толще реперные циклиты.

Граница биозон *Rotalipora cushmani* и *Whiteinella archaeocretacea* в этом разрезе совпадает с границей реперных циклитов «А» и «В», при этом циклит «А» отвечает зоне *M. geslinianum*.

В Лондонской впадине в разрезе Истборн (Гринвичский меридиан) [Gale et al., 2005] в толще писчего мела видны циклиты второй триады «А»-«С», отвечающие зоне *M. geslinianum*.

В разрезе Блан-Не (5° в. д.) в Парижской впадине [Robaszinsky et al., 1992] в толще писчего мела установлены пластовые циклиты с I по V, отвечающие зоне *Calycoceras naviculari* и TBC.

В разрезе скважины Греберн (10° в. д.) в Саксонской впадине, Дрезден, Германия [Voigt et al., 2006] в толще писчего мела установлены циклиты с I по VII, далее – циклиты второй триады «А»-«С», представленные переслаиванием писчего мела с подчиненными прослоями глинистого мела. Также цикличность подтверждена кривыми процентного содержания CaCO_3 и оттенков серого. Циклиты первой «триады» отвечают зоне *Calycoceras naviculari*, а осадки выше – зоне *M. geslinianum*. По границам биозон проходит граница секвенций. В кровле циклита «А» проходит трансгрессивная поверхность (ТП). Циклиты первой «триады» отвечают TBC, мелеющей кверху последовательности осадков. Циклиты с IV по «А» – трансгрессии, ТСТ. Выше идут осадки TBC.

В разрезе Северо-Германской впадины (10° в. д.; [Voigt et al., 2006]) циклиты I и VI отвечают времени относительного потепления, а циклиты II–VI, «В», «С» и выше – времени относительного похолодания. Цикличность видна на кривых $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$.

В разрезе скважины Вунсторф в Нижнесаксонской впадине в Германии [Erbacher et al., 1997] выделены реперные циклиты с O_1 по XI и циклиты второй «триады» («А»-«С») в цикличной толще переслаивания известняков и глинистых известняков. Цикличность видна на кривых гамма-каратажа и КС. Циклиты с O_1 по V соответствуют времени стабилизации уровня океана и представлены агградационными пакетами парасеквенций. Циклиты VI–VIII отвечают трансгрессивным условиям и характеризуются ретроградационными пакетами парасеквенций. Циклиты с IX по X отвечают регрессивным условиям и содержат проградационную последовательность напластования. Циклиты с XI по «С» отвечают трансгрессивным условиям и содержат ретроградационную последовательность напластования. Циклиты первой и второй «триады» четко опознаются в разрезе по мощному среднему циклиту. Циклиты с O_1 по VI отвечают зоне *S. guerangeri*, а интервал с VII по «А» – *M. geslinianum*. Циклиты «В» и «С» и отложения их перекрывающие соответствуют зоне *N. juddii*. Мощность циклитов составляет первые метры.

В разрезе карьера Печинов в Полабской впадине в Чехии (15° в. д.) [Ulichny, 1997] в цикличной толще переслаивания мергелей с подчиненными прослоями глин видны реперные циклиты второй «триады» («А» – «С»). Осадки, слагающие циклиты формировались в условиях литорали.

4.2.2. Реперные циклиты у мел-палеогеновой границы

При детальном изучении разрезов терминального маастрихта горного Крыма были выделен уровень с четырьмя маркирующими циклитами «А» – «D». В последствии этот уровень был установлен атвором в других разрезах Северного и Южного полушарий.

Рассмотрим пример циклостратиграфической корреляции на границе отложений маастрихта и дания для разрезов, располагавшихся в Северном полушарии на палеошироте 20° (рис. 4-15).

В разрезе Эль-Кеф в Атласских горах в Тунисе (15° в. д.; [Li et al., 2000]) в визуально ацикличной толще сланцев по кривым отношения Sc/Ca и содержания $\delta^{13}C$ уверенно устанавливаются циклиты «А» и «D», а циклиты «В» и «С» не выражены. Скорее всего, это возможно объяснить наличием тектонических дислокаций – надвигов, искажающих стратиграфическую последовательность. При этом циклит «А» отвечает времени относительно теплого гумидного климата и зоне CF2, а циклит «D» - времени относительно холодного и аридного климата и зоне CF3.

В другом разрезе (рис. 4-15) – Эллес в том же Тунисе (15° в. д.; [Stueben et al., 2003]) в толще переслаивание мергелей с подчиненными прослоями крепких песчаников, которые четко выделяются в профиле выветривания. При этом циклиты «А» и «В» отвечают времени относительного потепления климата и зоне CF2, интервалу относительного повышения уровня океана, а также фазе конкордантного поведения планктона и бентоса. Циклиты «С» и «D» соответствуют времени относительно похолодания и зоне CF3, интервалу относительного понижения уровня океана, а также фазе дискордантного поведения планктона и бентоса. Цикличность видна на кривых отношения Sc/Ca и содержания $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$.

Детальность приведенного описания разреза Бани Валид в Ливии (18° в. д.; [Imam, 2001]) не позволяет выделить реперные циклиты, хотя цикличность в карбонатном разрезе, представленная переслаиванием разных известняков присутствует.

Мощности циклитов в разрезе Туниса составляют первые метры, а в разрезе Бани Валид – первые десятки метров.

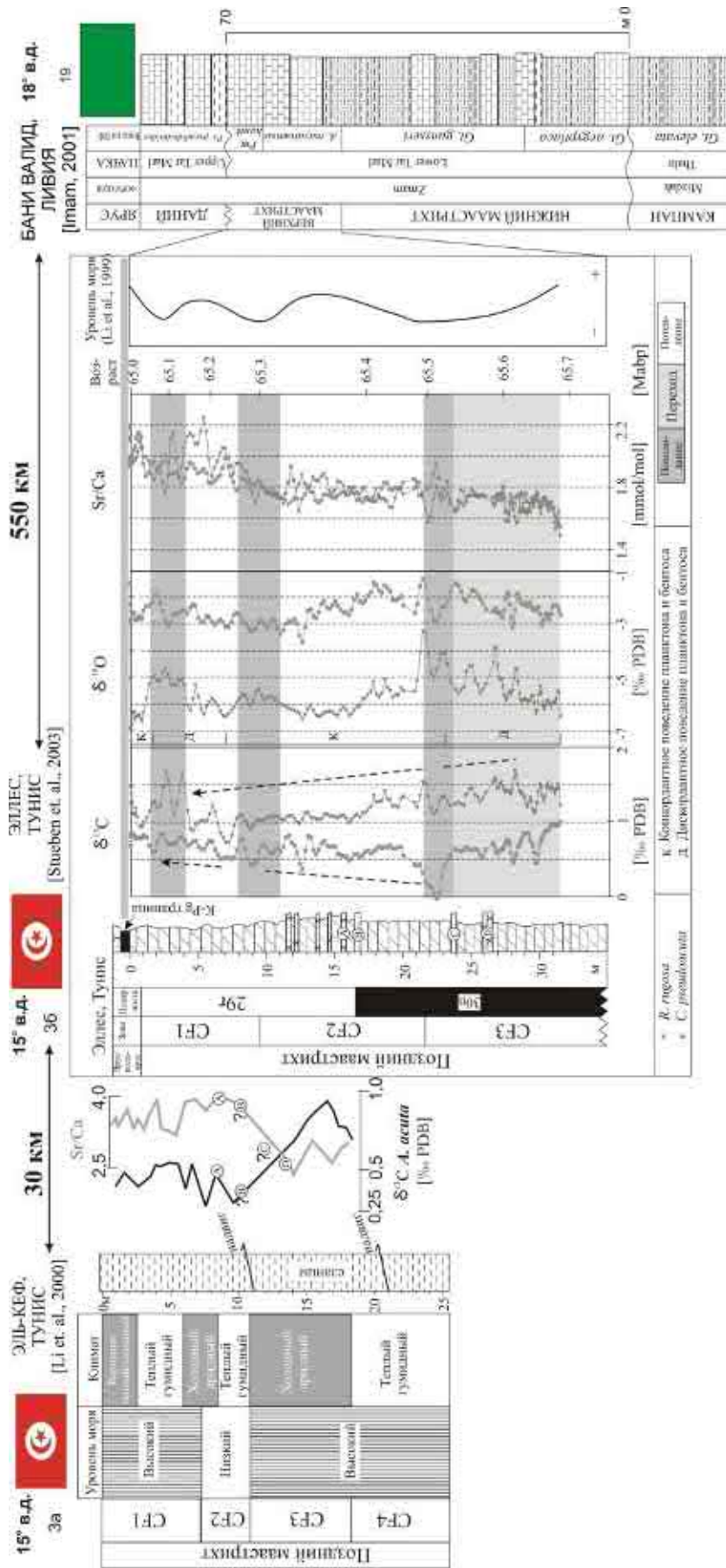


Рис. 4-15. Схема сопоставления верхнемасстрихтских отложений Туниса и Ливии, расположенных на палеошироте 20° с.ш.

В разрезах Куэр Эль Малик, Эль Куаср, Джебель Гифата (33° в. д.; [Tantawy et al., 2001]) реперные циклиты, представленные подчиненными прослоями песчаников или алевроитов, четко выделяются в аргиллитовой толще, отвечающей интервалу зон CF4 – CF5, или CC25a – CC25b (рис. 4-15). Точное положение границ этих зон не установлено, фрагменты разреза, датированные этими зонами, подстилаются, перекрываются «немными» зонами. В разрезе Эль Куаср руководящие формы не встречены. В таких разрезах возможно применить метод циклостратиграфической корреляции для преодоления проблемы «немных» зон.

В разрезе оазиса Мут в Западной Пустыне в Египте (33° в. д.; [Tantawy et al., 2001]) в толще мергелей выделяются подчиненные прослои известковистых песчаников реперных циклитов «А»–«D», которые выступают в профиле выветривания. Этот уровень отвечает зоне CF4, границы которой в разрезе точно не установлены (рис. 4-16).

В разрезе у монастыря Св. Антония в Восточной пустыне в Египте (34° в. д.; [Kuss, 1986]) ниже мел-палеогеновой границы в толще переслаивания известковистых, опесчанивающихся кверху разреза глин (алевритов) с подчиненными прослоями мергелей четко опознаются циклиты «А» – «D», которые выделяются в профиле выветривания (рис. 4-16).

Мощности циклитов в разрезах Египта составляют первые метры.

Рассмотрим реперные циклиты «А» – «D» в разрезах северной окраины Тетиса, располагавшиеся в момент формирования в них осадков на палеошироте 30° (рис. 4-17). В ряде скважин Ставропольского края [Косарев, Копыльцов, 1982].

Рассмотрим реперные циклиты «А» – «D» в разрезах северной окраины Тетиса, располагавшиеся в момент формирования в них осадков на уровне палеошироты 30° (рис. 4-17). В ряде скважин Ставропольского края (40° в. д.; [Косарев, Копыльцов, 1982]) в терминальном маастрихте маркирующие уровни «А» – «D» уверенно устанавливаются по циклическим вариациям кривых КС и ПС (в частности, в скважине Лысогорская-6, Советская-5, Лесная-8) в толще известняков. Мощность циклитов составляет первые метры. Характер кривых КС и ПС идентичен в региональном плане. В зоне Известнякового Дагестана [Молостовский и др., 1995] в разрезе у сел Аймаки и Охли (50° в. д.) на кривых магнитной восприимчивости (k) и остаточной намагниченности (Jn) невозможно выделить какие-либо циклы, что возможно связано с шагом отбора образцов (около 12 штук на 50 метров).

В чехле Восточно-Европейской платформы в пределах Ульяновско-Саратовского прогиба в интервале разреза 80-90 м в Таврической скважине (50° в. д.; архивные материалы Д.П. Найдина, МГУ) в Дергачевском районе Саратовской области выделены реперные циклиты

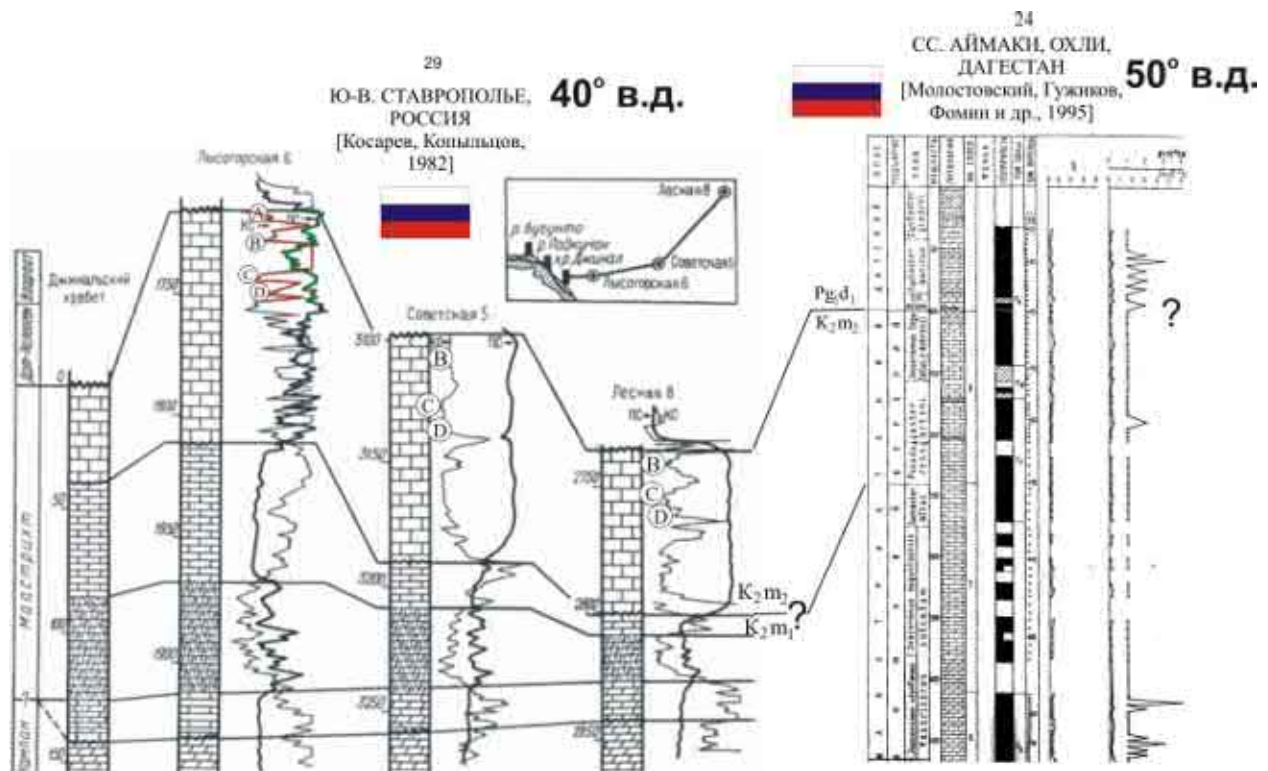


Рис. 4-17. Схема сопоставления пограничных маастрихт-датских отложений Предкавказья (Россия), располагавшихся в момент седиментации на палеошироте 30° с.ш.

«А»–«Д» на кривых КС и ПС (рис. 4-18) мощностью в первые метры (этот уровень выделен треугольником). Тренд кривых демонстрирует проградационный (регрессивный) характер и характеризует вторую половину ТВС. Есть тренды, выделенные прямоугольником и овалом, которые находятся ниже реперных циклитов «А»–«Д», отвечающие стабилизации уровня океана и имеющие агградационный характер. Эти тренды имеют региональный характер и прослеживаются в пределах Ульяновско-Саратовского прогиба и Прикаспийской синеклизы.

Юго-восточнее, в пределах Прикаспийской синеклизы (рис. 4-18) на территории северо-западного Казахстана на кривых КС и ПС в скважине Лубенка (54° в. д.) и скважине Колдыгайта (55° в. д.) [Найдин, Копаевич, 1988] в разрезе толщи писчего мела установлены реперные уровни, расположенные стратиграфически ниже циклитов «А»–«Д», выделенные прямоугольником и овалом на каротажных кривых, отвечающие стабилизации уровня океана, имеющие агградационный характер. В разрезе скважины Колдыгайта по каротажным кривым КС и ПС выделены тренды, отвечающие маркирующим циклитам «А»–«Д», имеющие проградационный характер и формировавшиеся в условиях регрессии во время второй половины ТВС.

В разрезе скважины №64 у населенного пункта Уил в Прискапийской синеклизе (рис. 4-18), в северо-западной части Казахстана (56° в. д.; [Найдин, Копаевич, 1981]) реперные циклиты «А»–«D» установлены в разрезе чередования пясчистого мела с подчиненными прослоями мергелей (или карбонатных глин). Мощности пластовых циклитов в разрезах скважин Лубенка, Колдыгайта и Уил измеряются первыми метрами.

Двигаясь далее по палеошироте 30° в восточном направлении в пределах Туркменистана (55° в. д.), реперные циклиты «А»–«D» установлены по вариациям кривых магнитного склонения и наклонения в разрезах ущелья Торонглы, у ж/д станции Казанджик в пределах хребта Кюрен-Даг, а марикрующие уровни «С» и «D» также у родника Камышлы на хребте Кызыл-Бурун у ж/д станции Кызыл-Арват в Западном Копетдаге (рис. 4-18). Отбор образцов в этих разрезах был проведен с меньшим шагом, что дало возможность «поймать» цикличность в толще переслаивания мергелей и подчиненных прослоев известняков в разрезе Торонглы и в толще чередования мергелей в разрезе Камышлы [Молостовский и др., 1995].

На территории Ирана у границы с Туркменистаном (рис. 4-19) в серии разрезов Юго-Восточного Копетдага (57° в. д.; [Mahboubi et al., 2006]) реперные циклиты «А» – «D» мощностью в первые метры установлены по смене литологии пород в известняковом разрезе (пакстоуны и грейнстоуны). Это уровень отвечает ТВС.

В Южном полушарии Земли реперные циклиты «А»–«D» также установлены в разрезах терминального маастрихта. Рассмотрим разрезы, располагавшиеся в момент формирования на уровне 30° ю.ш. (рис. 4-20).

На территории Северной Патагонии в Аргентине (47° з. д.; [Casadio, Griffin, Parras, 2005]) в разрезе Церро-Бутало цикличность реперного уровня «А»–«D» представлена переслаиванием крепких, выделяющихся в профиле выветривания пластов известняков с менее стойкими к выветриванию пакетами глинистых сланцев (мергелей). В разрезе Ранкуил-Ко марикрующие циклиты представлены крепкими пластами песчаников в толще глинистых сланцев (мергелей), при этом в центральной части мощного пласта песчаника может быть слой известняка (в циклитах «А» и «В»). Реперный уровень отвечает мелководно-морским условиям литорали с раковинами морских моллюсков (*Camptonectes*, *Plicatula* и др.), ниже лежащие осадки формировались в континентальной обстановке. В разрезах Лью Малал и Ла Марга в виду их крайней малой мощности установить реперные уровни не удалось.

В разрезе Центральной Патагонии (40° з. д.; Ньюкуен, Аргентина; [Tantawy et al., 2001]) в толще глин с подчиненными прослоями известковистых глин, выделяющихся в профиле выветривания, установлены реперные циклиты «А»–«D», которые также подтверждены вариациями

-устричный рудстоун (B3); 11 – биокластовый ооидный грейнстоун (C1); 12 – криноидно-мианковый рудстоун (C2); 13 – красноводородослевый грейнстоун (D1); 14 – мианковый пакстоун (D2); 15 – рудистовый фреймстоун (D3); 16 – баундстоун (D3), коралловый баундстоун (D4) и красноводородослевый баундстоун (D5). На врезке внизу – местоположение разрезов на палеогеографической схеме для конца мела: 1 – возможно глубоководные обстановки.

циями на кривых $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. В прослоях известковистых глин встречены устрицы, отсутствующие в толще глин.

В разрезе скважины DSDP 363 (3° в. д.; [Bolli et al., 1978]) в интервале 328–330 метров в толще известняков выделены реперные циклиты «А»–«D» по характерной смене текстуры – слоистости: чередуются массивные разности известняков с уровнями слоистых (параллельная, волнистая) известняков.

В разрезе Амбоанио (55° в. д.) в север-северо-восточной части острова Мадагаскар [Tantawy et al., 2001] в толще переслаивания известняков и мергелей с морской фауной выделены реперные циклиты «А»–«D», отвечающие магнитозоне 30N. Слои более плотных известняков выделяются в профиле выветривания. Циклит «D» отвечает зоне CF4, а циклиты А»–«С» – зоне CF3. Точное положение границы зон CF3 и CF4 не установлено. Уровень границы циклитов «В» и «С» соответствует временной отметке в 67 млн. лет и эвстатическому понижению уровня океана. На протяжении времени формирования отложений циклитов «А» и «В» эвстатический уровень повышался.

В разрезе Куавери в южной части полуострова Индостан (74° в. д.; [Ramkumar, Harting, Stuben, 2005]) реперные циклиты выделяются в толще переслаивания грубых песков и алевроитов континентальной формации Kallamedu, содержащей остатки Carnosaurus sp. Уровень границ циклитов «В», «С» и «D» охарактеризован двумя горизонтами палеопочв по вулканическому стеклу.

Дадим характеристику разрезам терминального маастрихта, располагавшимся в момент формирования на линии 40° ю.ш. (рис. 4-21).

В трех разрезах по берегам реки Рио-Негро в Центральной Патагонии, в Аргентине (44° з. д.; [Fernandez, Martin, Casadi, 2008; Rougier et al., 2009]) реперные циклиты «А»–«D» выделяются в толще переслаивания мадстоунов и подчиненных прослоев известняков формации Ягуэль, формировавшейся в солеродной лагуне в условиях палеоглубин, отвечающих литорали. Пласты известняков содержат единичные раковины устриц *Ostrea* sp. (циклит «С») или их банки (циклит «В»), битую ракушь и следы ряби течения (циклит «А»). В пласте известняка в циклите «D» выделена косая слоистость. Уровню нижней границы циклитов «D» соответствует граница формаций Аллен и Ягуэль.

В разрезе Чубут в Центральной Патагонии, в Аргентине (44° з. д.) [Pasqual et al., 2000] реперные циклиты «А»–«D» выделяются в толще переслаивания глин и подчиненных прослоев песчаников в верхней части формации Ягуэль (у ее границы с перекрывающей ее формацией Рока), формировавшейся в прибрежно-континентальных условиях (прибрежная равнина, эстуарий, приливная отмель). Отложения циклитов «С» и «D» содержат кости наземных позвоночных.

Подчиненные пласты известняков или песчаников формации Ягуэль формировались в условиях относительного углубления бассейна седиментации.

В разрезе скважины DSDP 525A в диапазоне 470–450 м в ЮАР (5° з. д.; [Tantawy et al., 2001]) на палеотемпературных кривых, рассчитанных по $\delta^{18}\text{O}$ для бентоса и планктона видны пики, которые можно соотнести с реперными циклитами «А»–«D». При этом уровень границы циклитов «D» и «С» предположительно соответствует временной отметке в 67 млн. лет и эвстатическому понижению уровня океана, а рубеж циклитов «А» и «В» – 65,5 млн. лет и падению уровня океана. Временной диапазон формирования отложений, отвечающих циклитам «В» – «D», соответствует магнитохрону 30N и биозоне CF3, а момент накопления осадков циклита «А» – магнитохрону 29R и биозонам CF1–2. Один пластовый циклит охарактеризован вариацией палеотемператур в диапазоне 2–3°C (в абсолютных значениях – от 11 до 17 °C со слабым трендом к постепенному похолоданию в течении позднего маастрихта).

Проанализируем разрезы терминального маастрихта Антарктиды (рис. 4–22). В пределах острова Ливингстона (60° ю. ш.; [Pimpriev et al., 2006]) в толще мадстоунов в профиле выветривания выделяются выступающие пласты песчаников, отвечающие реперным циклитам «А» – «D». Местами внутри циклитов «С» и «В» появляются дополнительные линзообразные пропластки подчиненных песчаников. Выше циклита «А» с несогласием залегают брекчии и вулканиты. Уровню реперных циклитов «А» – «D» отвечает регрессивный пакет мелководно-морских фаций формации Miers Bluff. Циклостратиграфическая корреляция подтверждается биостратиграфическим расчленением по наннопланктону. Мощности циклитов составляют сотни метров.

В разрезе острова Сеймур (62° ю. ш.; [Olivero et al., 2006]) в мелководно-морской формации Lopez de Bertodano в толще мадстоунов с подчиненными пластами песчаников, выступающими в профиле выветривания, выделяются реперные циклиты «А»–«D». Мощности циклитов составляют десятки метров. В разрезе острова Сноухилл архипелага Земли Джеймса Росса отложения формации Lopez de Bertodano представлены теми же породами, что и в разрезе острова Сеймур. Однако из-за наклонного напластования, связанного с их формированием в

режиме эстуария или дельты, выделить реперные уровни не представляется возможным, хотя в толще видна цикличность в виде подчиненных пластов песчаников в толще мадстоунов.

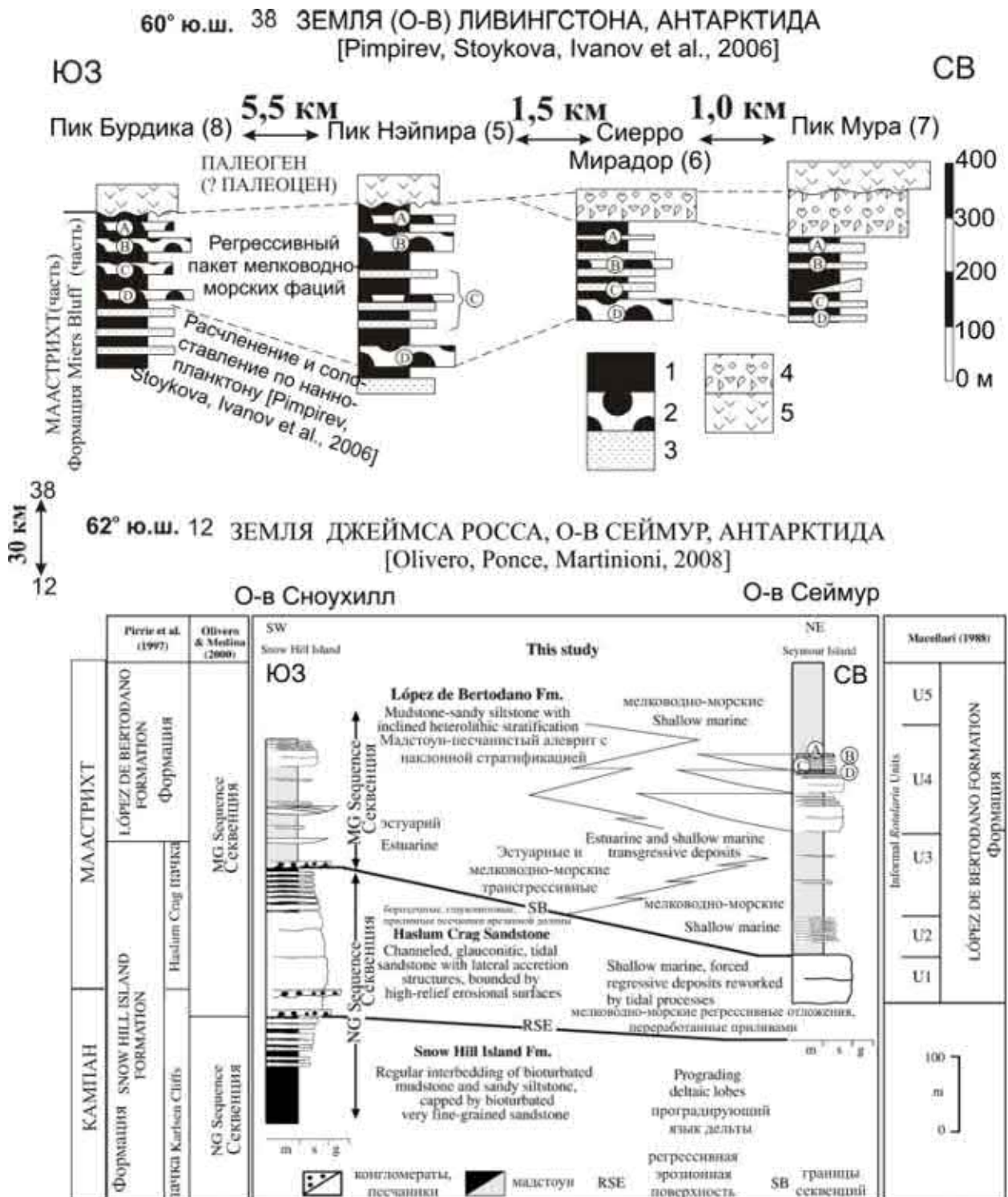


Рис. 4-22. Схема сопоставления верхнемаастрихтских-палеогеновых отложений Антарктиды, располагавшихся в момент седиментации на уровне 60° ю.ш. Условные обозначения: 1 – мадстоуны; 2 – конгломераты; 3 – песчаники и алевроиты; 4 – брекчии; 5 – вулканиды.

Рассмотрим другие разрезы Патагонии (рис. 4-23), в частности в провинции Сальта в Аргентине (47° з. д.; [Marquillas et al., 2007]). Граница мела и палеогена в разрезе Метан приходится на отложения песчаной формации Гуэмес (проходит внутри, ее точное положение в разрезе неизвестно), которая подстилается образованиями карбонатной формации Амблау. В последней реперные циклиты представлены переслаиванием выступающих в профиле выветривания пластов строматолитовых и оолитовых известняков (реперные пласты «А»–«D») и подчиненных прослоев глин. Реперные пласты формировались в наиболее мелководных условиях (строматолиты) и в относительно более теплом климате (судя по значениям $\delta^{18}\text{O}$). Мощность циклитов составляет первые метры. Эти четыре реперных циклита могут быть использованы для уточнения положения мел-палеогеновой границы.

Палеогеографически этот разрез представляет собой фазу термального погружения рифта Сальта и последнюю меловую трансгрессию, в разрезе видна смена мелководно-морских обстановок на пресноводные. Фауна, встреченная в разрезе, представлена эвригалинными беспозвоночными и водорослями.

В расположенном рядом разрезе – Хуагуатикуина [Marquillas et al., 2007], отложения мел-палеогенового рубежа входят в состав формации Якорайте, причем предположительно сразу после границы меловой и палеогеновой систем следует мощный пласт базальтовых лав, ниже которого есть необнаженная часть разреза, ниже которой залегает пачка переслаивания песчанистых известняков и подчиненных прослоев конгломератов. Выделить здесь реперные циклиты не удалось.

При движении на северо-восток, в Бразилии (рис. 4-23) в разрезе Бауру (35° з. д.) [Candeiro et al., 2006] вскрыт разрез континентальных отложений, в которых установить реперные циклиты не удалось. Интерес представляют условия осадконакопления – накопление угленосных осадков в континентальной обстановке.

Рассмотрим наиболее представительные разрезы терминального маастрихта в южном полушарии, двигаясь от полюса к экватору (рис. 4-22).

В разрезе острова Сеймур (62° ю. ш.; [Olivero et al., 2006]) отложения реперных циклитов «А»–«D» формировались в условиях литорали. В пределах острова Ливингстона (60° ю. ш.; [Pimpriev et al., 2006] и в разрезе Чубут в Центральной Патагонии, в Аргентине (44° з. д., 37° ю.ш.; [Pasqual et al., 2000]) реперные (выступающие в профиле выветривания) пласты песчаников аккумуляровались в условиях приливной отмели или прибрежной равнины, а чередующиеся с ними пласты глин – в условиях литорали. Выше реперных циклитов в разрезах Центральной Патагонии появляется горизонт с остатками мозазавров, который также является хорошим корреляционным уровнем.

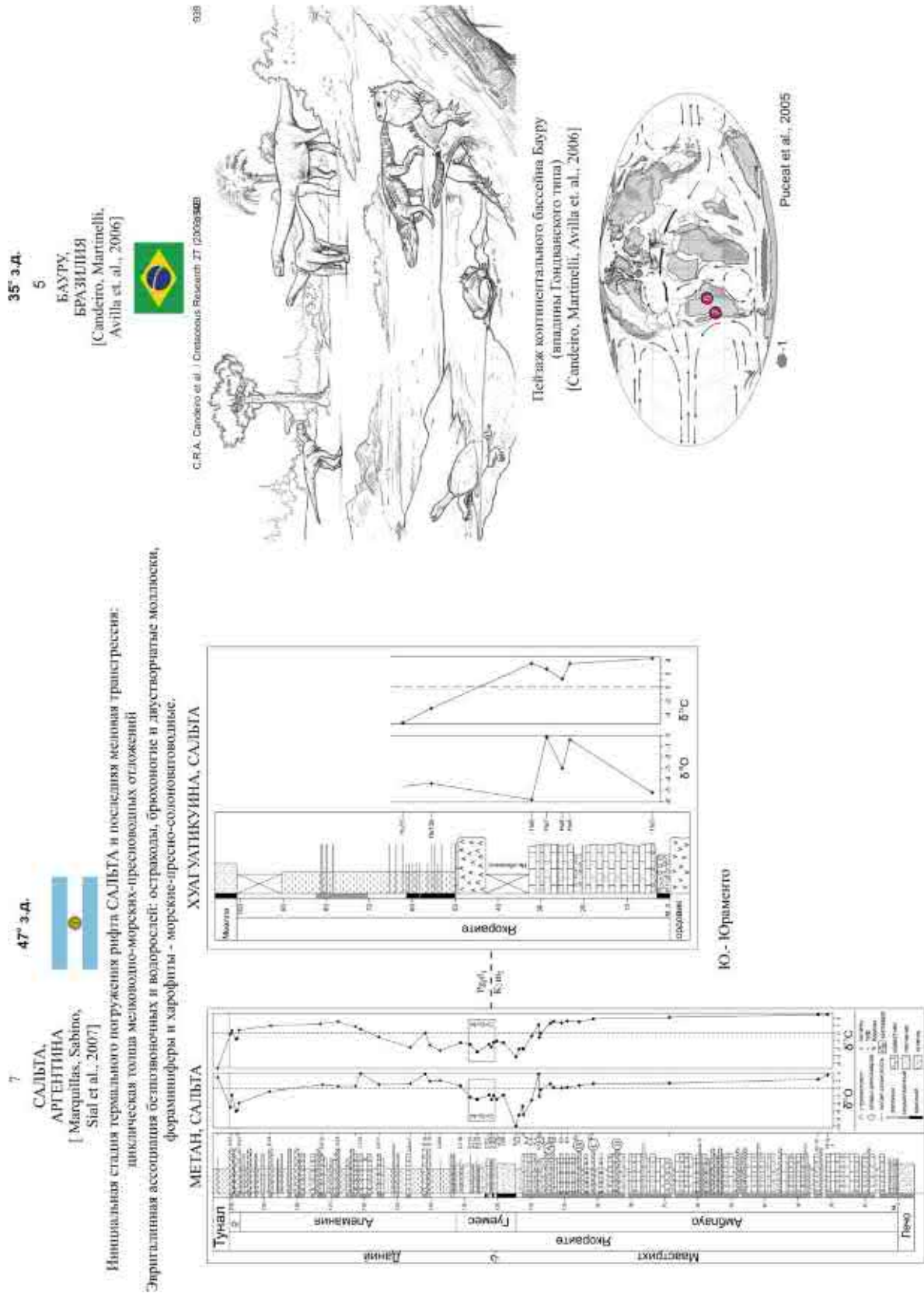


Рис.4-21. Схема сопоставления пограничных маастрихт-датских отложений Аргентины. На врезке внизу – местоположение разрезов на палеогеографической схеме для конца мела: 1 – возможно глубоководные обстановки.

В разрезах Рио-Негро в Центральной Патагонии, в Аргентине (44° з. д., 40° ю.ш.) [Fernandez, Martin, Casadi, 2008; Rougier et al., 2009] осадки реперных циклитов «А»–«D» накапливались в условиях палеоглубин, отвечающих литорали.

В разрезе Центральной Патагонии (Ньюкуен, Аргентина; 40° з. д., 34° ю.ш.; [Tantawy et al., 2001]) в толще глин с подчиненными прослоями известковистых глин, выделяющихся в профиле выветривания, последние формировались в условиях литорали, а первые – в условиях пелагиали.

В разрезе скважины DSDP 363 (3° в. д., 29° ю.ш.; [Bolli et al., 1978]) отложения реперных циклитов «А»–«D» аккумулировались в условиях пелагиали, однако сами реперные «пласты» судя по характерной смене типа слоистости с массивной на слоистую, накапливались в условиях относительного понижения уровня океана.

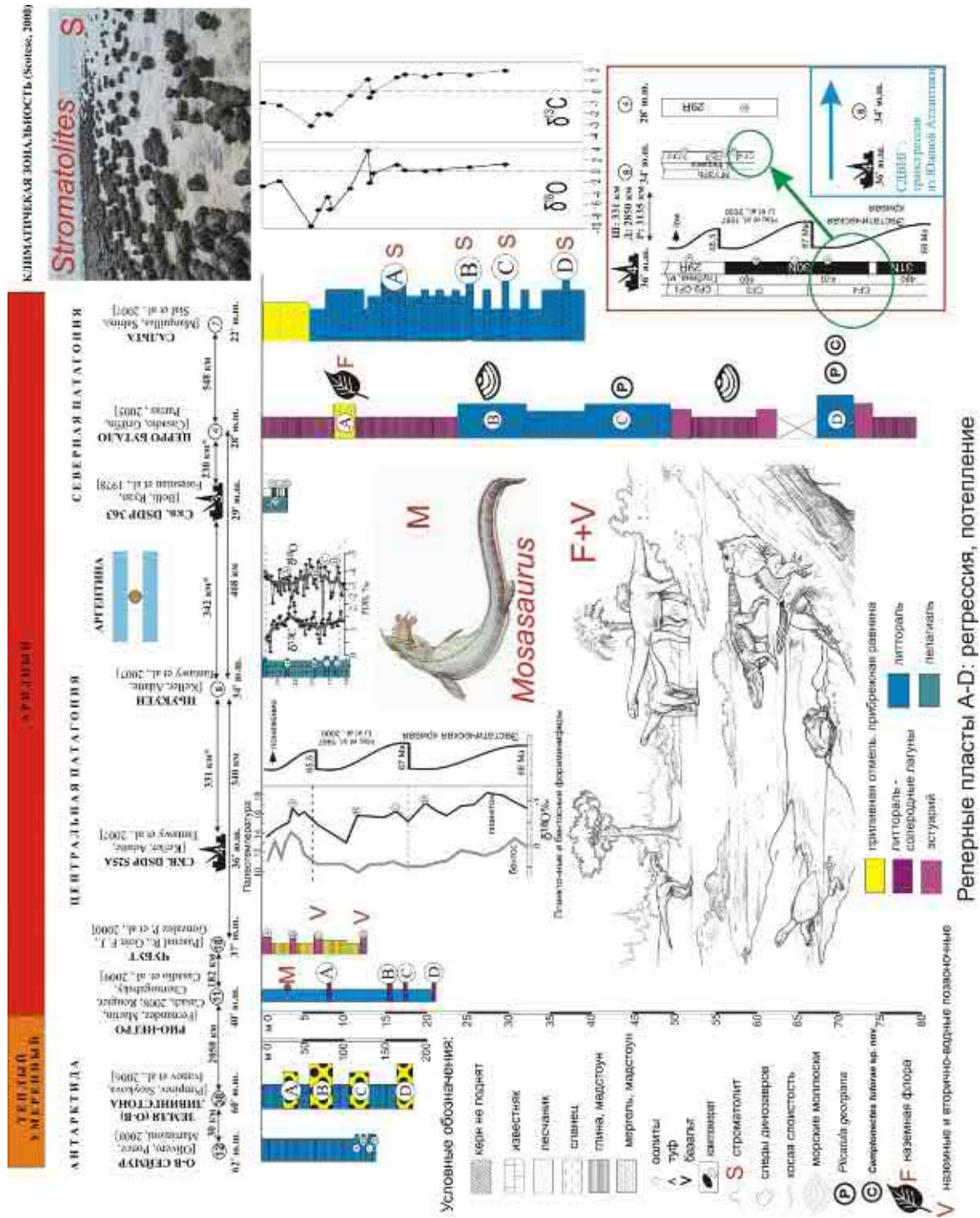
На территории Северной Патагонии в Аргентине (47° з. д., 28° ю.ш.; Casadio, Griffin, Pargas, 2005) в разрезе Церро-Бутало осадки реперных циклиты «В»–«D» аккумулировались в условиях палеоглубин, отвечающих литорали. Циклит «А» характеризуется прибрежно-континентальной обстановкой седиментации. В разрезе Сальта (там же, 22° ю.ш.; [Marquillas et al., 2007]) реперные циклиты в толще известняков характеризуют условия седиментации близкие к литорали, причем реперные пласты «А»–«D» содержат строматолиты и являются наиболее мелководными образованиями внутри этой толщи.

Таким образом, в Южном полушарии циклиты «А»–«D» **формировались в условиях относительной регрессии и потепления климата.**

На врезке рис. 4-22 видно, что при движении с юга на север последовательно происходит «омоложение» возраста реперных циклитов. В разрезе скважины DSDP 363 (29° ю.ш.) реперный циклит «D» соответствует зоне CF4, циклиты «В» и «С» - зоне CF3, а циклит «А» – зонам CF1-2 объединенным. В разрезе Центральной Патагонии, Ньюкуен, реперные циклиты «D»–«С» отвечают зоне CF3, а циклит «А» - нижней части зоны CF2. В разрезах DSDP 363 и Церро Бутало циклит «А» соответствует магнитохрону 29R.

Рассмотрим наиболее представительные разрезы южной ветви Средиземноморского пояса (рис. 4-23), которые были описаны ранее. На этой обобщающей корреляционной схеме видно, что реперные циклиты «А»–«D» формировались в условиях от литорали (Эллес в Тунисе, Монастырь Св. Антония в Египте) до пелагиали (Эль Кеф в Тунисе. В разрезах Куир Эль Малик, Эль Куаср и Джебель Гифата (Египет) выступающие в профиле выветривания пласты «А»–«D» **формировались в условиях относительной регрессии и относительного потепления климата.** Цикличность выражена литологически и подтверждена геохимическими данными.

Рис. 4-22. Схема сопоставления наиболее представительных разрезов термального маастрихта в южном полушарии (в направлении от полюса к экватору).



Рассмотрим наиболее представительные разрезы терминального маастрихта северной ветви Средиземноморского пояса с запада на восток от Испании до Ирана (рис. 4-24). В разрезах Кантабрийских гор (2° в. д.) в Испании в стране Басков (Сопелано, Трабакуа и Сумайя; [Dinare's-Turell, Baceta, Pujalte, 2003]) реперные уровни «А»–«D» четко опознаются по выступающим пакетам известняков в толще известняко-мергельного флиша. Разрез Сумайя был рекогносцировочно изучен автором в 2019 году. Мощности циклитов составляют первые метры.

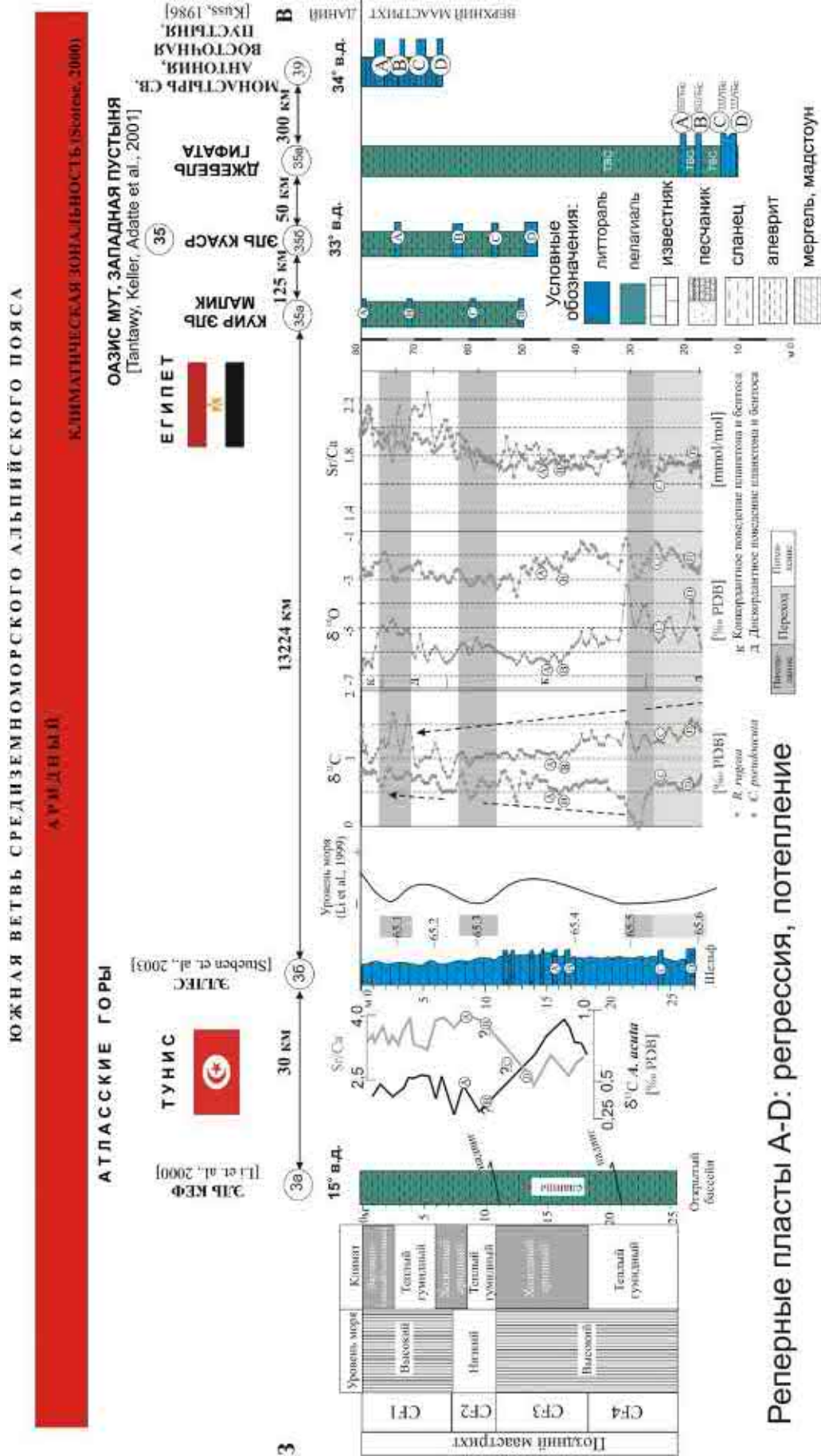
В разрезах Агост (3° в. д.) и Реллеу (4° в. д.) в Андалузских горах в Испании [ten Kate, Sprenger, 1992] реперные уровни «А»–«D» опознаются по выступающим пакетам песчанистых известняков в толще известнякового флиша. Мощности циклитов составляют первые метры.

В песчано-глинистом разрезе Валцебре во впадине Эббро в Испании (10° в. д.) [Oms et al., 2007], который формировался в прибрежно-континентальных условиях цикличность выражена в уровнях с пластами углей, чередующихся с уровнями массовых находок яиц и костей динозавров внутри песчано-глинистой толщи. Реперные циклиты «А»–«D» выражены на флуктуациях кривых магнитного склонения и наклонения, при этом циклиты «С» и «D» отвечают магнитохрону C30N, а циклиты «А» и «В» – C29R. Граница между циклитами «С» и «В» отвечает рубежу 65,578 млн. лет.

В скважине Гамбургцева-2 (32° в. д.; [Никишин и др., 2005]) на Одесском шельфе в интервале глубин 1130-1190 м по вариациям кривой ГК возможно выделить реперные циклиты «А»–«D». В Горном Крыму (35° в. д.) в разрезах горы Беш-Кош у города Бахчисарай реперные циклиты представлены толщей переслаивания мергелей и песчанистых мергелей, а в разрезе горы Ак-Кая у города Белогорск – чередованием песчанистых известняков и известковистых песчаников [Габдуллин, 2002; Толстова, Габдуллин, 2006]. Мощности циклитов составляют дециметры – первые метры. Циклиты четко выделяются в профиле выветривания.

В скважине Гамбургцева-2 (32° в. д.; [Никишин и др., 2005]) на Одесском шельфе в интервале глубин 1130-1190 м по вариациям кривой ГК возможно выделить реперные циклиты «А»–«D». В Горном Крыму (35° в. д.) в разрезах горы Беш-Кош у города Бахчисарай реперные циклиты представлены толщей переслаивания мергелей и песчанистых мергелей, а в разрезе горы Ак-Кая у города Белогорск – чередованием песчанистых известняков и известковистых песчаников [Габдуллин, 2002; Толстова, Габдуллин, 2006]. Мощности циклитов составляют дециметры – первые метры. Циклиты четко выделяются в профиле выветривания.

В скважине Лысогорская-6 в Ставропольском крае на Скифской плите (40° в. д.; [Косарев, Копыльцов, 1982]) в интервале глубин 1713–1750 м на кривых КС и ПС возможно выделить реперные циклиты «А»–«D».



В пределах Кюрендага (55° в. д.) и Копетдага в Туркменистане реперные циклиты «А»–«D» могут быть выделены на кривых магнитного склонения и наклона [Молостовский и др., 2005]. В разрезе Танг-И-Нейзар в Иране в пределах Копетдага (57° в. д.; [Mahboubi et al., 2006]) реперные циклиты «А»–«D» представлены переслаиванием мощных пакетов известняков с подчиненными пластами песчаников. Мощности циклитов составляет первые десятки метров. Осадки, содержащие реперные циклиты, отвечают ТВС.

На рис. 4-25 показана хроностратиграфическая схема для терминального маастрихта Горного Крыма, составленная по совокупности изученных автором разрезов этого региона. На ней зеленым цветом показаны реперные пласты в циклитах-маркерах, привязанные к шкале геологического времени и основным событиям – импактному и времени тектоно-магматической активизации на нагорье Деккан. Из схемы видно, что сами реперные пласты, представленные выступающими в профиле выветривания слоями, формировались во время относительного потепления, а слои, образующие западины в профиле выветривания и являющиеся вторым элементом двухэлементного циклита накапливались во время относительного похолодания.

Используя метод высокоточной циклической корреляции по реперным циклитам «А»–«D» возможно установить геохронность (сдвиг) биозон в пространстве и времени (рис. 4-26). В частности на левой половине рис. 4-26 зелеными линиями показана схема корреляции одноименных реперных пластов (циклитов) в разрезах Лавразии – Бразос (США), Эллес (Тунис) и нескольких разрезов в Египте. При этом на схеме помимо биозон вынесены и геологические события – смена полярности и падение астероида в Мексиканский залив. При такой рисовке получается, что реперные циклиты «скользят» во времени и пространстве, чего быть не может. Правильнее эта же схема корреляции показана на том же рисунке, но справа. Здесь хроностратиграфическим каркасом выступают не только упомянутые выше геологические события (вместе с магматической активностью в провинции Деккан), но и сами реперные уровни, которые четко привязаны к шкале геологического времени, палеомагнитной шкале, демонстрируя в действительности геохронность биостратиграфических зон, связанных с временем, которое уходит на миграцию и расселение руководящих форм.

Резюмируя проведенную циклостратиграфическую корреляцию разрезов мела Северного и Южного полушария, можно привести следующие научные результаты. **Для сеноман-туронского рубежа удалось сформулировать следующие выводы.**

1. Реперные циклиты №№ I–III и «А»–«С» хорошо опознаются в разрезах по мощному среднему циклиту, на эти уровни может приходиться повышенное содержание $S_{org.}$, отвечающее времени ОАЕ-2. Цикличность в реперных циклитах подчеркнута пластовой цикличностью в разрезе и вариациями на параметрических кривых.

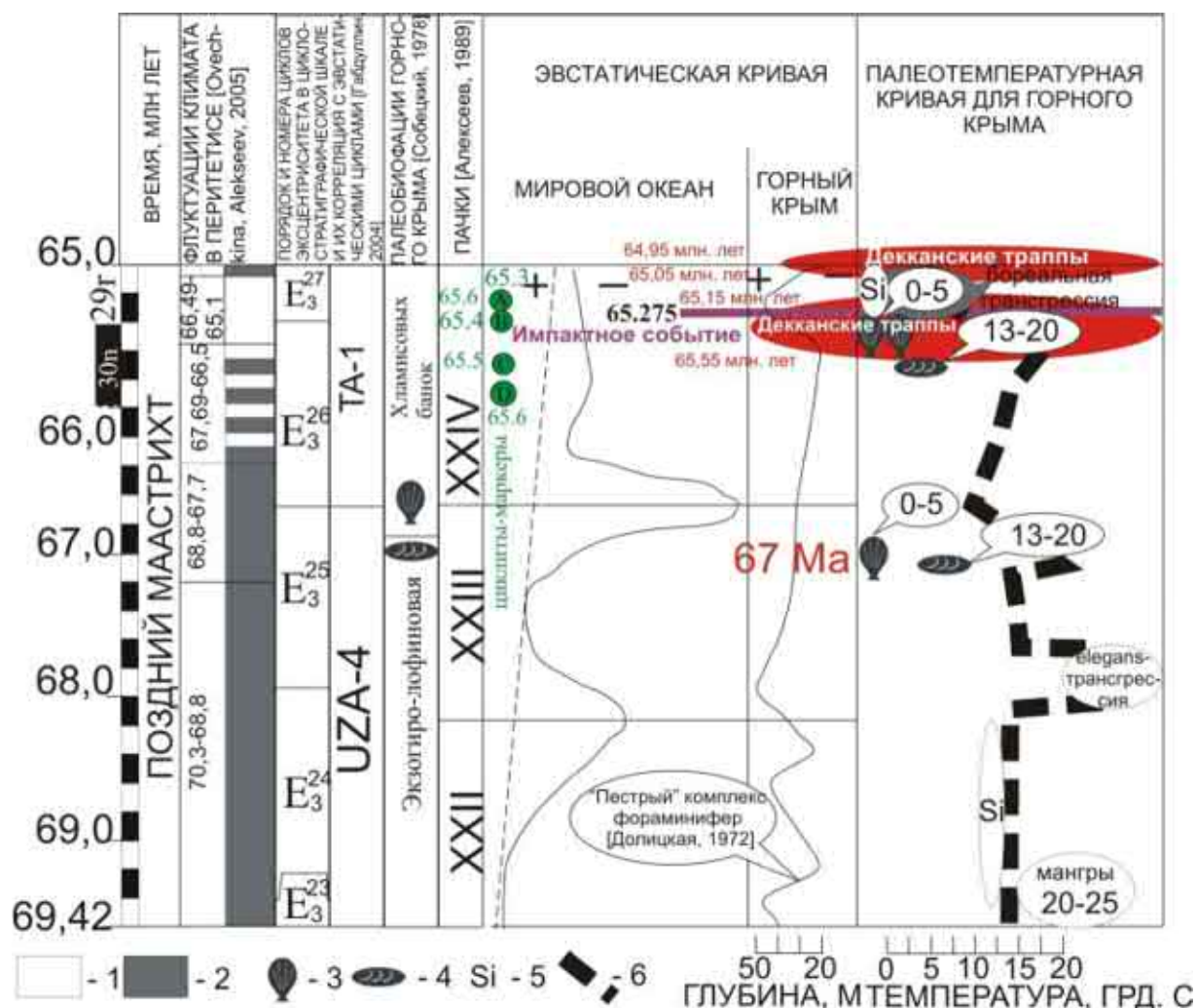


Рис. 4-25. Хроностратиграфическая схема, показывающая положение маркирующих циклитов (А–D), представленных чередованием песчанистых известняков (мергелей) и известковистых песчаников в отложениях терминального маастрихта Горного Крыма и основные палеогеографические события Северной Евразии. Условные обозначения: 1 – относительное похолодание, 2 – относительное потепление, 3 – хляμισовая палеобиофация, 4 – экзигиро – лофиновая палеобиофация, 5 – окремнение пород, 6 – палеотемпературная кривая. Рисунок из статьи ([Габдуллин, 2008], рис. 8) с дополнениями.

2. Граница биозон *Rotalipora cushmani* и *Whiteinella archaeocretacea* совпадает с границей реперных циклитов II и III. Циклиты с O_1 по VI отвечают зоне *C. guerangeri*, а интервал с VII по «А» – *M. geslinianum*. Циклиты «В» и «С» и отложения их перекрывающие соответствуют зоне *N. juddii*. Граница между циклитами O_1 и O_2 совпадает или тяготеет с границей среднего и верхнего сеномана.

3. В разрезе Пуэбло (GSSP) во впадине Западного внутреннего бассейна в США. Граница биозон *Rotalipora cushmani* и *Whiteinella archaeocretacea* в этом разрезе совпадает с границей реперных циклитов «А» и «В», при этом циклит «А» отвечает зоне *M. geslinianum*.

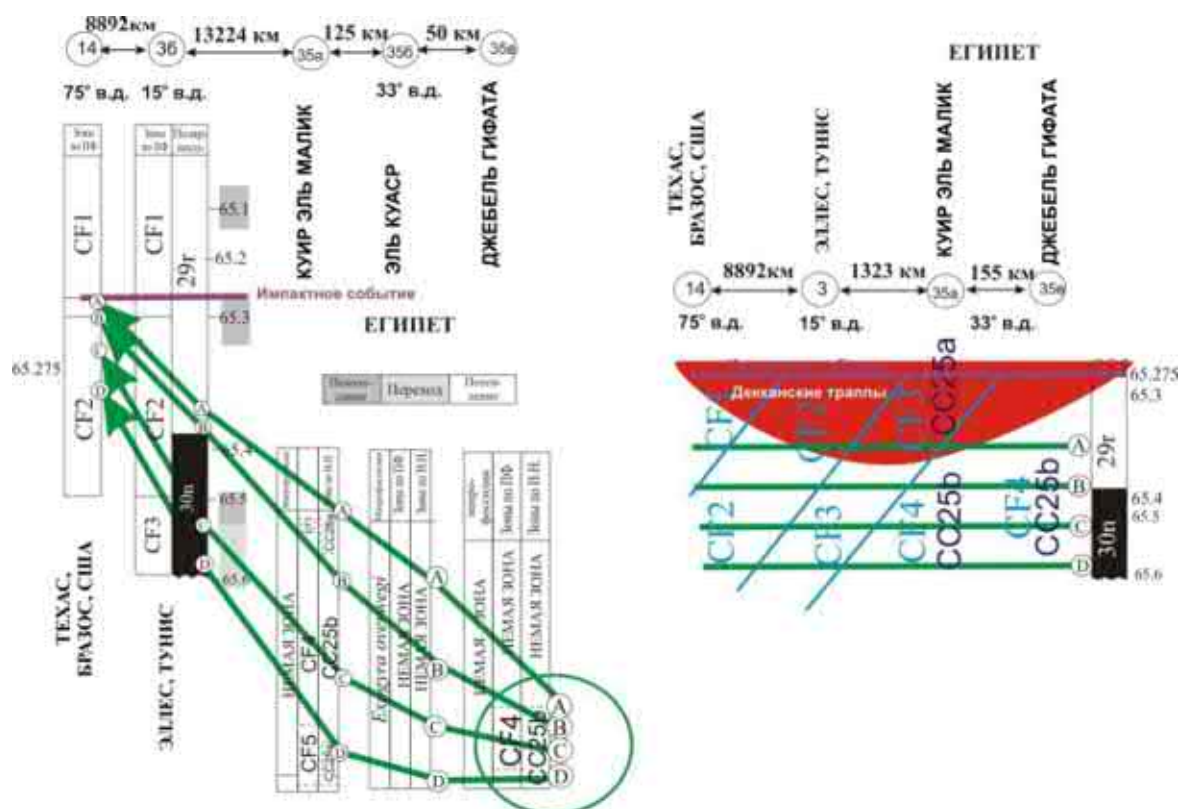


Рис. 4-26. Пример применения методов высокоточной корреляции (реперных элементарных пластовых циклов А–D) при сопоставлении разрезов с «немыми» и установленными зонами (Египет) с фаунистически датированными разрезами Туниса и США, показывающий геохронность биозон. Слева – корреляция по биозонам (неправильно), справа – корректная корреляция по реперным циклитам. Рисунок из статьи ([Габдуллин, 2011], рис. 4).

4. При анализе разрезов с позиций секвентной стратиграфии видим, что циклиты O_{1-2} , №I-V и вышележащий циклит «триады» (A) формировались в условиях ТВС, а циклит «В» – в условиях СТШО, а циклит «С» – в условиях ТСТ.

5. Циклиты с O_1 по V соответствуют времени стабилизации уровня океана и представлены агградационными пакетами парасеквенций. Циклиты VI-VIII отвечают трансгрессивным условиям и характеризуются ретраградационными пакетами парасеквенций. Циклиты с IX по X отвечают регрессивным условиям и содержат проградационную последовательность напластования. Циклиты с XI по «С» отвечают трансгрессивным условиям и содержат ретроградационную последовательность напластования.

6. Мощность циклитов в эпиконтинентальных бассейнах окраины Тетиса составляет дециметры – первые метры, а в разрезах осевых зон Тетиса может достигать первых десятков метров. Реперные циклиты установлены в отложениях разных палеоглубин от относительно прибрежных и мелководных, до пелагических и глубоководных.

Для мел-палеогенового рубежа удалось сформулировать следующие выводы.

1. Ниже мел-палеогеновой границы в терминальном маастрихте в разрезах Северного и Южного полушарий Земли установлены реперные двухэлементные циклиты А–D обычно мощностью в первые метры, реже – в первые десятки метров, еще реже – в первые дециметры. Ниже этого маркирующего уровня можно выделить еще два других, дополнительных, которые прослеживаются на кривых каратажа.
2. Цикличность выражена в переслаивании пород различного литологического состава, подтверждается также вариациями на кривых магнитного склонения и наклонения, КС, ПС, гамма-каратажа, геохимическими данными (на кривых $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$).
3. Реперные циклиты отвечают второй половине ТВС и формировались в мелководно-морских или прибрежно-континентальных условиях.
4. В большинстве случаев реперные циклиты «С» и «D» отвечают магнитохрону C30N, а циклиты «А» и «В» – C29R. В единичных случаях циклит «В» может отвечать магнитохрону C30N, а циклит «А» – C29R. Граница между циклитами «D» и «С» предположительно соответствует временной отметке в 67 млн. лет и эвстатическому понижению уровня океана, «С» и «В» отвечает рубежу 65,578 млн. лет, «А» и «В» – 65,5 млн. лет и падению уровня океана.
5. Один пластовый циклит охарактеризован вариацией палеотемператур в диапазоне до 2–3°C, при этом фаза относительного потепления климата характеризует реперные пласты, выделяющиеся в профиле выветривания.

Таким образом, можно сформулировать второе и третье защищаемые положения.

Зафиксированы 12 эпох совмещения (совпадения) разнопорядковых циклов Миланковича во второй половине мелового периода, когда совпадают четные или нечетные номера циклов разных порядков, что имеет важное историко-геологическое значение. К этим эпохам приурочены фазы фосфатонакопления, рубежи большинства геохронологических подразделений позднего мела, а также 12 пачек сводного разреза Русской плиты. Рубежи внутри эвстатических мегациклов UZA (UZA-1, 2, 3, 4) соответствуют времени совпадения нечетных циклов четырех порядков, а между мегациклами – времени совмещения разных циклов четырех порядков. Эпохи совмещения четных циклов E_2^{10} , E_2^{16} , E_2^{28} , E_2^{46} происходили последовательно через 6, 12 и, затем через 18 циклов.

Маркирующие двухэлементные пластовые циклиты на сеноман-туронском и мел-палеогеновом рубежах, прослеживающиеся в морских и континентальных разрезах северного и южного полушарий Земли и связанные с циклами эксцентриситета Земли, выделены комплексным методом высокоточной корреляции. Реперные циклиты установлены в отложениях разных палеоглубин от относительно прибрежных и мелководных, до пелагических и глубоководных.

ГЛАВА 5. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

На основании комплексной литолого-геохимической и палеоэкологической характеристик, а также результатов изучения цикличности осадконакопления оценены локальные и региональные палеогеографические условия формирования (палеосоленость, палеоглубина и палеоклимат) в поздне триасовое [Ульяхин и др., 2021], позднемеловое и раннепалеоценовое время [Габдуллин и др., 2016] для отложений эпиконтинентального бассейна Русской плиты в районе Воронежской антеклизы [Габдуллин и др., 2021б] и в районе Ульяновско-Саратовского прогиба [Габдуллин и др., 2021а], а также в маастрихтское время в Горном Крыму [Бадулина и др., 2016]. Определена палеоклиматическая история Центрального и Восточного Тетиса в юрско-четвертичное время [Габдуллин и др., 2021], оценены климатические вариации в Арктическом регионе в меловом периоде и кайнозой [Габдуллин и др., 2019].

5.1. Региональные палеогеографические реконструкции для седиментационных систем триасового периода⁸

В качестве примера для реконструкции седиментационной системы триаса был выбран в качестве объекта разрез горы Большое Богдо в Ахтубинском районе Астраханской области, рекогносцировочно изученный автором в 1995 году. В разрезе вскрываются образования нижнего отдела триасовой системы, включающие следующие стратона (рис. 5-1, снизу вверх): конгломерато-песчаниковая бугринская свита (мощность до 40 м), красноцветная глинисто-алевролитовая ахтубинская свита (до 55 м) и песчано-известняково-глинистая богдинская свита (до 59 м). Для последнего стратона были уточнены палеогеографические условия седиментации.

Стратиграфическая привязка: нижняя часть богдинской свиты (интервал, охватывающий слои 36–47, по [Стратотипический ..., 1972]) верхнеоленекского подъяруса нижнего триаса местонахождения Большое Богдо II.

⁸ При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Ульяхин А.В., Новиков И.В., Иванов А.В., Габдуллин Р.Р. Палеогеографические условия формирования богдинской свиты (Прикаспийская синеклиза // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2022. №5, с. 78-89 RSCI (0,81 авторского листа, 0,6 п.л., вклад автора – 20%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)

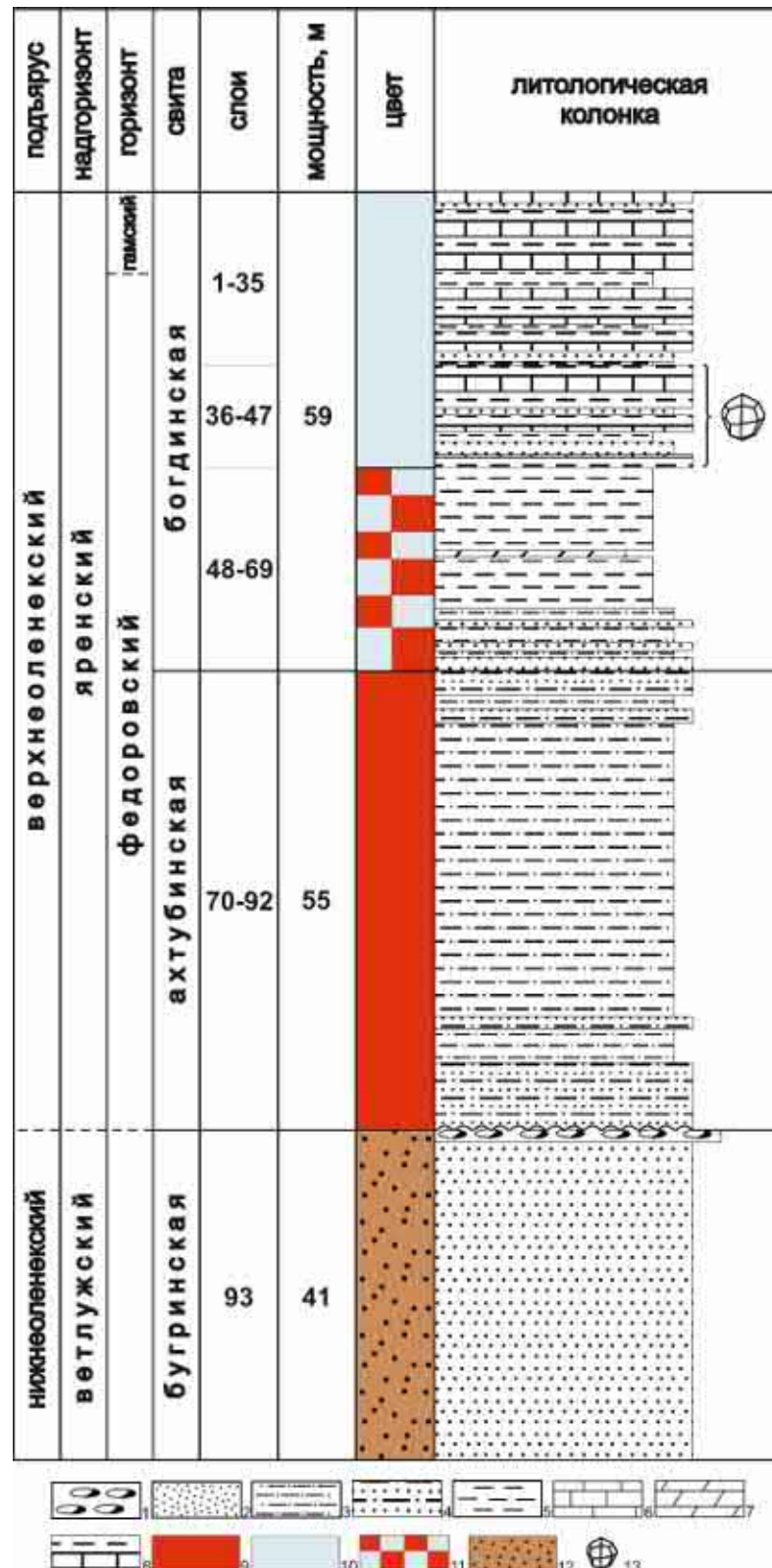


Рис. 5-1. Сводная литолого-стратиграфическая колонка горы Большое Богдо: 1 – гравелит и конгломерат; 2 – песчаник; 3 – алевролит; 4 – частое переслаивание песчаников и алевролитов; 5 – глина; 6 – известняк; 7 – мергель; 8 – частое переслаивание глин и известняков; 9 – красные, красновато-бурые породы; 10 – серые, зеленовато-серые, буровато-серые породы; 11 – пестрые породы; 12 – бурые песчаники; 13 – кристаллы анальцима. Рисунок из статьи ([Ульяхин и др., 2022], рис. 1).

С завершением формирования нижней пестроцветной песчано-глинистой пачки богдинской свиты произошли заметные изменения на начальном этапе накопления отложений верхней сероцветной известняково-глинистой (карбонатной) пачки мощностью до 33 м. В карбонатной пачке отмечено частое переслаивание зеленовато-серых, светло-зеленых, буровато-серых и реже красновато-бурых карбонатных глин и алевролитов с органогенно-обломочными известняками и в меньшей степени с зеленовато-серыми, полимиктовыми, мелкозернистыми, местами брекчеевидными, песчаниками. Примесь терригенного материала в карбонатах составляет – 2 – 15%.

Для рассматриваемой части разреза выделено два типа фаций: 1) фация песчано-алевритовых осадков прибрежной части лагуны (слои 5 – 7, 34, 37, 41, 45 – 46); 2) фация алеврито-глинисто-карбонатных осадков в центральной части лагуны (слои 1 – 4, 8 – 33, 35 – 36, 38 – 40, 42 – 44, 47).

В целом для лагунных отложений характерна быстрая смена литотипов и фаций как в вертикальном разрезе, так и по площади распространения, что наблюдается в карбонатной части разреза горы Большое Богдо. Карбонатные разности формировались в условиях солоноводной лагуны, а глинисто-алевритово-известковистые – солоноватоводной лагуны в периоды активного речного опреснения. Колебания уровня солености в мелководной обстановке происходили очень часто и циклично, носили, вероятно, сезонный характер.

Наличие в разрезе богдинской свиты единичных непоследовательных слоев мелкозернистого, тонко-горизонтальнослоистого песчаника и песчанистой глины авандельтового генезиса явно свидетельствует о связи приустьевой лагуны с речной системой посредством дельтовых рукавов (слои 5, 34, 41, 45 – 46). Реки обеспечивали пониженный уровень солености (солоноватоводная лагуна). Помимо песчаника на обстановки прибрежной части лагуны в периоды регрессии и ее обмеления указывают текстурные особенности пород – четкая и не ясная волнистая слоистость в прослоях известняков (слои 6, 7, 21), а также косая слоистость глин неясного генотипа (слой 37). Таким образом, выясняется, что наиболее частыми регрессивные циклы были на начальных этапах формирования богдинской свиты (слои 34, 37, 41, 45 – 46), после чего наступила трансгрессивная стабилизация с единичным регрессивным событием (слои 5 – 7).

Формирование глинисто-карбонатных и алевритовых осадочных образований серого и зеленоватого оттенков без следов ожелезнения (слои 3, 6, 8, 12, 18, 21, 25, 27, 29 – 33, 43 – 45), отмеченных в виде характерных слоев по всему разрезу, указывает на нормальный кислородный режим. Наиболее продолжительный щелочной режим (слои 29 – 33) связан с отложениями, накапливавшимися на начальных этапах развития карбонатной пачки.

Накопление глинистого и алевроитового материала происходило при пенеппленезации источников сноса [Триас..., 1982].

Периодически лагуна переходила на режим кислой или слабокислой геохимической обстановки седиментации, на что указывают следы ожелезнения карбонатов в виде различных по морфологии ржаво-бурых проявлений окисных форм железа. Как правило, это сидеритовые стяжения и журавчики, лимонитовые корки и сгустки, местами равномерно рассеянные в породе. Такой режим для лагуны был наиболее частым.

О развитии аноксии, по крайней мере, в придонных частях лагуны, свидетельствует лимонитизированный пирит (сл. 9 и 10).

В разрезе (слои 5, 13, 15, 35, 37 – 39, 46) встречены редкие прослои доломитизированных известняков (зерна доломита до 15 – 20%). Доломитизация носила, вероятнее всего, постседиментационный характер [Мовшович, 1977]. Доломитовые проявления связаны, в частности, с вторичными изменениями по створкам раковин двустворчатых моллюсков. При частичной или полной перекристаллизации среднего призматического слоя раковин происходило замещение полигональных кальцитовых призм на спаритовый карбонатно-доломитового заполнитель [Новиков и др., 2021]. Накопление магнезиальных карбонатов могло быть связано с жизнедеятельностью водной растительности. Так, в современной лагуне Куронг доломитообразование происходит с возрастанием pH среды, что синхронизируется с периодами активного развития флоры, поглощающей и утилизирующей растворенный в воде углекислый газ, обеспечивая тем самым возрастания щелочности среды [Кузнецов, 2020].

В пределах лагуны происходило активное испарение без полного прекращения связи с открытым морским бассейном, на что указывает присутствие в глинах эвапоритов в виде прожилков гипса-селенита (слои 20, 24, 28), это период максимального осолонения лагуны.

Литолого-фациальный анализ карбонатной пачки Богдинской свиты позволил выделить следующие стадии ее формирования:

- 1) неустойчивый трансгрессивно-регрессивный режим лагуны (слои 34 – 47);
- 2) устойчивый трансгрессивный режим лагуны (слои 8 – 33);
- 3) устойчивый регрессивный режим (слои 5 – 7);
- 4) устойчивый трансгрессивный режим лагуны (слои 1 – 4).

На условия, которые были в пределах лагуны, а также на характер биотопа указывает ориктокомплекс фауны и флоры карбонатной пачки богдинской свиты. В большинстве слоев разреза примерно одинаково часто встречаются таксономически разнообразные остракоды и гораздо менее разнообразные двустворчатые моллюски. Более редки конхостраки (менее половины слоев) и еще реже харофитовые водоросли (в 1/5 части слоев). Гораздо реже встречаются беззамковые брахиоподы рода *Lingula*, аммониты (*Doricranites bogdoanus*, *D.*

acutus Tirolites cassianus), гастроподы, фораминиферы, черви-илоеды (установлены по ихнофоссилиям в виде характерных ходов), а также позвоночные (рыбы, тетраподы).

Двустворчатые моллюски были наиболее чувствительны к смене условий осадконакопления. Их таксономическое разнообразие не сильно колеблется в пределах всего разреза, достигая максимума в его средней части (слои 10, 13 – 15). Остатки двустворчатых моллюсков (часто целые раковины) нередко образуют плотные скопления, в частности, в виде ракушняков, фиксируемых по всему разрезу. Главными факторами, участвовавшими в образовании карбонатного осадка с многочисленными остатками раковин двустворчатых моллюсков, были микроприливно-отливные и волновые движения воды. Активная гидродинамика в условиях максимальной открытости лагуны способствовала формированию массовых поселений пелеципод в сублиторальной части, в пределах которой происходило захоронение костных остатков тетрапод.

Редкие находки таксономически не разнообразных аммонитов могут указывать на неблагоприятные условия обитания в Северном Прикаспии в начале триаса и их возможный привнос из палеобассейна Тетис [Мовшович, 1977].

Харофиты встречаются в средней и нижней частях разреза (слои 10 – 12, 22, 34, 35, 41 – 45). Обильное развитие харофитов приурочено к начальным этапам трансгрессии. Стабилизация палеобассейна приводила к обеднению харофитового комплекса, как количественно, так и таксономически, вплоть до его полного исчезновения (верхняя часть разреза) [Триас..., 1982]. В большинстве случаев отмечено максимальное таксономическое разнообразие остракод в слоях 10, 34, 35, 41 – 44, 46, откуда известны остатки харофитов.

По берегам лагуны произрастали плауновидные рода *Pleuromeia*, их остатки встречаются совместно с неопределимыми обугленными растительными остатками в средней и нижней частях разреза (слои 10, 16, 17, 35, 41 и 44).

Карбонаты, лишенные следов ожелезнения, местами биотурбированы (слои 6 и 12) в ходе жизнедеятельности червей-илоедов, что указывает на хорошую аэрируемость при активной водной циркуляции до самого дна.

Фауна эвригалинных двустворчатых и брюхоногих моллюсков, а также присутствие пресноводных и солоноватоводных остракод [Шнейдер, 1960] и харофитов [Сайдаковский, 1969] свидетельствует о пониженной солености вод [Баярунас, 1936; Соколова, Иванова, Егоров, 1961]. Периодическое опреснение и палеоглубина до 40 – 100 м также подтверждаются присутствием брахиопод-лингулид [Габдуллин, 2002]. Опресненность лагуны объясняется заметным речным стоком в бассейн Северного Прикаспия, имеющего связь с открытым палеобассейном Тетис посредством пролива. При этом максимальная связь с Тетисом была в течение накопления богдинской свиты, поскольку только в ней встречены аммониты

[Мовшович, 1977], их крайняя малочисленность, вероятнее всего, обусловлена малоблагоприятными условиями для обитания в лагуне этих организмов, характерных для палеобассейнов с нормальной соленостью.

На протяжении раннего триаса на рассматриваемой территории происходили существенные климатические изменения. Жаркий аридный климат, который сопутствовал образованию красноцветных пород ахтубинской свиты, к моменту формирования богдинской свиты, особенно ее карбонатной пачки сменился на более гумидный [Липатова и др., 1982] с короткими засушливыми сезонами.

На уменьшение аридизации указывают особенности отложений с преимущественно сероцветной оттенкой, формирование которых происходит при усилении химического выветривания [Мовшович, 1977]. На относительно влажный климат указывает также развитие приморского растительного покрова [Соколова, 1958]. По немногочисленным данным анализа проб на содержание Сорг его содержание увеличивается вверх по разрезу до 0,4% [Мовшович, 1977]. Накопление органического материала могло происходить как за счет привнесения биомассы водорослей, так и наземной растительности [Прошляков, 1962].

Обнаруженные в карбонатах и терригенных породах разреза горы Большое Богдо кристаллы анальцима изначально интерпретировали как результат усиления химического выветривания и вынос с континента гелей кремнезема и глинозема в условиях гумидизации климата [Мовшович, 1977]. Гели при взаимодействии с хлоридами лагунных вод на стадии позднего диагенеза приводили к образованию анальцима. Однако, если рассматривать генезис этого минерала как возможно пирокластический, климатический фактор минералообразования полностью отпадает с учетом не зависящих от характера водного стока условий поставки материала в лагуну и его дальнейшего преобразования в водной обстановке.

Конец перми для Южного Приуралья стал начальным этапом проявления вулканической активности, наиболее широко представленной в триасе [Соколова, Иванова, Егоров, 1961]. Для выпадения вулканических продуктов извержения в пределах богдинской лагуны необходимо было соблюдение нескольких условий: 1) источник пирокластики должен был находиться на удалении гораздо меньшем, чем наиболее активная в начале триаса Восточно-Сибирская часть обширной Сибирской трапповой провинции; 2) тип вулканизма должен был быть эксплозивным, с большим объемом выброса тефры и формированием высоких эруптивных колонн и облаков, подверженных в верхней части ветровому разнесу на большое расстояние; 3) объем выбрасываемого пеплового материала, с учетом длительности извержений, должен был быть большим.

Ближайший к Прикаспийской синеклизе источник высокой вулканической активности в начале триаса был расположен в пределах современной Челябинской области [Reichow et al.,

2009] (рис. 5-2). Северо-восточнее района Челябинска распространены вулканические толщи туринской серии (оленекский ярус нижнего триаса – средний триас) на площади 41 000 км², мощность которых составляет до 2 км в центральных частях грабенов юго-западного простирания [Тужикова, 1973; Иванов, 1974; Киричкова, 2011]. Отложения серии сложены магматическими, пирокластическими и терригенно-осадочными породами с преобладанием эффузивов (базальты и липариты), а также грубыми агломератами и тонкозернистыми туфами [Геология..., 1969]. Разведывательной скважиной № 7, пробуренной юго-восточнее Челябинска, в интервале глубины 254 – 696 м вскрыты базальтовые толщи, представленные туфами, лавовыми потоками и долеритами. Возраст вулканитов по биостратиграфическим данным соответствует раннему триасу [Тужикова, 1973]. Таким образом, имеющий место в начале триаса эксплозивные извержения в регионе способствовали вулканическим излияниям с выбросом большого количества пеплового материала. Проявление вулканической активности происходило на расстоянии не менее 1000 км от «богдинской» лагуны. Однако это не исключает возможности выпадения пирокластических продуктов за пределами юго-западной границы Сибирской трапповой провинции с учетом возможности разноса тефры от эпицентра выброса на очень большое расстояние. В качестве примера можно привести исландский вулкан Эйяфьятлайокудль, эксплозия которого в 2010 году привела к широкому рассредоточению пеплового материала общим небольшим объемом 0,27 км³ в атмосфере [Gudmundsson et al., 2012], следы которого обнаруживались в центральных регионах России на расстоянии более 3000 км от эпицентра выброса [Skorokhod et al., 2016].

Также нельзя исключать, что источником пирокластического материала могла быть вулканическая активность в пределах Скифской плиты Предкавказья, в основании платформенного чехла которой залегает верхнепермско-нижнетриасовая осадочно-вулканогенная толща [Молодые..., 1975]. Так, вулканогенно-карбонатный комплекс куманской свиты характерен для Пашолкинской-Алексеевской зоны. Кроме того, в пределах Ачикулакско-Каясулинской зоны выделена доломитово-известняковая толща нефтекумской свиты с частыми прослоями кислых туфов, сформированная при пульсационном вулканизме [Назаревич, Назаревич, Швыдко, 1983]. Обе свиты в неполном объеме по стратиграфическим данным соответствуют нерасчлененным образованиям верхней перми-нижнего триаса (?). При этом проявления вулканизма находились на удалении около 450 км от места предполагаемого выпадения тефры в районе богдинской лагуны.

Таким образом, с учетом литолого-фациальных и палеонтологических данных, формирование отложений карбонатной пачки богдинской свиты происходило в обстановке заливно-лагунного побережья (рис. 5-3) на участках с умеренной гидродинамикой в условиях полуизолированного мелководья (лагуна) с переменной соленостью: от солоноватоводной до

солонowodной. Лагуна была сезонно связана с континентальными водами, что приводило к частому колебанию уровня солености от очень высокой с выпадением эвапоритов, до нормальной (солонowodная лагуна) с садкой известковых илов и заметного опреснения (солоноватоводная лагуна) с садкой глинисто-алевритисто-карбонатного материала. На некоторых этапах лагуна переходила на аноксидный придонный режим с выпадением пирита. Накопление всех типов отложений происходило при достаточно гумидном климате в преимущественно окислительной и реже восстановительной обстановке. При этом начальные этапы развития лагуны характеризовались неустойчивым трансгрессивно-регрессивным режимом, за которым последовала относительная стабилизация трансгрессивного режима.

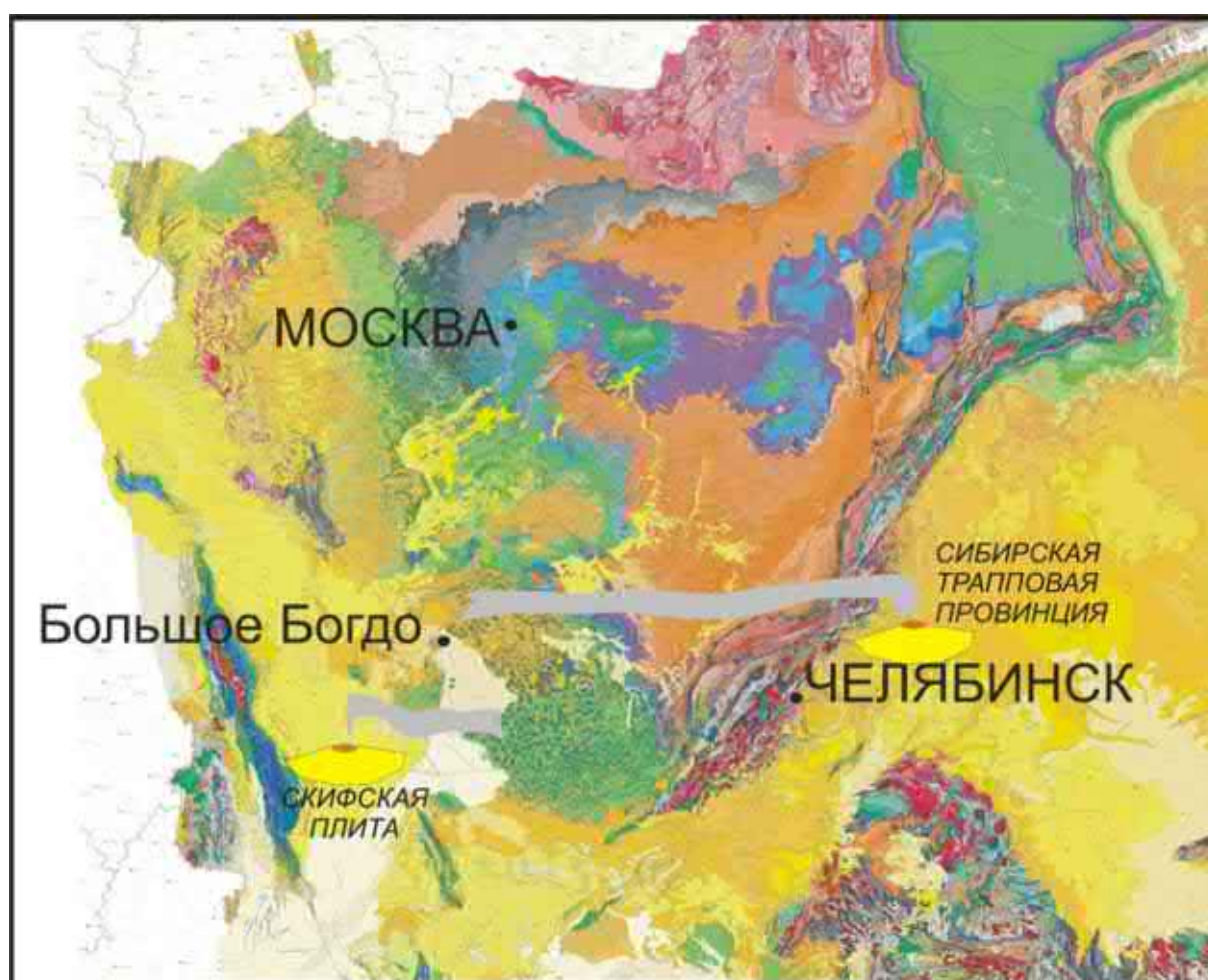


Рис. 5-2. Область распространения (отмечено вулканами) ближайших проявлений раннетриасового вулканизма в пределах Сибирской трапповой провинции на территории Челябинской, Курганской, Свердловской и Тюменской обл. [Saunders, Reichow, 2009] и Скифской плиты относительно местонахождения разреза Большое Богдо II на геологической карте России, увязанной с материалами по странам СНГ (2008). Рисунок из статьи ([Ульяхин и др., 2022], рис. 5). Рисунок Габдуллина Р.Р.

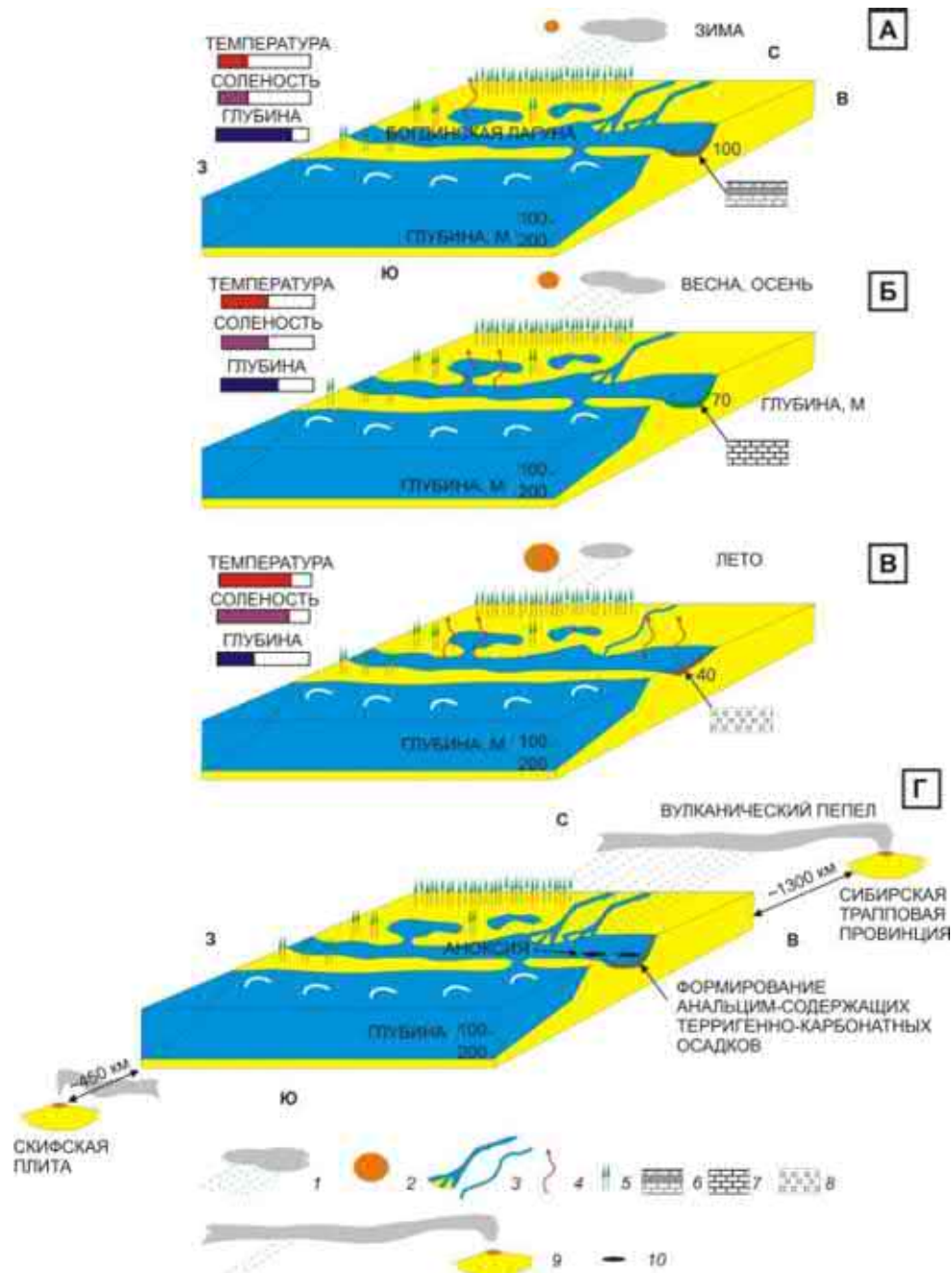


Рис. 5-3. Модель палеогеографических условий формирования богдинской свиты. А – фаза накопления глинисто-алевритисто-карбонатных осадков в зимнее время в условиях заметного опреснения (солонатоводная лагуна); Б – фаза накопления карбонатных илов в весеннее и осеннее в условиях нормальной солености (солонатоводная лагуна) с садкой известковых илов; В – фаза накопления эвапоритовых осадков в летнее время в условиях повышенной солености; Г – фаза аккумуляции анальцимсодержащих осадков в аноксидных условиях путем привноса вулканического пепла из Сибирской трапповой провинции. Условные обозначения: 1 – атмосферные осадки; 2 – солнечная инсоляция; 3 – речной сток; 4 – испарение; 5 – наземная растительность; 6 – терригенно-карбонатные осадки; 7 – карбонатные илы; 8 – эвапоритовые осадки; 9 – вулканическая активность и пеплопады; 10 – аноксия. Рисунок из статьи ([Ульяхин и др., 2022], рис. 5). Рисунок Габдуллина Р.Р.

5.2. Региональные палеогеографические реконструкции для седиментационных систем юрского периода⁹

На Кавказе (рис. 5-4) были проведены исследования в районе Краснополянской зоны в долине р. Мзымта около железнодорожных станций «Эсто-Садок» и «Красная Поляна». Точка 458 расположена восточнее станции–хаба «Эсто-Садок», у северного портала 4-го туннеля. В районе подъемника нижней базы «Роза Хутор» исследованы разрезы на левом (точка 460) и правом (точка 461) берегах р. Мзымта. На автомобильной дороге, ведущей к сноуборд-парку, находятся точки 462–464. Точка 465 расположена в подрезке дороги над 6-м туннелем у ручья. В Крыму (рис. 5-4) изучали разрезы в ближайших окрестностях базы МГУ имени М.В. Ломоносова в с. Прохладное (Бахчисарайский район), локализованные в пределах Качинского поднятия. Точки 1 и 2 расположены в Мангушском овраге, в районе его слияния с оврагом Яман, а точка 3 – на водоразделе между горами Шелудивая и Длинная (Габдуллин и др., 2014а).

Выполнен полный геохимический анализ элементов для 30 образцов обломочных терригенных горных пород на рентгено-флюоресцентном спектроскане MARC.GV (НПО «Спектрон», Санкт-Петербург) на кафедре инженерной геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитик Е.Н. Самарин). Проанализировано 14 образцов, собранных из 7 разрезов нижне- и среднеюрских отложений Краснополянской зоны Большого Кавказа, 16 образцов, отобранных из 3 разрезов верхнетаврической серии Качинского поднятия (Горный Крым).

⁹ При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Бадулина Н.В., Афонин М.А.** Литолого-геохимическая характеристика условий осадконакопления в Крымско-Кавказском тропе в раннеюрско-ааленское время (на примере Качинского поднятия и Краснополянской зоны // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2014. № 6, с. 34-50 RSCI (0,61 авторских листа, 0,85 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)
2. **Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Фрейман С.И., Яковичина Е.В.** Характеристика и условия формирования келловейско-верхнеюрских отложений зоны Ахцу (Краснодарский край) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2014. №4, с. 15–26 RSCI (0,53 авторских листа, 0,6 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)
3. **Никишин А.М., Махатадзе Г.В., Габдуллин Р.Р., Худoley А.К., Рубцова Е.В.** Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2016. №6, с. 20–27 RSCI (0,53 авторского листа, 0,4 п.л., вклад автора – 15%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)
4. **Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Бакай Е.А., Щербинина Е.А., Карпова Е.В., Сергиенко А.В., Коновалова Т.А.** Строение и условия формирования отложений беденекирской свиты (титонский ярус) Горного Крыма // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2017. №6, с. 46–54 (0,3 авторских листа, 0,55 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)

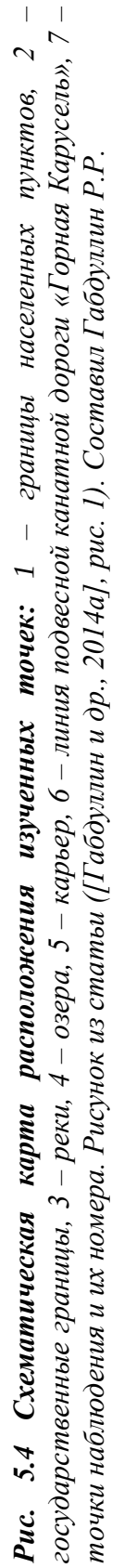


Рис. 5.4 Схематическая карта расположения изученных точек: 1 – границы населенных пунктов, 2 – государственные границы, 3 – реки, 4 – озера, 5 – карьер, 6 – линия подвесной канатной дороги «Горная Карусель», 7 – точки наблюдения и их номера. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2014а], рис. 1). Составил Габдуллин Р.Р.

которые указывают на изменение условий осадконакопления (глубины бассейна, гидродинамики, климата и др.), что позволило уточнить сформулированные ранее представления о режиме седиментации.

Характеристика нижнеюрско-ааленских отложений Крымско-Кавказского трога. Отложения представлены терригенными, преимущественно песчано-глинистыми флишевыми толщами циклического строения. Их литолого-палеонтологическая характеристика, стратиграфическое и тектоническое положение, история их изучения изложены в ряде работ [Афанасенков и др., 2007; Барабошкин, Дегтярев, 1988; Геология СССР, 1968, 1969; Густомесов, 1967; Королев, 1983; Логвиненко и др., 1961; Милеев и др. 1989; Муратов, 1959; Никишин и др., 1997, 2006; Панов, 1997, 2006, 2009; Панов и др., 2001; Панов, Пруцкий, 1983; Славин, 1958; Цейслер и др., 1999]. Схема корреляции стратиграфических шкал Крыма и Большого Кавказа для указанного интервала и положение отобранных образцов из изученных разрезов приведены на рис. 5-5.

Характеристика нижнеюрско-ааленских отложений Краснополянской зоны Западного Кавказа. В этом стратиграфическом интервале разреза выделяются анчхойская, илларионовская, чвежипсинская и эстосадокская свиты краснополянской серии (рис. 5-5).

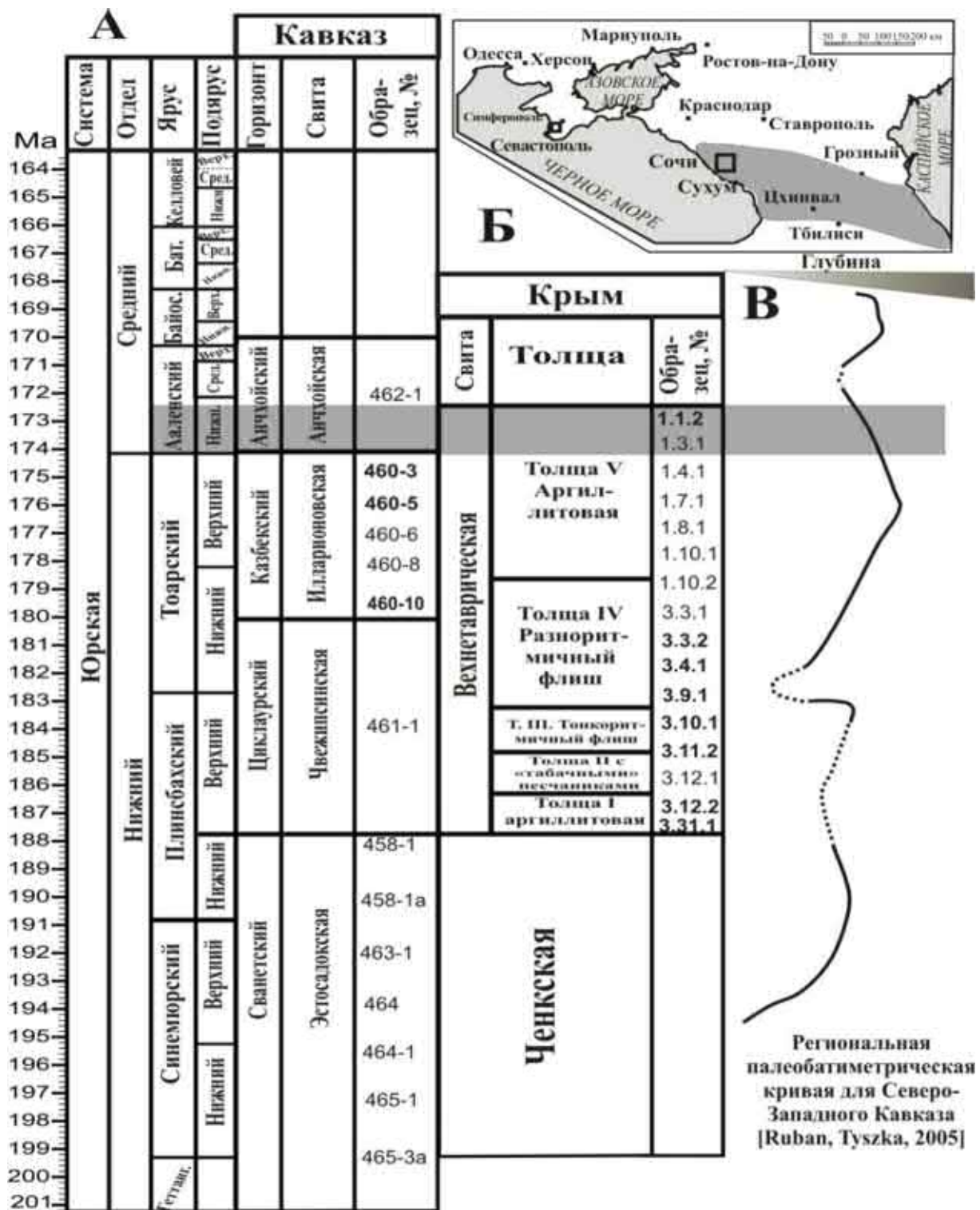
Эстосадокская свита (J_{1es} , J_{1s-p_1}) имеет сходный возраст со сванетским горизонтом Южного склона Большого Кавказа, она описана в долине р. Мзымта у с. Эсто-Садок и сложена полосчатыми аргиллитами с пластами песчаников, гравелитов и линзами известняков, с базальным конгломератом в основании. Возраст свиты – синемюрско–раннеплинсбахский, определяется ее стратиграфическим положением и находкой аммонита *Arietites* (*Coroniceras*) cf. *bucklandi* Sow. [Панов, Пруцкий, 1983]. Мощность свиты около 650 м.

Чвежипсинская свита ($J_{1čv}$, J_{1p_2} — J_{1t_1}) выделяется в циклаурском горизонте на Южном склоне Большого Кавказа, представлена нерассланцованными, скорлуповатыми аргиллитами, алевролитами слюдистыми, с линзами мергелей и известняков, с обилием обугленного растительного детрита.

Возраст свиты определяется ее стратиграфическим положением и находками аммонита *Amaltheus margaritatus* Montf. и белемнитов *Rhabdobelus exilis* Orb., *Coeloteuthis* sp. [Панов, Пруцкий, 1983]. Мощность свиты ~700 м.

Илларионовская свита (J_{1il} , J_{1t_2}) представляет собой толщу чередования пакетов песчано-глинистых и алевроглинистых пород. Возраст свиты определяется по стратиграфическому положению [Панов, Пруцкий, 1983]. Мощность около 1600 м.

Анчхойская свита (J_{2ap} , J_{2a}), сложенная рассланцованными аргиллитами с редкими и маломощными прослоями пирокластических пород, выделена в районе перевала Анчхо в Горной Абхазии и прослеживается до бассейна р. Сочи. Возраст свиты определен как ааленский



на основании находок *Leioceras bifidatum* Buckm. и *Ludwigia* sp. У перевала Анчо ее мощность составляет 500—700 м, а в бассейне р. Чвежипсе – 1000 м [Панов, Пруцкий, 1983].

Характеристика верхнеплинсбахско-ааленских отложений Качинского поднятия.

Понятие «таврическая серия» охватывает мощный комплекс терригенных флишевых и флишеоидных отложений поздне триасового и раннеюрского возраста, включающих локально развитые вулканогенные образования, горизонты известняковых глыб, пачки гравелитов и конгломератов.

Таврическая серия на территории Качинского поднятия объединяет следующие свиты (рис. 5-4, 5-5): нижнетаврическую (T_3tv_1, T_3k-n), ченкскую ($J_1\check{c}n, J_1s-p$) и верхнетаврическую ($J_{1-2}tv_2, J_{1p2}-J_{2a}$), разделяемую на пять толщ. Исследованы все 5 толщ верхнетаврической свиты, имеющих между собой согласные стратиграфические границы. Первые 3 толщи верхнеплинсбахского возраста, 4-я – верхнеплинсбахского-нижнетоарского, а 5-я – верхнетоарско-ааленского. Возраст нижних 3 толщ (I, II, III) верхнетаврической свиты определяется их стратиграфическим положением.

Толща I, аргиллитовая ($J_{1-2}tv_2^I$) сложена однообразными черными оскольчатыми аргиллитами с многочисленными крупными конкрециями сидерита. Толща согласно налегает на отложения ченкской свиты. Мощность толщи достигает 500 м.

Толща II, с "табачными" песчаниками ($J_{1-2}tv_2^{II}$) однообразна на всей территории исследований и представляет собой песчаный флиш. Часто встречаются мелкие обломки раковин неопределимых пелеципод и фрагменты скелетов криноидей. Мощность толщи II довольно постоянна и составляет 220—300 м.

Толща III, — тонкоритмичный флиш ($J_{1-2}tv_2^{III}$) — образована ритмами толщиной преимущественно 7—25 см, в которых первый элемент ритма обычно представлен только плотными тонкослоистыми алевролитами, а второй — аргиллитами, иногда с конкрециями сидерита, толщина ритмов 5—20 см. На нижней поверхности первого элемента ритма иногда отмечаются флишевые иероглифы, чаще всего мелкие биоглифы. Мощность толщи III оценивается не менее чем в 300 м.

Толща IV, — разноритмичный флиш ($J_{1-2}tv_2^{IV}$) — нормальный трехкомпонентный (песчаник—алевролит—аргиллит) флиш с изменчивой мощностью ритмов. В овраге Яман между горами Шелудивой и Длинной толща образована ритмами мощностью от 10—12 до 30—40 см с некоторым преобладанием последних.

Возраст толщи IV подтвержден находками моллюсков — плинсбахских аммонитов *Aegoceras* sp. и *Liparoceras* sp., плинсбахских белемнитов *Nannobelus pavloviensis* Men. et Erl. (возможно), раннетоарских аммонитов *Dactylioceras* sp. и белемнитов *Dactyloteuthis* cf.

attenuata Ernst, поэтому толща отнесена к верхам верхнего плинсбаха—нижнему тоару. Мощность толщи IV~750 м.

Толща V, — аргиллитовый субфлиш ($J_{1-2}tv_2^v$) — представлена чередованием пачек аргиллитов (4—10 м) и флишевых пачек (3,5—11,5 м). Пачки аргиллитов однородны и содержат только прослой конкреций сидерита (или единичные конкреции). Основную часть ритмов во флишевых пачках составляют аргиллиты, мощность которых может достигать 40—50 см.

К показателям изменения глубины бассейна относятся отношения Fe/Mn, TM, а также элементы Zn, Pb, Al, Mn, Cu, Sr, Ba, показывающие смещение фаций (рис. 5.6–5.8).

Начало тоара характеризуется уменьшением показателей Fe/Mn, Sr, Ba, Al, Mn, что указывает на снижение глубины трога. Однако в конце раннего тоара и начале позднего тоара происходило увеличение этих показателей, а следовательно, углубление бассейна.

Скорее всего, с ослаблением прогибания и уменьшением глубины бассейна происходило его расширение, с чем связано последовательное увеличение зрелости поступавшего в него обломочного материала, этим, в частности, объясняется цикличное строение верхнетааврической свиты [Панов, 1997]. В эвстатических вариациях в троге ведущую роль играл тектонический фактор.

В итоге на основе полученных данных построены палеобатиметрические кривые для Кавказа и Крыма, отражающие колебания уровня моря в раннеюрско-ааленское время в глубоководном троге (рис. 5-6–5-8). Глобальная эвстатическая кривая и кривая намагниченности взяты из данных программы «TimeScale Creator-2012».

Сравнивая полученные нами результаты с данными предшественников, отметим, что локальная палеобатиметрическая кривая, построенная для Краснополянской зоны, в целом не противоречит региональной палеобатиметрической кривой для Северо-Западного Кавказа [Ruban, Tyska, 2005]. Также наблюдается следующая закономерность: при обмелении трога увеличивается соленость его вод.

Для анализа изменения солености использованы значения отношений — Sr/Ba и Ca/Sr.

В итоге на основе полученных данных построены палеогалинометрические кривые для Кавказа, отражающие колебания солености морских вод в раннеюрско-ааленское время в глубоководном троге (рис. 5-9, 5-10). Изменение солености трога в тоарский век, вероятно, косвенно подтверждает вариации глубины бассейна. На кривой вариации солености видно, что в раннем тоаре происходило опреснение воды, что коррелирует с общим увеличением глубины бассейна, но в позднем тоаре соленость повышалась, а бассейн становился относительно мелководнее. Из-за недостаточности данных оценка вариаций солености в Крымской части трога не проведена.

На рис. 5-9, А видно, что к раннему аалену концентрация серы в разрезах Крыма и Кавказа увеличивалась, что, скорее всего, свидетельствует о более широком распространении областей с дефицитом растворенного в воде кислорода, поэтому предлагаем расширить границы этой области на северо-запад, в сторону Крыма (рис. 5-9, Б).

Для анализа **вариации значений палеотемпературы** использованы следующие значения концентрации элементов и их отношения: V, Ca/Sr, TM, Mn, Si/Al.

Палеотермометрические исследования авторы не проводили, поэтому значения температуры воды взяты из работы [Климат..., 2004]. Например, температура водных масс в палеобассейнах Крыма, Карпат, Кавказа и Памира составляла 20–22 °С – в раннем тоаре и 15–17 °С в позднем тоаре. Более высокие значения палеотемпературы известны для тоарский бассейнов в Европе – 27–28 °С. Общее повышение температуры в палеобассейнах Европы от плинсбаха к тоару завершилось тоарским климатическим оптимумом, когда среднегодовые значения температуры достигали 28,4–32,9 °С в Северной Европе.

Общее похолодание в Кавказском регионе произошло в раннем аалене (14–14,5 °С), чем объясняется отсутствие находок планктонных фораминифер в аалене, за исключением находки «*Protoglobigerinids*» из переходных слоев тоара и аалена в разрезах Турции [Климат..., 2004]. Отметим, что этот факт можно объяснить регрессией и распространением вод в раннем аалене с дефицитом растворенного кислорода. В позднем аалене температура воды трога приблизилась к таковой в палеобассейнах Западной Европы и достигла 20–22 °С [Климат..., 2004]. При сопоставлении литературных данных с вариациями значений температуры на построенных нами кривых колебания температуры в раннеюрское время (рис. 5.11–5.13 8–10) выяснилось, что предположительно средняя температура акватории трога в районе Большого Кавказа (рис. 5-12) колебалась в пределах 14–22 °С, а в Крымской части трога – от 14,0 до 21,5 °С (рис. 5-13). Форма кривых, построенных по нашим данным (показаны тонкой линией) в целом повторяет тенденции вариации температуры по литературным данным [Климат..., 2004], но с небольшим смещением во времени.

Для раннетоарского времени показатели V, Ca/Sr, TM, Mn, Si/Al увеличились, что отвечает общему повышению температуры. Для позднего тоара значения этих показателей снизились, что интерпретировано нами как общее понижение температуры (рис. 5-9–5-11). Аналогичный тренд для указанного периода виден на температурной кривой, приведенной в работе [Климат..., 2004]. Кроме того, рост температуры увеличивает степень химического выветривания, что косвенно может влиять на повышение скорости осадконакопления в троге. Изменения палеотемпературы косвенно связано с вариациями солёности палеобассейна, так как при относительном потеплении солёность растёт.

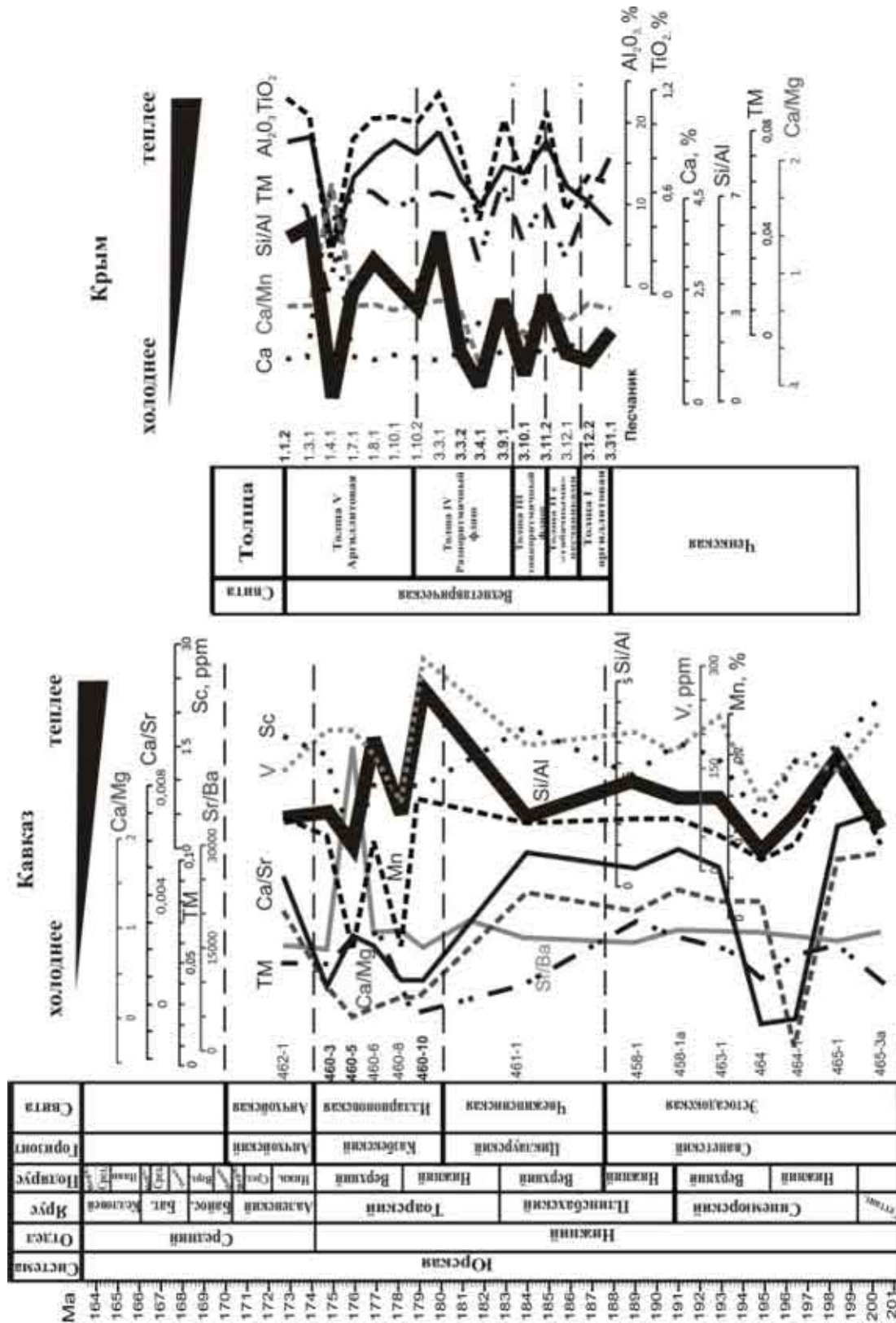


Рис. 5-9. Геохимическая характеристика вариаций солёности в Крымско-Кавказском тропе (А) и карта возможного распространения вод с дефицитом кислорода в раннем аалене (Б), по [Ruban, 2012] с дополнениями. Рисунок из статьи [Габдуллин и др., 2014а]), рис. 6. Составил Габдуллин Р.Р.

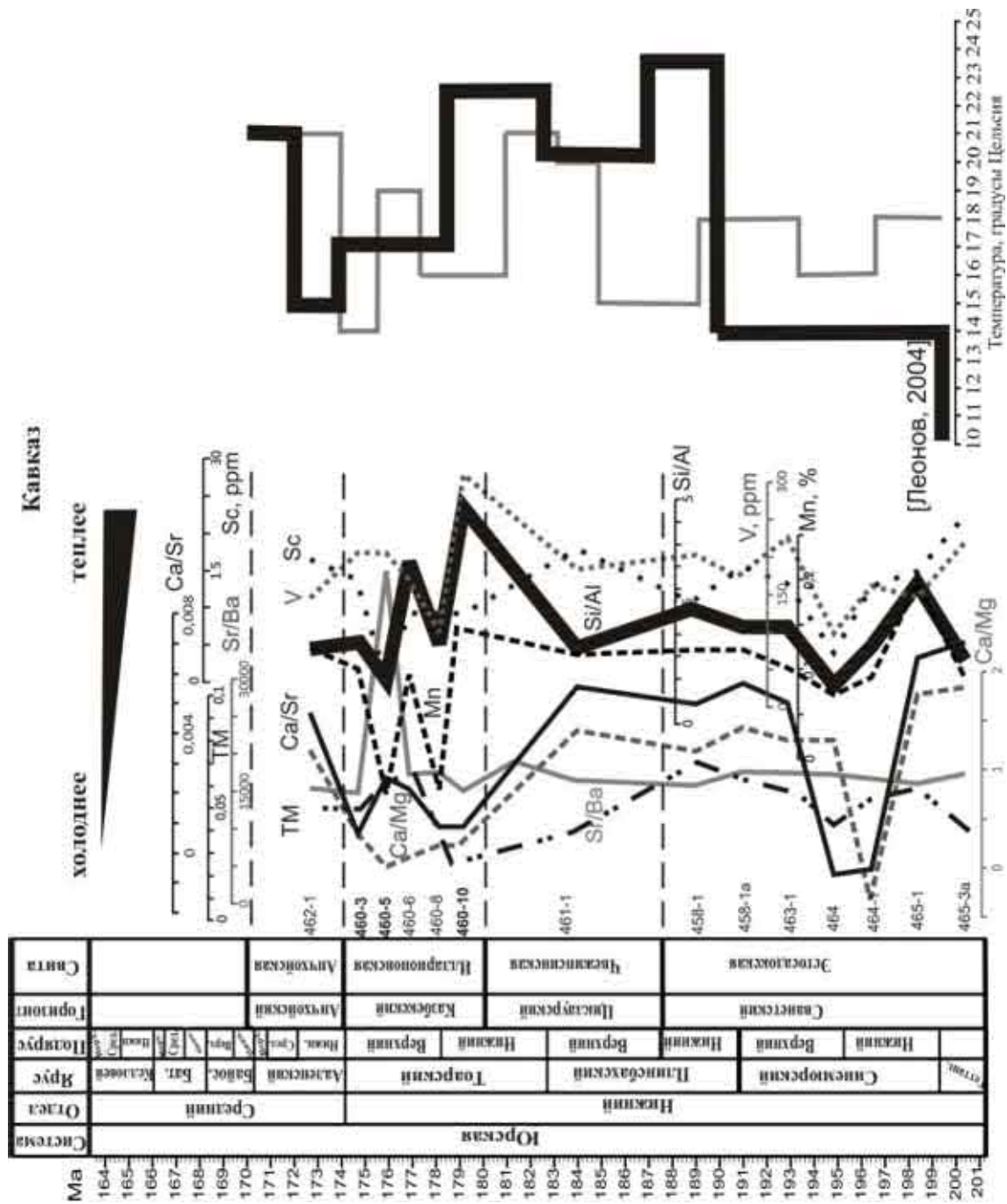


Рис. 5-10 Корреляция вариаций глубины и солёности кавказской части трога по геохимическим данным. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2014a], рис. 7). Составил Габдуллин Р.Р.

Рост концентрации Ca, Sr, Mg может указывать на аридный тип климата, а увеличение содержания Sc, Ni, Zn, Y, W, U, Cu, V и редкоземельных элементов (РЗЭ) – на гумидные условия седиментации.

Потепление климата [Климат..., 2004] и сокращение стока («аридизация») в раннем тоаре в Кавказской части трога хорошо видны на кривых распределения содержания Cu, Sc и V (рис. 5-6 и 5-11), которые демонстрируют увеличение концентрации для этого временного интервала. Уменьшение их концентраций в поздне-тоарское время на фоне похолодания можно объяснить как сокращением объема поступающего с суши материала (стока).

В результате проведенного исследования можно сделать следующие выводы.

1. Изменение климата напрямую связано с интенсивностью химического выветривания. Образование песчаников и глин тесно связано с климатом, но, к сожалению, образцы, взятые на Большом Кавказе, практически все глинистые (мало песчаных разностей), что не дает полной картины изменения климата. В области Горного Крыма нами отобраны песчаные и глинистые породы практически в равных отношениях. По форме палеотемпературной кривой видно (рис. 5-12 и 5-13), что уменьшение значений температуры в позднем тоаре – раннем аалене соответствует формированию аргиллито-алевролитовой формации. Это изменение может свидетельствовать о более влажном климате в этот период времени. В $J_{1p2} - J_{2t1}$ происходило увеличение значений температуры, а, следовательно, накапливалась песчаная формация (рис. 5-12, 5-13).

2. Соленость использована как дополнительный показатель условий осадконакопления. Изменение солености часто связано с опреснением воды, получаемой из выпадающих в водоем источников. В позднем тоаре имело место значительное опреснение, почти синхронное с уменьшением глубины трога и понижением температуры вод, что могло быть вызвано увеличением объема речного стока в условиях влажного климата и отвечает времени накопления преимущественно глинистой формации.

3. Можно выделить следующие этапы изменения глубины бассейна: в течение синемюра – постепенный рост глубины трога с максимумом на синемюрско-плинсбахской границе, регрессия в J_{1p1} и последующая трансгрессия в J_{1p2} . Резкое падение эвстатического уровня в начале тоара и общее прогибание коры и углубление трога до конца тоара, а затем с конца тоара по аален включительно – регрессия.

4. В позднем тоаре имело место значительное опреснение вод, почти синхронное с уменьшением глубины трога и понижением температуры. В раннем аалене на фоне региональной регрессии возникли благоприятные условия для нарушения гидроциркуляции и формирования водных масс с дефицитом растворенного в воде кислорода. Климатические вариации температуры вод в троге составляли около $5-7^{\circ}\text{C}$, причем в Крымской части воды были теплее.

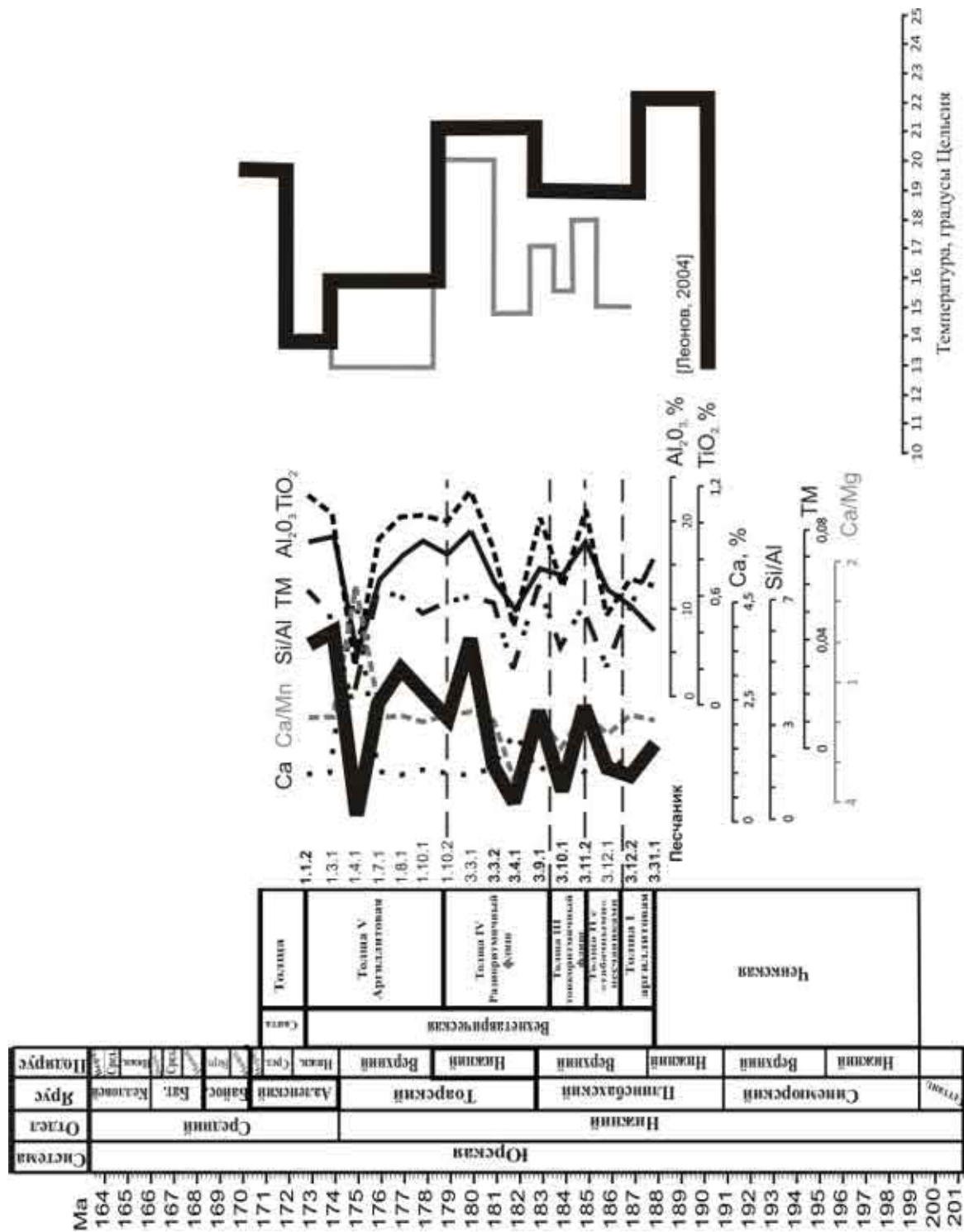


Рис. 5-11. Корреляция вариаций температуры в Кавказской и Крымской частях трого по геохимическим данным. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2014], рис. 8). Составил Габдуллин Р.Р.

5. Анализ ритмограмм и характера флишевых толщ показал, что в интервале J_{1s} – J_{2a} существовал глубоководный троговый бассейн с несколькими источниками сноса осадочного материала.

В ходе изучения отложений битакской свиты в Горном Крыму, представленной плохо сортированными конгломератами, были получены новые данные о возрасте стратона (по цирконам). Время аккумуляции битакской толщи находится в диапазоне между временем образования таврической серии и ее возрастных аналогов (поздний триас–нижняя юра) и позднебайосскими вулканитами, т.е. в интервале времени от позднего аалена и конца раннего байоса (точно не известно время завершения формирования таврической серии, палеонтологические данные не исключают завершение ее накопления в начале аалена [Панов, 2002]). Предложена новая модель (рис. 5-14) формирования этих отложений. Битакская свита формировалась в бассейне типа пулл-апарт. В Крыму намечено несколько таких бассейнов. Сделано предположение, что Битакский бассейн расположен в основании среднеюрского островодужного комплекса Крыма [Никишин и др., 2016].

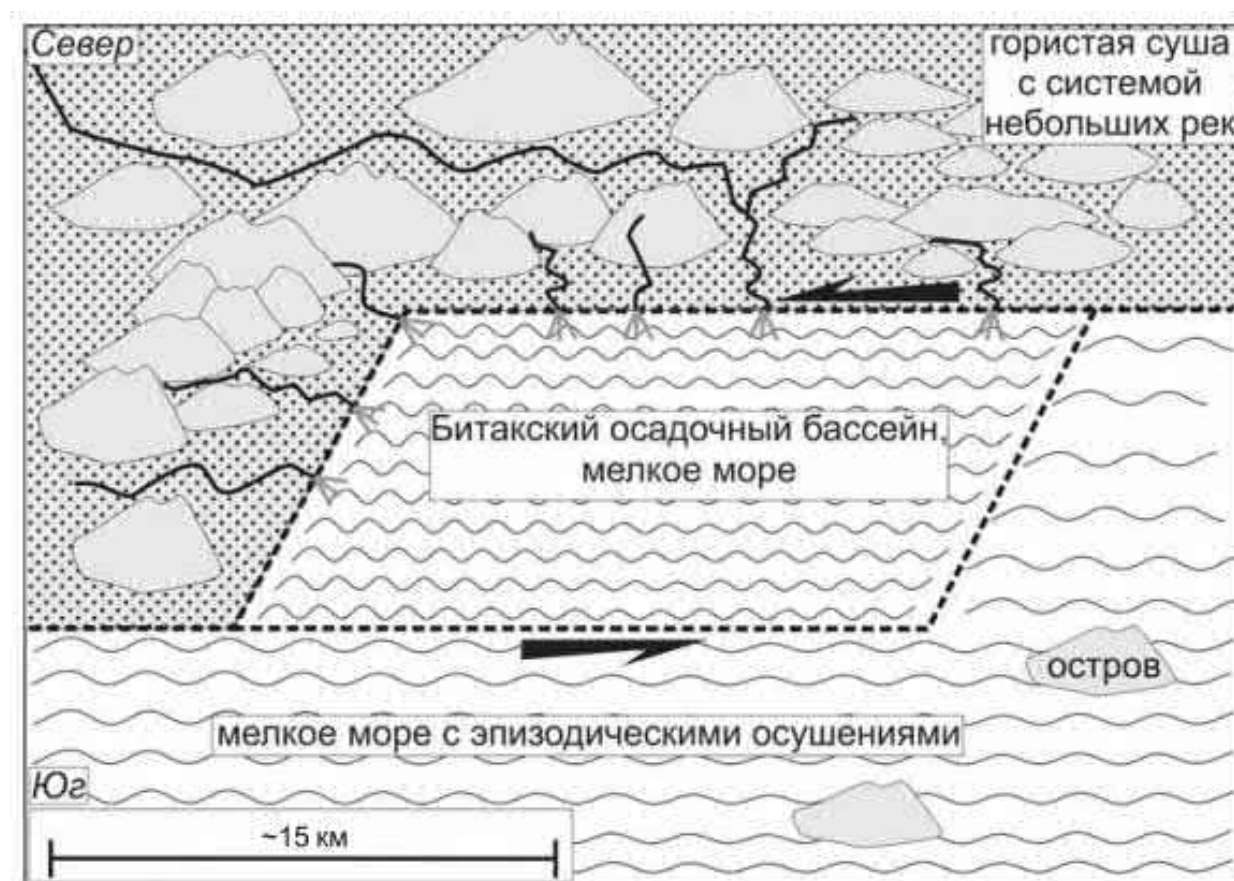


Рис. 5-14. Схематическая модель формирования Битакского бассейна. Рисунок из статьи ([Никишин и др., 2016], рис. 7).

Также в ходе диссертационного исследования были изучены келловейско-верхнеюрские отложения зоны Ахцу (Краснодарский край) с позиций их характеристики и условий формирования [Габдуллин и др., 2014б]. В них был исследован кораллово-мшанково-микробиальный риф, характеризующийся зонально расположенными цианобактериальными биндстоунами в основании и коралловыми постройками, расположенными сверху. Риф находился в мелководной внутришельфовой области с высокой степенью гидродинамической активности. Он ассоциирует с пляжевыми фациями обмеленной лагуны, отложения которой представлены гастроподовыми известняками с неринейми [Габдуллин и др., 2014б].

Другим, одновозрастным объектом исследований, но расположенном в Горном Крыму, стал массив карбонатных верхнеюрских отложений Северной Демерджи и Бабуган-Яйлы [Габдуллин и др., 2017]. В ходе полевых исследований были получены новые данные о строении беденикирской свиты – установлен новый литотип отложений стратона, представленный доломитом (ранее не отмечен в работах предшественников). Определена природа доломитизации — сингенетическая и катагенетическая. Высказано предположение о наличии не менее четырех тектонических дислокаций (типа послойных срывов, надвигов), благодаря которым происходит повторение одного и того же (или разных частей) разреза свиты не менее четырех раз, что также подтверждается результатами дешифрирования МАКС и циклостратиграфическим анализом. Скорее всего, описанный фрагмент разреза свиты (532 м) имел первоначальную мощность 130–150 м.

Из отложений свиты ранее были известны и найдены в ходе диссертационного исследования фораминиферы, кораллы, моллюски, брахиоподы и криноидеи. Дополнена палеонтологическая характеристика свиты цианобактериальными сообществами, остракодами и криноидеями, выделены обстановки с разной гидродинамической энергией (обстановка активной волновой энергии; карбонатная платформа в целом с невысоким гидродинамическим режимом, но с его периодическим усилением и перемывом осадков дна, а также карбонатная платформа и участки со слабым гидродинамическим режимом). В изученном разрезе установлены эвстатические вариации и выделены системные тракты. Эвстатические вариации во многом определялись тектоническим фактором. В начале беденекирского времени (ранний титон) существовала карбонатная платформа типа ступенчатого рампа, в позднем титоне конфигурация бассейна изменилась в пользу окаймленной платформы, а в самом конце беденекирского времени (конец титона) возникла дельта гильбертового типа. Палеогеографическая обстановка формирования осадков свиты характеризовалась в целом нормальной соленостью (иногда с вариациями в пользу увеличения солености морских вод), теплопроводностью (температура выше 20 °C) и в целом активными гидродинамическими условиями (иногда с их уменьшением). Методологически получена хорошая корреляция между

результатами, полученными с помощью газовольнометрического метода и метода нерастворимого остатка. Исследование пород в шлифах позволило дополнить и уточнить результаты, полученные другими методами.

5.3. Региональные палеогеографические реконструкции для седиментационных систем мелового периода

Объектами исследования стали верхнемеловые разрезы Воронежской антеклизы и Ульяновско-Саратовского прогиба Восточно-Европейской платформы и Горного Крыма, а также среднемеловые отложения Большого Кавказа.

5.3.1. Восточно-Европейская платформа¹⁰

Наиболее полные разрезы верхнего отдела меловой системы были изучены в ходе диссертационного исследования в *Ульяновско-Саратовском прогибе*. Одним из таких объектов стал разрез карьера цементного завода «Большевик» в г. Вольск Саратовской области, который содержит как циклические, так и визуально ациклические интервалы. В работах [Габдуллин, 2002; Габдуллин, Иванов, 2002; Габдуллин, Самарин, Иванов и др., 2014; Бадулина, Яковишина, Габдуллин и др., 2016; Сельцер, Иванов, Яшков, 2016] приведено подробное описание этого разреза и результаты его изучения комплексом методов.

¹⁰ При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Мигранов И.Р., Бадулина Н.В., Иванов А.В., Казуров М.Д.** Литолого-геохимическая характеристика и палеоклиматические условия формирования верхнемеловых отложений эпиконтинентального бассейна Русской плиты в районе Ульяновско-Саратовского прогиба // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2021. № 2, с. 20-33 RSCI (0,6 авторского листа, 0,6 п.л., 1,1 п.л., вклад автора 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596);
2. **Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Мигранов И.Р., Бадулина Н.В., Казуров М.Д.** Литолого-геохимическая характеристика и палеоклиматические условия формирования турон-сантонских отложений эпиконтинентального бассейна Русской плиты в районе Воронежской антеклизы // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2021. № 3, с. 26-34 RSCI (0,82 авторского листа, 1,1 п.л., вклад автора 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596);
3. **Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Иванов А.В., Лаврентьев Е.А.** Скорости осадконакопления в поздне меловом эпиконтинентальном бассейне Русской плиты // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2007. № 4, с. 36-41 RSCI (0,61 авторского листа, 0,85 п.л., вклад автора 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596);
4. **Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Иванов А.В.** Скорости осадконакопления в эпиконтинентальном бассейне Русской плиты в кампанском и маастрихтском веках // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2007. № 6, с. 35-38 RSCI (0,64 авторского листа, 0,6 п.л., вклад автора 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596);
5. **Габдуллин Р.Р., Иванов А.В., Шешнев А.С.** Микрорельеф дна - причина изменчивости мощности турон-коньякской карбонатной толщи на участке Меловое - Нижняя Банновка (Саратовская область) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2010. № 2, с. 20-27 RSCI (0,57 авторского листа, 0,4 п.л., вклад автора 30%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).

Вариации значений палеотемпературы установлены по величине титанового модуля, содержанию ванадия, меди, марганца, никеля, отношению Si/Al (рис. (рис. 5-14, 5-15). Высокая степень корреляции характерна для ванадия и меди и ТМ. Концентрация марганца и никеля, отношение Si/Al между собой демонстрируют среднюю корреляцию. По ним можно выделить фазы потепления и похолодания климата. Установленные фазы относительного потепления климата отвечают повышению концентрации органического углерода ($C_{орг.}$) и карбоната кальция ($CaCO_3$) в турон-кампанском интервале рассматриваемого разреза, определенных ранее [Габдуллин и др., 2014]. Вместе с тем в кампан-маастрихтском интервале разреза связь между повышением палеотемпературы и ростом содержания карбоната кальция не выявлена. Связь вариаций площади (объема) биотурбированных пород, числа ихнотаксонов и диаметра их нор с изменениями температуры не установлена. За кривую вариации температур была взята кривая изменения содержания V.

Перейти от «качественного» графика к количественным значениям стало возможным по результатам определения значений палеотемпературы по индексу выветривания (таблица). Полученный диапазон палеотемпературы земной поверхности на

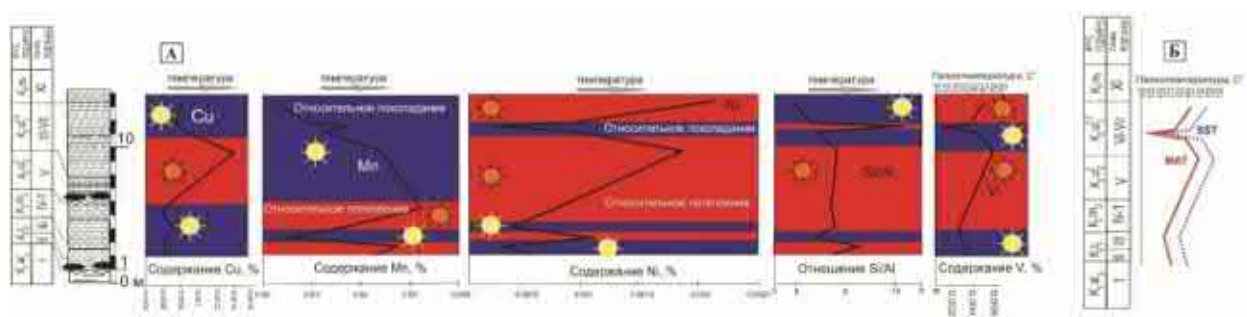


Рис. 5-14. Кривые изменения палеотемператур в отложениях турона-кампана Ульяновско-Саратовского прогиба, построенные по геохимическим данным. Рисунок из статьи [Габдуллин и др., 2021а], рис. 2). Составил Габдуллин Р.Р.

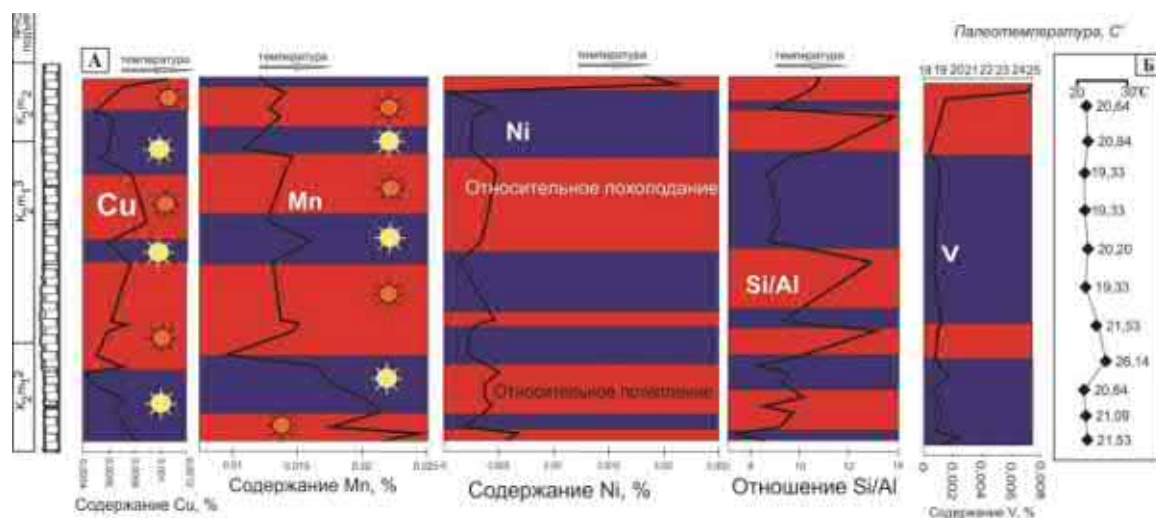


Рис. 5-15. Кривые изменения палеотемператур в отложениях маастрихта

Ульяновско-Саратовского прогиба, построенные по геохимическим данным. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2021a], рис. 6). Составил Габдуллин Р.Р.

палеоподнятиях (в областях денудации) – 19–25°C – близок к диапазону значений, ранее полученных методами изотопной палеотермометрии [Тейс, Найдин, 1973] (рис. 5-14Б, 5-15Б, 5-16), для сравнительно глубоководных эпиконтинентальных бассейнов Русской плиты во второй половине турона (14–15°C), второй половине коньяка (13–15°C), второй половины кампана (13–14°C).

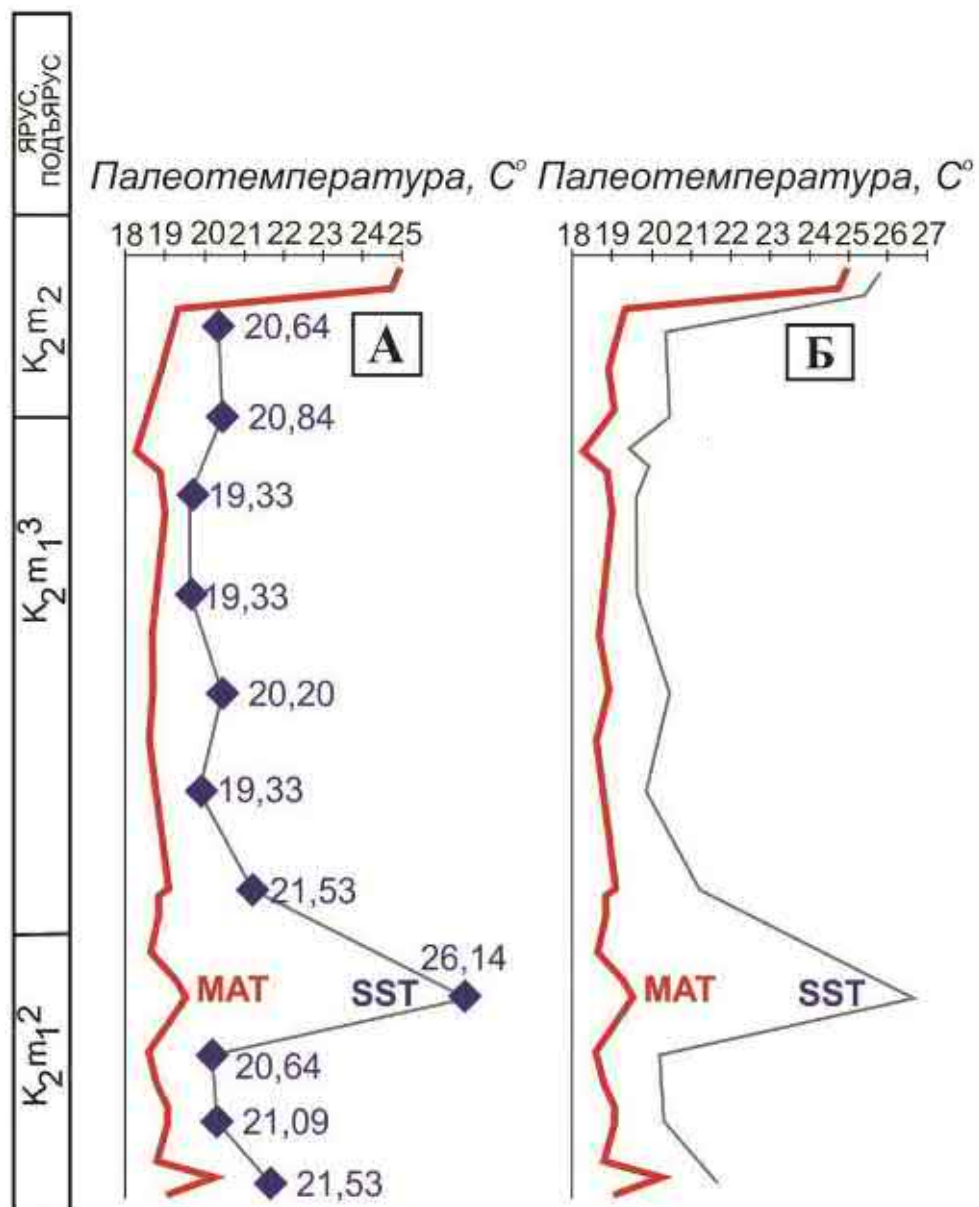


Рис. 5-16. Кривые изменения палеотемператур в отложениях маастрихта Ульяновско-Саратовского прогиба, построенные по геохимическим данным. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2021a], рис.7). Составил Габдуллин Р.Р.

Установленный диапазон значений палеотемпературы по индексу выветривания (19–25 °С) хорошо соотносится с значениями (19–26 °С), полученными ранее методом изотопного анализа состава стабильных изотопов кислорода на приборе «Delta V Advantage» для маастрихтского интервала разреза [Бадулина и др., 2016], а также организмами–индикаторами палеотемпературы. В частности, для маастрихтского интервала разреза характерны кораллы (*Cylicosmia* sp.), обитающие в воде с температурой выше 20 °С и двустворчатые моллюски – пектениды (*Janira* sp.), живущие в водах с температурой не менее 23,5 °С [Габдуллин, Иванов, 2002]. Относительно прохладные воды туронского времени постепенно нагревались к коньякскому (на это указывают содержание и отношение Са и Mg) [Габдуллин и др., 2014].

В турон-кампанском интервале можно выделить климатическую цикличность, включающую в себя эпохи относительного похолодания (турон–коньяк) с палеотемпературой около 20 °С, эпоху относительного потепления в середине позднего кампана (20–24 °С), эпоху похолодания в конце позднего кампана (19–21 °С) и эпоху потепления на рубеже кампана и маастрихта и в раннем маастрихте. В маастрихте выделено два климатических цикла, начинающихся со времени относительного похолодания (около 19 °С) и заканчивающихся временем относительного потепления (около 20 °С, в конце маастрихта до 25 °С). Рассчитанные значения палеотемпературы по индексу выветривания можно отождествить со средней годовой температурой (MAT), а температуру поверхностных вод (SST), возможно предположительно оценить как имеющую значения на 1–2 °С выше, чем MAT.

Вариации влажности климата прослеживаются на кривых ТМ, КМ, содержания ванадия, стронция и магния (рис. 5-17, 5-18). Эти графики слабо соотносятся между собой (только в отдельных интервалах). В качестве параметра для оценки влажности климата был выбран ТМ, который имеет высокую степень корреляции с содержанием $C_{орг.}$ и $CaCO_3$, определенных ранее в [Габдуллин и др., 2014]. В эпохи гумидизации климата в кампанское время увеличивается содержание $C_{орг.}$ и $CaCO_3$, а в эпохи аридизации эти показатели уменьшается. В турон-коньякское время максимуму содержания $C_{орг.}$ отвечает минимум $CaCO_3$ в условиях аридизации климата. В маастрихтское время вариации содержания $C_{орг.}$ и $CaCO_3$ были минимальны. На смену влажному типу климата турона к коньяку постепенно устанавливались аридные условия (ТМ, АМ, ЩМ, содержание Mg) [Габдуллин и др., 2014]. По вариациям кривой ТМ выделено два цикла изменения влажности климата в кампанское время и три цикла – в раннем маастрихте, в позднем маастрихте – один цикл. Границе раннего и позднего маастрихта соответствует смена аридных условий на гумидные. По ТМ турон-коньякское время интерпретируется как аридное. По графикам других параметров можно выделить два цикла изменения влажности климата в турон-коньякском интервале (содержание магния) или один (концентрация стронция и ванадия).

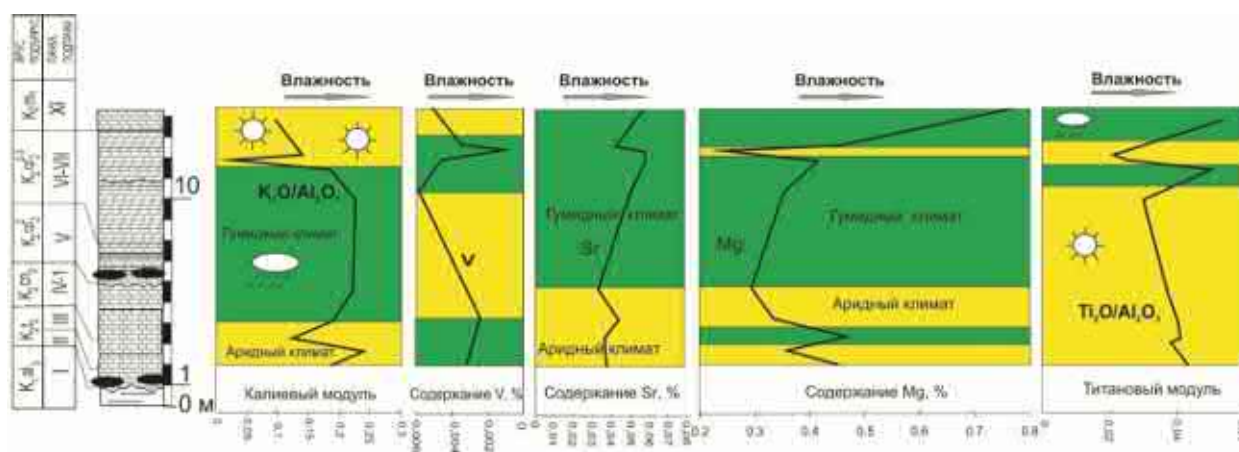


Рис. 5-17. Кривые изменения влажности в отложениях турона-кампана Ульяновско-Саратовского прогиба, построенные по геохимическим данным. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2021a], рис. 3). Составил Габдуллин Р.Р.

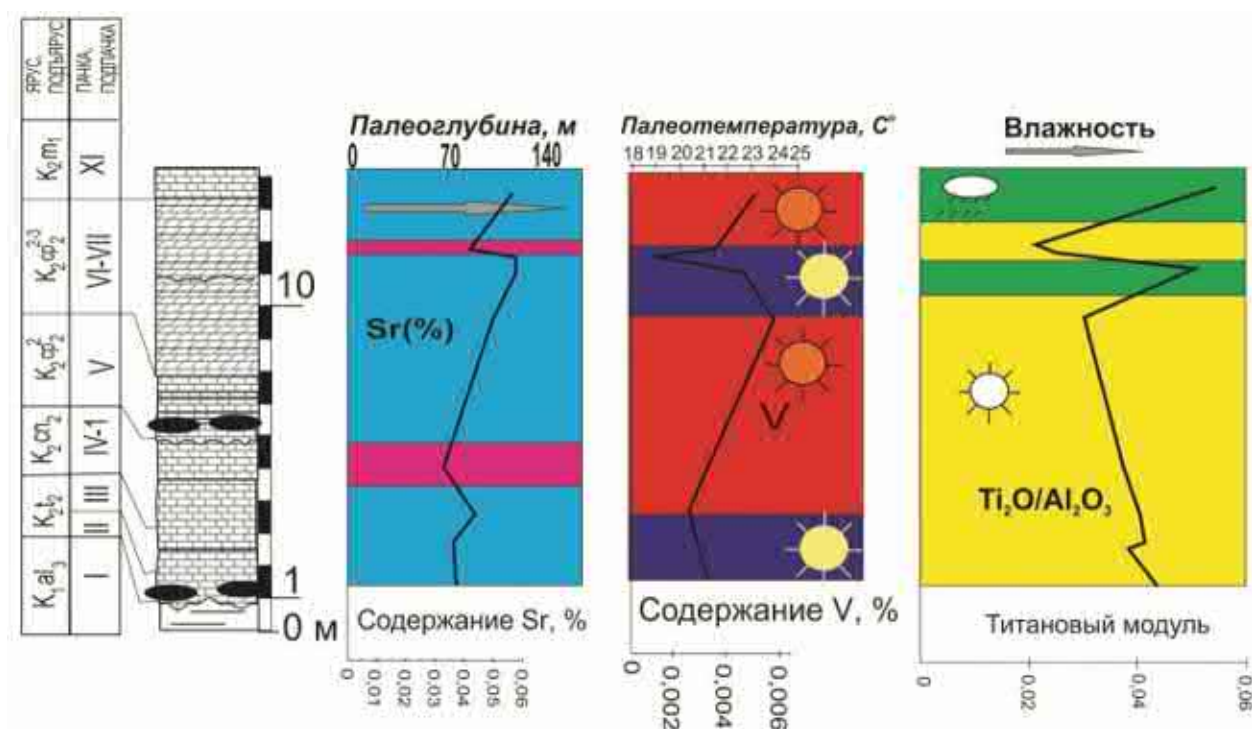


Рис. 5-18. Кривые изменения влажности в отложениях маастрихта Ульяновско-Саратовского прогиба, построенные по геохимическим данным. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2021a], рис.8). Составил Габдуллин Р.Р.

Вариации значений палеосолености прослеживаются на кривых отношения Sr/Ba (из-за литологической специфики отложений и связанного с этим низкого содержания терригенной примеси, с которой и связан Ba, кривые можно построить только для фрагментов разреза). Присутствие иглокожих и брахиопод в туроне, ракообразных (следы *Thalassinoides*) и редких пелеципод – в коньяке, а также отношение Ti/Mn для турон-коньякского интервала подтверждает нормальную солёность бассейна в указанный диапазон времени (рис. 5-19, 5-20).

В конце турона отмечается понижение солености (отношение Sr/Ba), связанное с уменьшением глубины палеобассейна в сочетании с возможным увеличением речного стока, вызвавшим опреснение. О нормальной палеосолености в кампане свидетельствуют находки стеногалинных кораллов, иглокожих и ракообразных (следы *Thalassinoides*). Для маастрихтской части важными индикаторами условий нормальной солёности служат стеногалинные плевротомарии, кораллы и устрицы рода *Ostrea* (12–30‰). В конце маастрихта на кривых элементов-индикаторов (Sr , Zn) фиксируется повышение солености.

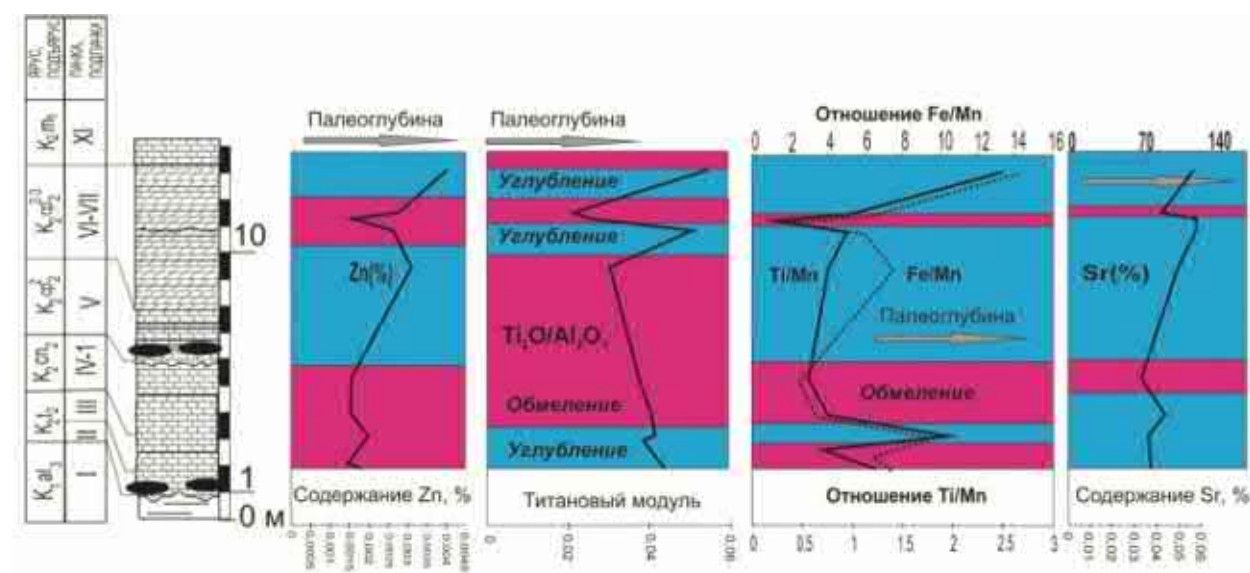


Рис. 5-19. Кривые изменения палеобатиметрии в отложениях турона-кампана Ульяновско-Саратовского прогиба, построенные по геохимическим данным. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2021a], рис. 4). Составил Габдуллин Р.Р.

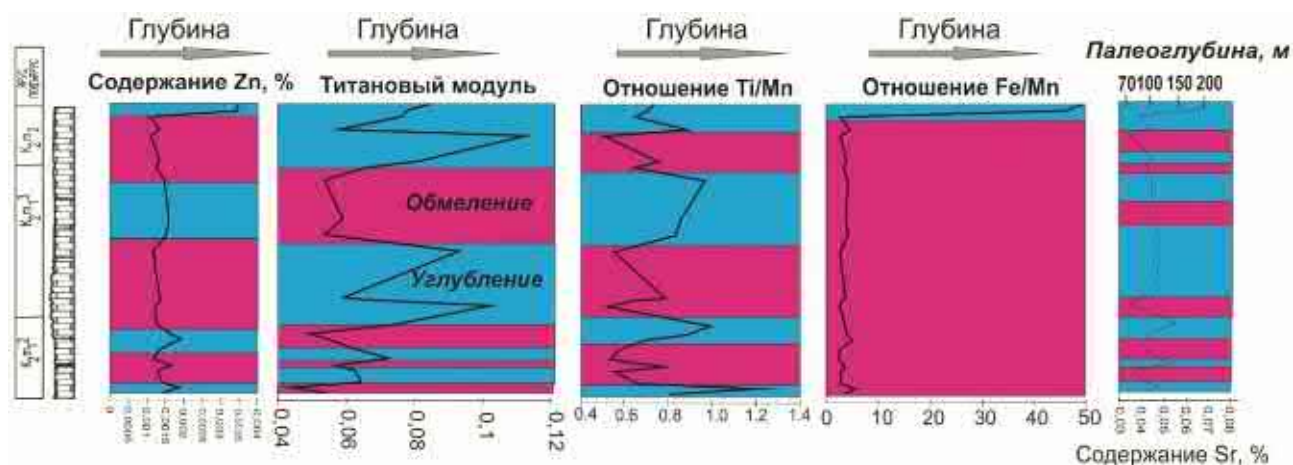


Рис. 5-20. Кривые изменения палеоглубин в отложениях маастрихта Ульяновско-Саратовского прогиба, построенные по геохимическим данным. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2021a], рис. 9). Составил Габдуллин Р.Р.

Вариации значений палеоглубины видны на кривых изменения содержания Zn , Sr и титанового модуля (ТМ), а также на кривых отношений Ti/Mn и Fe/Mn (рис. 5-19, 5-20).

Значения отношений Ti/Mn и Fe/Mn демонстрируют в целом хорошую сходимость и позволяют выделить общие тренды. Выделены интервалы относительного углубления и обмеления эпиконтинентального бассейна. Установлена корреляция увеличения палеоглубины (в условиях трансгрессии) по ряду параметров, определенных ранее [Габдуллин и др., 2014]: по концентрации $C_{орг.}$ и $CaCO_3$. Также с углублением бассейна отмечен рост площади (объема) биотурбированных пород, числа их нотаксонов и диаметра их нор. В целом условия во второй половине турона были относительно мелководные (менее 100 м), а в коньяке, кампане и маастрихте – относительно глубоководные, отвечающие пелагиали с глубиной более 100 м [Габдуллин, 2002] или 130–200 м [Бондаренко, 1990]. По графикам отношений Ti/Mn и Fe/Mn фиксируется уменьшение глубины бассейна в коньякское время и не менее трех эвстатических циклов в маастрихтское время.

Эпохи обмеления и углубления бассейна отчетливо выделяются на графиках содержания Zn , Sr и изменения TM . В частности, на всех трех графиках выделяются регрессивные эпохи в конце коньяка, в конце кампана, в конце раннего и в конце позднего маастрихта.

Для оценки изменения палеобатиметрии было выбрано изменение концентрации Sr . На соответствующей кривой выделяются трансгрессивно-регрессивные циклы. В позднетурон-коньякское время – один, в позднекампанское время – два, в раннемаастрихтское время – 5, в позднемаастрихтское время – 1. Вариации глубины в изученном разрезе нами оценены в диапазоне 75–200 м. В турон-коньякское время палеоглубина бассейна оценивается в диапазоне 70–80 м.

В туронский век здесь в сравнительно мелководно-морских условиях происходило накопление преимущественно карбонатных илов и терригенных фосфоритоносных осадков [Герасимов и др., 1962]. Бассейн был относительно мелководным, что подтверждается отношением Ti/Mn и TM . В коньякское время глубина бассейна немного увеличилась (подтверждено отношением Ti/Mn и TM), при этом в туроне и в коньяке происходили эвстатические колебания (НМ, ЦМ, ТМ, КМ, концентрация S ; Габдуллин, Самарин, Иванов и др., 2014).

В кампан-маастрихтское время палеоглубина последовательно увеличивалась и изменялась от 100 до 200 м (в среднем около 150 м). На это указывает низкое биоразнообразие палеоценоза, представленного двумя видами иноцерармов в кампанское время. Комплекс фауны представлен устрицами и иглокожими, питавшимися губками (что указывает на возможность существования губок в этой части палеобассейна, несмотря на отсутствие их остатков). Все эти формы обитали на палеоглубине не менее 100 м (нижняя сублитораль–батияль), а сравнительно мелководные формы – двустворки-пектениды, скорее всего, аллохтонные.

В результате интерпретации геохимических данных получены качественные и количественные характеристики изменения основных палеогеографических параметров палеобассейна в районе Ульяновско-Саратовского прогиба и прилегающих к нему областей денудации (рис. 5-21, 5-22). Рассчитаны значения палеотемпературы земной поверхности в областях денудации и выделены соответствующие циклы. Так, в турон-кампанском интервале выделена климатическая цикличность, включающая эпохи относительного похолодания (турон–коньяк) с палеотемпературой около 20°C, эпоху относительного потепления в середине позднего кампана (20–24°C), эпоху похолодания в конце позднего кампана (19–21°C) и эпоху потепления на рубеже кампана и маастрихта и в начале маастрихте.

В маастрихте выделено два климатических цикла, начинающихся со времени относительного похолодания (около 19°C) и заканчивающихся временем относительного потепления (около 20°C, в конце маастрихта до 25°C). Также получены циклы изменения влажности климата: два цикла в кампанское время, три цикла – в раннем маастрихте, в позднем маастрихте – один цикл. Границе раннего и позднего маастрихта соответствует смена аридных условий на гумидные. На кривых палеобатиметрии выделены трансгрессивно-регрессивные циклы: один в позднетурон-коньякское время, два в позднекампанское время, пять в раннемаастрихтское время, один в позднемаастрихтское время. Оценены вариации глубин: в турон-коньякское время в диапазоне 70–80 метров, в кампан-маастрихтское время палеоглубина изменялась в диапазоне 100–200 м и в среднем около 150 м.

Сокращенный разрез верхнемеловых отложений был изучен на *Воронежской антеклизе*. Одним из объектов стал разрез карьера Стойленского ГОКа в городе Старый Оскол [Габдуллин и др., 2021б].

В разрезе карьера Стойленского горно-обогатительного комбината Курской магнитной аномалии в г. Старый Оскол (Белгородская область) вскрыты фанерозойские отложения чехла Восточно-Европейской платформы. Верхнемеловая часть разреза включает терригенные образования сеномана и карбонатные образования турона–нижнего сантона.

Подробное описание разреза верхнемеловых образований и результаты его комплексного исследования приведены в ряде работ [Габдуллин, 2002; Габдуллин, Иванов, 2002].

Акцент исследования был сделан на результатах геохимических исследований изучаемого разреза по 37 образцам горных пород, ранее отобраным Р.Р. Габдуллиным, и их палеогеографической и палеоклиматической интерпретации.

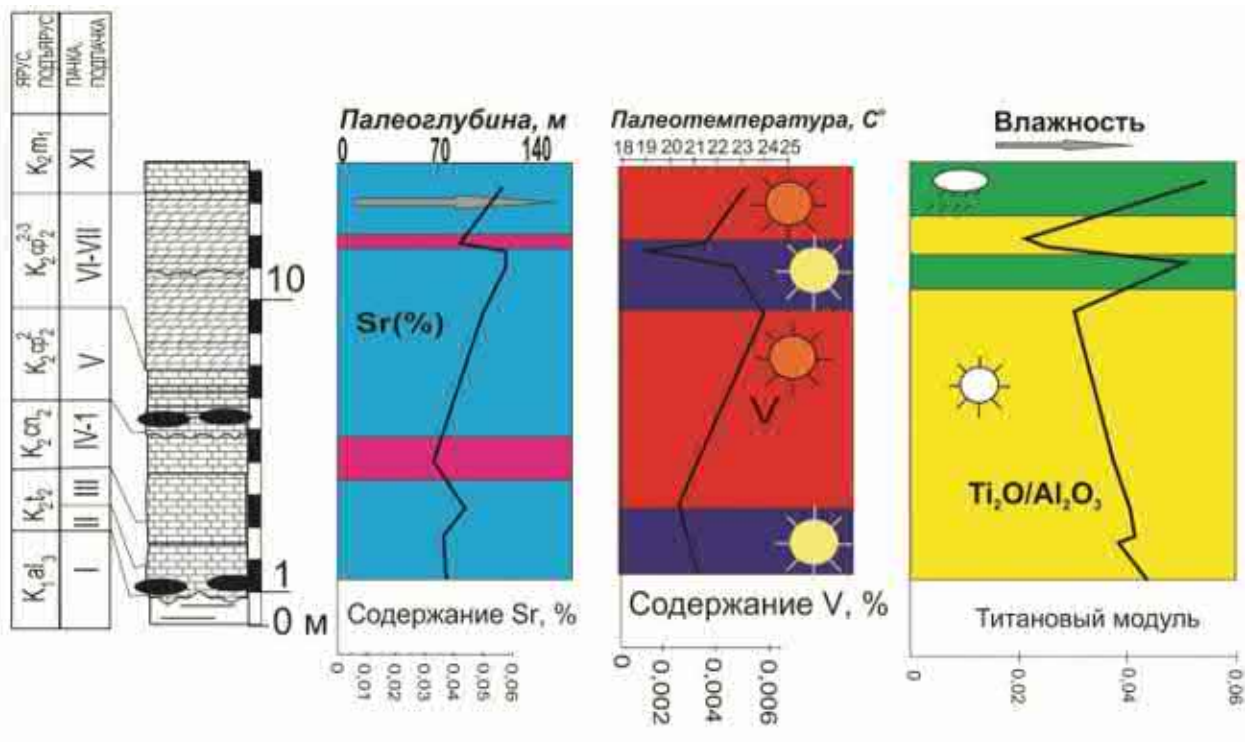


Рис. 5-21. Кривые изменения палеобатиметрии, палеотемператур и влажности в отложениях турона-кампана Ульяновско-Саратовского прогиба, построенные по геохимическим данным. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2021б], рис.5). Составил Габдуллин Р.Р.

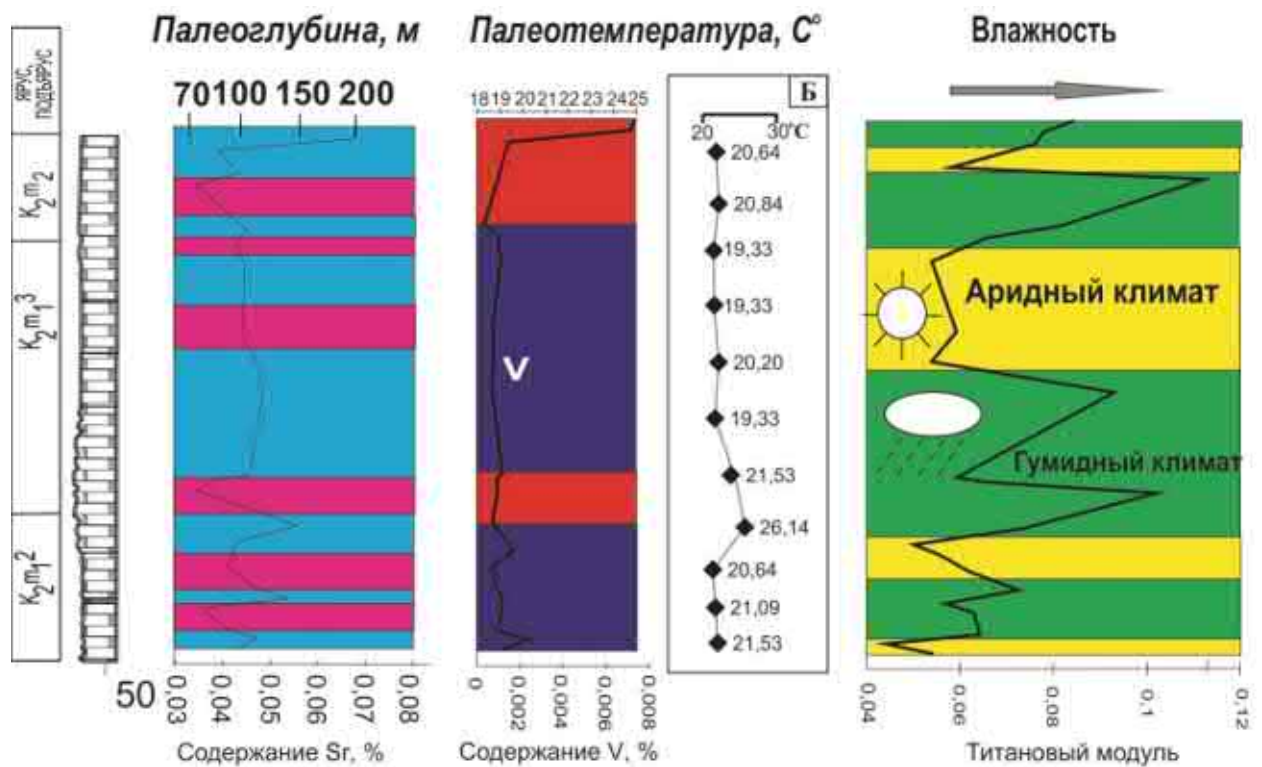


Рис. 5-22. Кривые изменения палеобатиметрии, палеотемператур и влажности в отложениях маастрихта Ульяновско-Саратовского прогиба, построенные по геохимическим данным. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2021а], рис. 10). Составил Габдуллин Р.Р.

Полный геохимический анализ элементов для этих 37 образцов, собранных из визуально нециклических туронских и коньякских, циклично построенных кампанских и маастрихтских отложений разреза проведен на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного типа действия S8 «Tiger» фирмы «BRUKER» (аналитик А.Ю. Пузиком).

По полученным результатам подсчитаны соотношения и значения некоторых химических элементов, указывающих на изменение условий осадконакопления (глубина бассейна, гидродинамика, климат и др.), что позволило уточнить сформулированные ранее представления о режиме седиментации.

Полный геохимический анализ элементов 47 образцов туронских, коньякских и сантонских отложений из циклически построенного разреза выполнен на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного типа действия S8 «Tiger» фирмы «BRUKER» аналитиком А.Ю. Пузиком.

По полученным результатам были подсчитаны соотношения и значения содержания некоторых химических элементов, указывающих на изменение условий осадконакопления (глубина бассейна, гидродинамика, климат и др.), что позволило уточнить сформулированные ранее представления о режиме седиментации. Кратко охарактеризуем эти параметры, ранее подробно описанным в ряде работ [Бадулина, Яковишина, Габдуллин, 2016; Меренкова, Серегина, Габдуллин и др., 2020; Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И. и др., 2021 и др.].

Для анализа **вариации значений палеотемпературы** использованы следующие значения концентрации элементов и их отношения: V, Ca, Ni, Ca/Sr, титановый модуль (ТМ), Mn, Si/Al, Ca/Mg, Sr/Ba, Zn/Nb, (Ce, Nd, La, Ba)/Yb (Y, Zr). Рост концентрации Ca, Sr, Mg может указывать на аридный тип климата, а увеличение содержания Sc, Ni, Zn, Y, W, U, Cu, V и редкоземельных элементов (РЗЭ) – на гумидные условия седиментации [Енгальцев, Панова, 2011; Климат..., 2004].

К **показателям изменения глубины бассейна** относятся отношения Fe/Mn, Ti/Mn, титановый модуль (ТМ), натриевый модуль (НМ), калиевый модуль (КМ), а также элементы Zn, Pb, Al, Mn, Cu, Sr, Ba, показывающие смещение фаций [Бадулина, Яковишина, Габдуллин, 2016; Меренкова, Серегина, Габдуллин и др., 2020; Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И. и др., 2021 и др.].

Для **анализа изменения солености** использованы значения отношений – Sr/Ba и Ca/Sr. Их увеличение свидетельствует о повышении солености раствора. Концентрация B, Ba, S, Cr, Cu, Ga, Ni и V в морских осадках выше, чем в пресноводных, а содержание Zn и Cu в морских осадках ниже, чем в пресноводных [Бадулина, Яковишина, Габдуллин, 2016;

Меренкова, Серегина, Габдуллин и др., 2020; Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И. и др., 2021 и др.].

Кратко и выборочно охарактеризуем концентрацию элементов, соединений и их отношения.

Вариации значений палеоглубины (рис. 5-23) видны на кривых концентрации Zn, Sr и титанового модуля (ТМ). Кривые содержания Zn и ТМ показывают среднюю корреляцию. Вместе с тем они демонстрируют слабую корреляцию с содержанием Sr. Распределение Ti/Mn и Fe/Mn демонстрирует хорошую корреляцию этих отношений между собой и с распределением содержания Zn. Эпохи относительного обмеления и углубления бассейна фиксируются на графиках всех параметров.

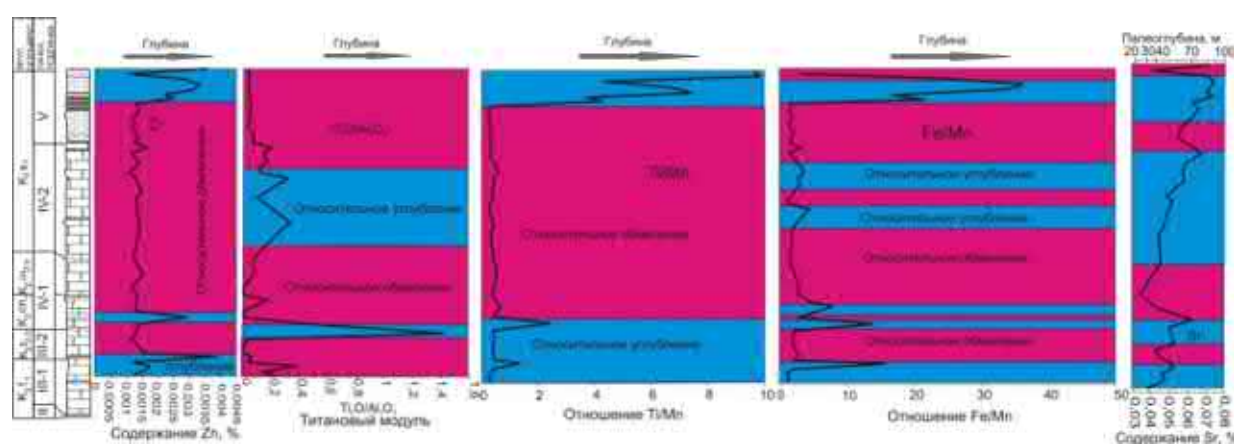


Рис. 5-23. Соотношение кривых палеобатиметрии для турон-раннесантонского времени для Воронежской антеклизы, полученных по геохимическим данным. Рисунок из статьи [Габдуллин и др., 2021б], рис. 2). Составил Габдуллин Р.Р.

По распределению этих параметров можно выделить четыре эвстатических цикла: первый – в туронское, второй – в коньякское, третий и четвертый – в сантонское время. Циклы начинаются с трансгрессивной эпохи (углубления, трансгрессивная система трактов), затем следует эпоха стабилизации глубины (первая половина тракта высокого стояния), а после нее – регрессивная эпоха (вторая половина тракта высокого стояния).

Установлена корреляция между уменьшением палеоглубины (в условиях регрессии) и повышением ряда параметров, определенных ранее [Габдуллин, 2002; Габдуллин, Иванов, 2002]: концентрации $C_{орг.}$ и распределения ихнофоссилий (числа ихнотаксонов, максимального диаметра норок и площади (объема) биотурбации по разрезу). В частности, содержание Zn хорошо коррелирует с распределением ихнофоссилий за исключением нижней части пачки V (начало раннего сантона), в отличие от концентрации Sr. Вариации ТМ хорошо коррелируют с содержанием $C_{орг.}$ и распределением ихнофоссилий. Вариации содержания Sr наилучшим

образом коррелируют с распределением ископаемых организмов. Плохую корреляцию Sg с распределением ихнофоссилий по разрезу можно объяснить вариациями газового режима в придонных водах и/или солености и глубины. Трансформация кривой содержания Sg в палеобатиметрическую кривую со шкалой глубин выполнена с учетом данных палеоэкологии ископаемых организмов – индикаторов сложной системы (палеосреды).

В туронское время палеоглубина бассейна оценивается в диапазоне 40–100 м, около 40–50 м в раннем туроне и по мере развития трансгрессии до 100 м во второй половине турона. Этому интервалу разреза соответствует один эвстатический цикл. Он был относительно мелководным. В составе палеоценоза доминировали планктон с карбонатным скелетом, бентосные формы животных (пелелиподы, брахиоподы) – над нектонными (белемниты, акуловые (*Cretoxyrhina* sp.) и костистые рыбы). Присутствие губок *Ventriculites* указывает на сравнительно большую глубину: несколько сотен метров—первые километры. Находки цидароидных ежей обычно характеризуют глубину 75–100 м. Многочисленные устрицы, в том числе рода *Ostrea*, обычно обитают не глубже 40–100 м. Ежи-цидароиды питаются морскими губками, соответственно, эти организмы сосуществовали вместе на глубине более 80–100 м (сублитораль, пелагиаль). Наиболее мелководные представители этого сообщества: пектениды (10–50 м) и устрицы – пикнодонты (30–40 м) [Габдуллин, 2002].

Для коньякского времени палеоглубина бассейна также оценивается в диапазоне 40–100 м. Этому интервалу разреза соответствует один эвстатический цикл. Около 40–50 м в раннем коньяке и по мере развития трансгрессии – до 100 м во второй половине коньякского века. В составе палеоценоза присутствует планктон с карбонатным скелетом, а также ракообразные (следы *Thalassinoides*), иноцерамы и морские ежи. Находки нектонных форм макрофауны не известны. Комплекс фораминифер представлен аномалинами [Габдуллин, 2002].

В раннесантонское время диапазон палеоглубины не превышал 100 м, а к концу раннего сантона уменьшился. Этому диапазону разреза отвечают два эвстатических цикла. Палеоценоз включает планктон с карбонатным скелетом, бентосные формы — иноцерамы, нектонные формы – белемниты и костные рыбы. Среди микрофоссилий встречаются раковины фораминифер *Trochammina borealis* Keller, обычно обитающие в пределах среднего шельфа (60–100 м, сублитораль). К концу раннего сантона глубина бассейна уменьшилась. На это указывает смена фации писчего мела на известняк — мергельную фацию [Габдуллин, 2002].

Вариации значений палеотемпературы установлены по содержанию V, Cu, Ni, Mn и отношения Si к Al (рис. 5-24), которые по-разному коррелируют между собой.

За кривую вариации палеотемпературы была выбрана кривая содержания Cu, как наиболее хорошо коррелирующая с распределением ихнофоссилий. В частности, эпохи

относительного потепления по концентрации Cu хорошо увязывается с увеличением числа ихнотаксонов, диаметром норок и площадью (объемом) биотурбации и одновременно с понижением содержания $C_{орг}$.

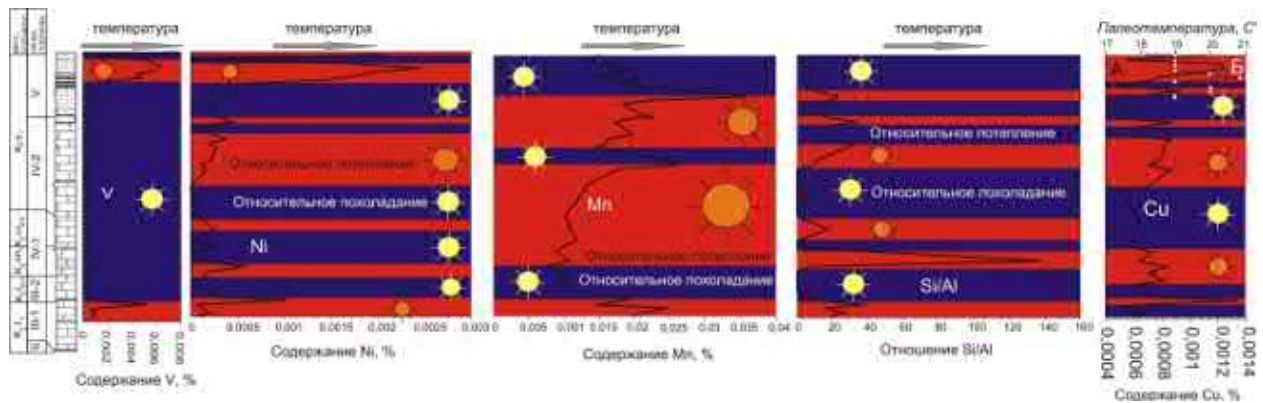


Рис. 5-24. Вариации палеотемпературы для турон-раннесантонского времени для Воронежской антеклизы, полученные по геохимическим данным: А – палеотемпературная кривая (по содержанию Cu); Б – палеотемпературная кривая для раннесантонского времени (рассчитанная по индексам выветривания). Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2021б], рис. 3). Составил Габдуллин Р.Р.

Перейти от «качественного» графика к кривой с количественными значениями стало возможно по результатам определения значений палеотемпературы по индексу выветривания (таблица), рассчитанных для нижесантонских отложений. Полученный диапазон палеотемпературы земной поверхности в 18–21°C на палеоподнятиях (в областях денудации) можно аппроксимировать с температурой водной поверхности и верхних, неглубоких слоев водной толщи, так как с глубиной (до 100 м) температура снижается. Это косвенно подтверждается присутствием в ископаемом сообществе турона теплолюбивых амфидонт, острей и пектенид, что позволяет сделать вывод о тепловодности бассейна (рис. 5-24), поэтому для шкалы палеотемпературы был выбран диапазон значений 18–21°C.

Диапазон в 18–21°C «теплее» значений, ранее полученных методами изотопной палеотермометрии по nektonным формам (белемнитам) [Тейс, Найдин, 1973] для сравнительно более глубоководных частей эпиконтинентальных бассейнов Русской плиты второй половине турона (14–15°C) или второй половины коньяка (13–15°C [Габдуллин, 2002]).

Можно выделить шесть климатических циклов, начинающихся с фазы похолодания. Первый – в раннетуронское время (подпачка III-1), второй – в позднетуронское–раннеконьякское время (подпачка III-2 и нижняя половина подпачки IV-1). Третий цикл охватывает время со среднего коньяка по начало раннего сантона (верх подпачки IV-1 и низ подпачки IV-2). Четвертый, пятый и шестой циклы характеризуют интервал разреза,

отвечающий самому верху подпачки IV-2 и пачке V. Таким образом, времена относительного потепления тяготеют к границам пачек (хотя могут быть и внутри них), это – конец раннего турона (18–21°C), поздний турон–ранний коньяк (18–19°C) и три фазы потепления в раннем сantonе (18,5–21°C). Времена относительного похолодания – это конец раннего турона и средний турон (17,5–18,5°C), средний коньяк–ранний сanton (17,5–18°C), а также еще три эпизода похолодания в раннем сantonе (17,5–18°C).

Кривая содержания Sr , принятая за палеотемпературную кривую (кривая «А») и скорректированная с учетом палеотемператур обитания ископаемых организмов, подобна кривой значений палеотемпературы, рассчитанных по индексам выветривания («кривая «Б», рис. 5-25). Учитывая значения палеотемператур по индексам выветривания (которые приблизительно выше на 1°C), проведена коррекция положения палеотемпературной кривой – график сдвинут в сторону более высоких значений (рис. 5-25) тоже приблизительно на один градус Цельсия (кривая «В»), т.е. для шести климатических циклов были скорректированы значения палеотемпературы. Относительно более теплые эпохи – конец раннего турона (19–22°C), поздний турон–ранний коньяк (19–20°C) и три фазы потепления в раннем сantonе (19–22°C). К относительно более холодным эпохам относятся конец раннего турона и средний турон (18,5–19,5 °C), средний коньяк–ранний сanton (18,5–19 °C) и еще три эпизода похолодания в раннем сantonе (18,5–19 °C).

Предложена предполагаемая кривая палеотемпературы поверхностных вод (рис. 5-25, кривая «Г»). В условиях поздне меловой талассократии и высокого уровня стояния океана температура морских вод оценивается выше температуры суши приблизительно на 5°C (при сопоставлении среднегодовой температуры (MAT), среднегодовой температуры воздуха (MAAT) [Burgener et al., 2019] с температурой поверхностных вод (SST) [O'Brian et al., 2017], например, для кампанской формации Кайпарович (США)). Эти значения не противоречат величинам палеотемпературы Мирового океана для бассейнов умеренных палеоширот в турон–раннесantonское время – 20–25°C, причем отмечено понижение глобальной температуры в указанном интервале времени [O'Brian et al., 2017].

Вариации влажности климата прослеживаются на кривых Sr , Mg , V , KM , NM и TM (рис. 5-26). Графики модулей (KM , NM и TM) слабо коррелируют между собой (отдельные их интервалы – вообще не коррелируют). Кривые вариации содержания V , Sr и KM демонстрируют наилучшую корреляцию между собой. В качестве параметра для оценки влажности климата был выбран KM , который обнаруживает прямую корреляцию с распределением ихнофоссилий (площадью биотурбированных пород, максимальным диаметром норок, числом ихнотаксонов), содержанием $C_{орг.}$ и разрушающим полем остаточной намагниченности насыщения, определенных ранее [Габдуллин, 2002]. В эпохи гумидизации

климата в турон-коньякское время растет содержание $S_{орг.}$ и разрушающего поля остаточной намагниченности насыщения, становится больше ихнофоссилий, а в эпохи аридизации – уменьшается.

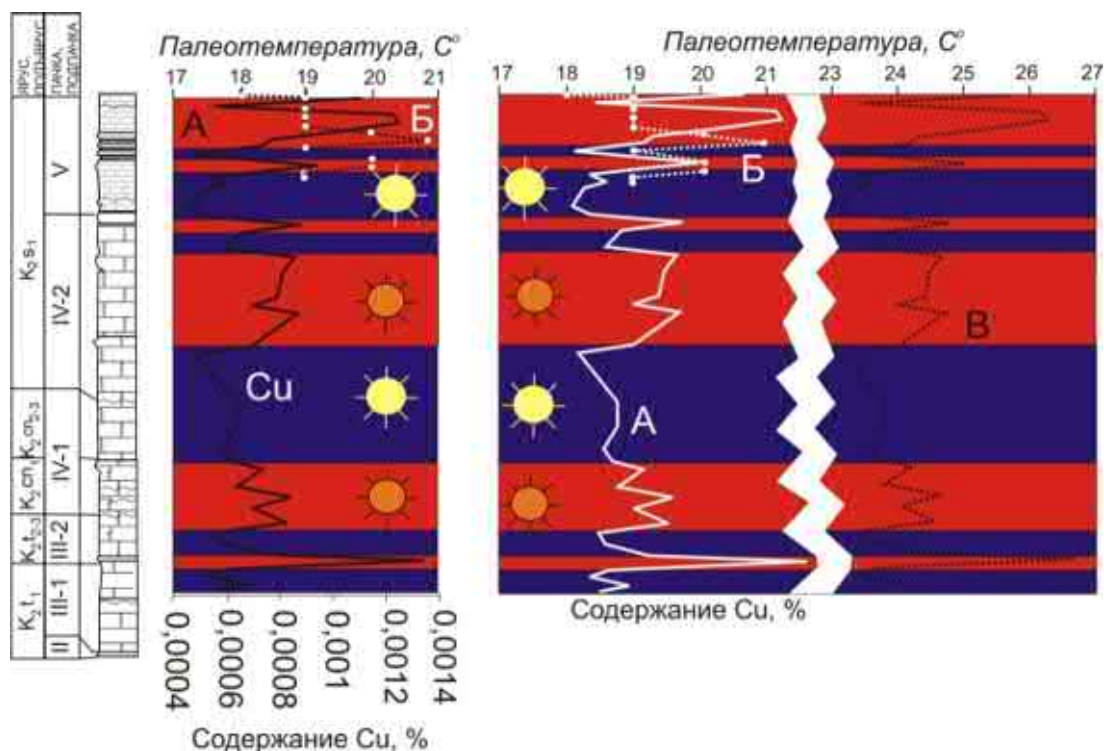


Рис. 5-25. Палеотемпературные кривые для турон-раннесантонского времени: А – скорректированная палеотемпературная кривая для суши (аналог среднегодовой температуры) с учетом значений, полученных по индексам выветривания; скорректированная палеотемпературная кривая (по содержанию Si); Б – палеотемпературная кривая для раннесантонского времени (рассчитанная по индексам выветривания); В – предполагаемая палеотемпературная кривая для поверхностных вод морского бассейна. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2021б], рис. 4). Составил Габдуллин Р.Р.

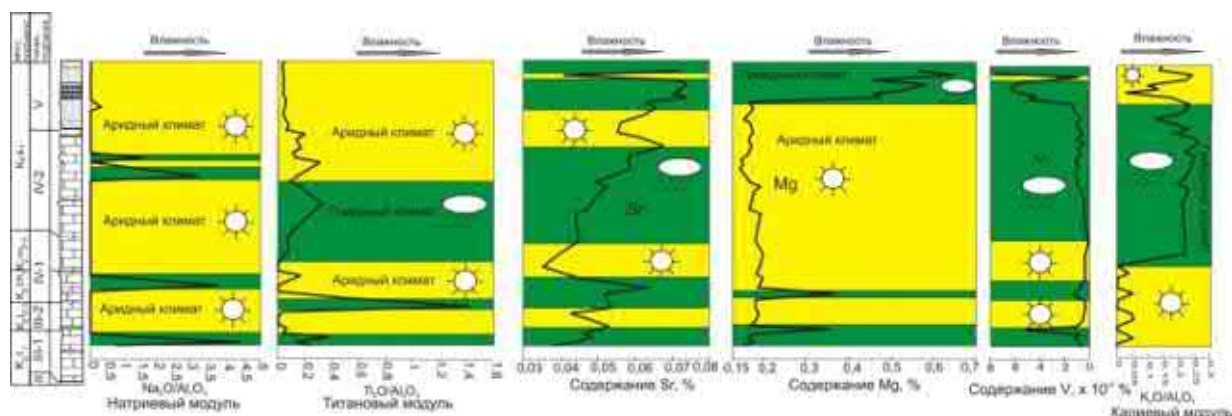


Рис. 5-26. Изменение типа климата (аридный/гумидный) на исследуемой территории для турон-раннесантонского времени. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2021б], рис. 5). Составил Габдуллин Р.Р.

В итоге можно выделить два интервала относительно гумидного климата (турон-ранний коньяк и вторая половина раннего сantonа – время формирования пачки V) и интервал аридного климата (средний коньяк–начало раннего сantonа, время формирования второй половины подпачки IV-1 и подпачки IV-2).

Вариации значений палеосолёности прослеживаются на кривой отношения Sr/Ba, которую здесь можно построить только для фрагментов разреза. Для конца раннего сantonа отмечено локальное понижение солёности (отношение Sr/Ba), коррелирующее с уменьшением глубины бассейна. Присутствие иглокожих (помимо ракообразных и пелеципод) в турон-коньякское время и иноцерам и головоногих моллюсков в раннесантонское время свидетельствует о нормальной солёности эпиконтинентального морского бассейна, покрывавшего район Воронежской антеклизы.

Проанализированы вариации температуры, глубины и солёности эпиконтинентального бассейна, а также влажности климата в позднемерловое (турон-раннесантонское) время на примере разреза Воронежской антеклизы – карьера Стойленского ГОКа в г. Старый Оскол (Белгородская область; рис. 5-27а).

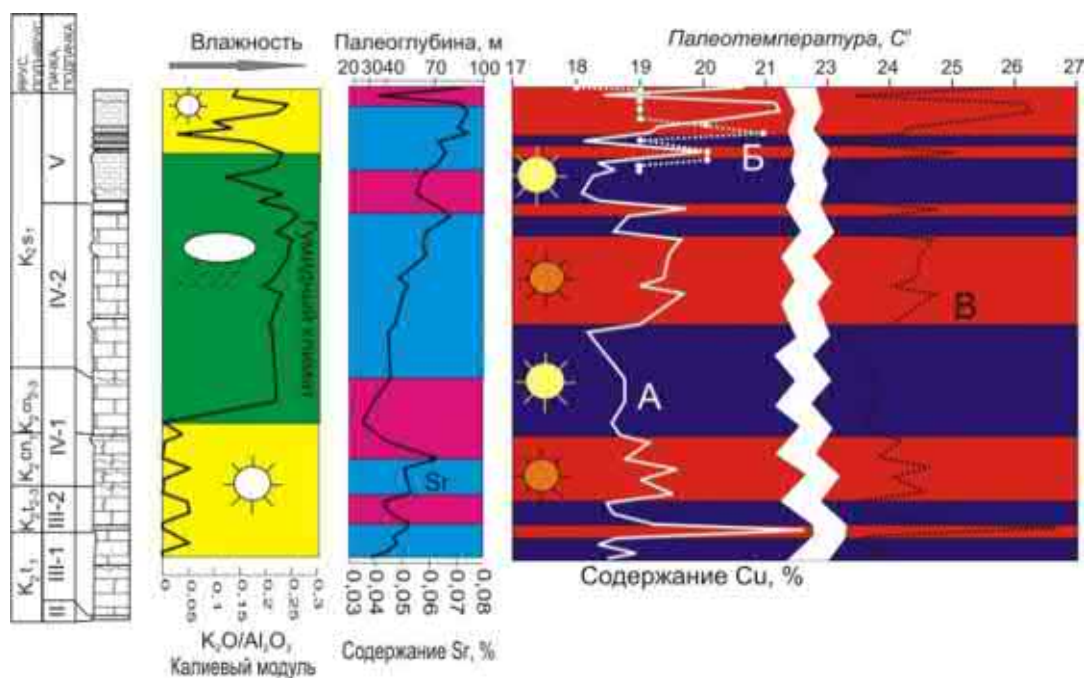


Рис. 5-27а. Вариации палеотемпературы для турон-раннесантонского времени для Воронежской антеклизы, полученные по геохимическим данным: А – скорректированная палеотемпературная кривая для суши (аналог среднегодовой температуры) с учетом значений, полученных по индексам выветривания; скорректированная палеотемпературная кривая (по содержанию Cu), Б – палеотемпературная кривая для раннесантонского времени (рассчитанная по индексам выветривания), В – предполагаемая палеотемпературная кривая для поверхностных вод морского бассейна. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2021б], рис. 6). Составил Габдуллин Р.Р.

Выделено четыре эвстатических цикла: первый – в туронское, второй – в коньякское, третий и четвертый – в сантонское время. Циклы начинаются с трансгрессивной эпохи (углубление, трансгрессивная система трактов), затем следует эпоха стабилизации глубины (первая половина тракта высокого стояния), а после нее – регрессивная эпоха (вторая половина тракта высокого стояния).

В туронское время палеоглубина бассейна оценивается в диапазоне 40–100 м. Около 40–50 м в раннем туроне и по мере развития трансгрессии – до 100 м во второй половине турона. В коньякское время палеоглубина бассейна также оценивается в диапазоне 40–100 м. Этому интервалу разреза соответствует один эвстатический цикл, палеоглубина составляла около 40–50 м в раннем коньяке и по мере развития трансгрессии увеличилась до 100 м во второй половине коньякского века. В раннесантонское время диапазон палеоглубины не превышал 100 м, а к концу раннего сантона – еще уменьшился. Этому диапазону разреза отвечают два эвстатических цикла.

Выделено шесть климатических циклов, начинающихся с фазы похолодания. Относительно более теплые эпохи – конец раннего турона (19–22 °C), поздний турон–ранний коньяк (19–20 °C) и три фазы потепления в раннем сантоне (19–22 °C). К относительно более холодным эпохам относятся конец раннего турона и средний турон (18,5–19,5 °C), средний коньяк–ранний сантон (18,5–19 °C) и еще три эпизода похолодания в раннем сантоне (18,5–19 °C).

Выделено два интервала относительно гумидного климата (турон–ранний коньяк и вторая половина раннего сантона – время формирования пачки V) и интервал аридного климата (средний коньяк–начало раннего сантона, время формирования второй половины подпачки IV-1 и подпачки IV-2).

На протяжении турон–раннесантонского времени эпиконтинентальный морской бассейн, покрывавший район Воронежской антеклизы, характеризовался нормальной соленостью, о чем свидетельствуют находки иглокожих, ракообразных и пелеципод, живших в турон–коньякское время и иноцерам, и головоногих моллюсков, обитавших тут в раннесантонское время. В конце раннего сантона и отмечается локальное понижение солености (отношение Sr/Ba), связанное с уменьшением глубины бассейна.

Одним из направлений анализа осадочных последовательностей стала оценка скоростей (темпов) седиментации в позднемеловом эпиконтинентальном бассейне Русской плиты [Габдуллин и др., 2007], а также – в кампанском (рис. 5-27б) и маастрихтском (рис. 5-27в) веках [Габдуллин, Бадулина, Иванов, 2007]. Анализ скоростей (темпов) седиментации (путем деления мощности осадков на длительность стратона) позволил выделить области с явно завышенными скоростями (вследствие неучтенных перерывов) и заниженными скоростями

(результат неправильного расчленения разреза: например, включения части дания и/или кампана в маастрихт). Скорость седиментации пелагических карбонатных и кремнистых осадков в поздне меловом бассейне Русской плиты обычно составляет от 0,1 х п до 1 х п см/1000 лет с максимумом (2–3 см/тыс лет) в Прикаспийской синеклизе. В основном терригенные и кремнисто-терригенные толщи сантона-нижнего маастрихта на юге Ульяновско-Саратовского прогиба могли накапливаться со скоростью до 1–3 м/тыс лет. Скорость седиментации морских (прибрежных и более удаленных от берега) терригенных, карбонатных и кремнистых осадков в кампанском бассейне Русской плиты и ее южного обрамления обычно составляет от 0,004 до 0,024 см/тыс лет с максимумом на периферии плиты в области, расположенной южнее Цимлянского водохранилища, а в маастрихте – от 0,0075 до 0,045 см/тыс лет с максимумом в области, расположенной к востоку от Таганрогского залива и к югу от Цимлянского водохранилища. Скорость седиментации в маастрихте была выше, чем в кампане.

Еще одним объектом диссертационного исследования стал микрорельеф дна эпиконтинентального поздне мелового бассейна Русской плиты. Писчий мел среднего турона-нижнего коньяка аккумуляровался со скоростью 0,735 см/тыс лет. В частности, удалось установить, что топография морского дна является фактором изменчивости (от 6 до 17,5 м) мощности турон-коньякской карбонатной толщи на участке Меловое – Нижняя Банновка (Саратовское Поволжье). В местах, где карбонатный ил не был размыв и успел литифицироваться, возникали локальные возвышенности, к которым прикреплялись брахиоподы и устрицы, образуя банки. Банки «бронируют» ил от гидродинамического разрушения донными течениями, а створки погибших или живых особей моллюсков и брахиопод служат субстратом для прикрепления к ним следующих поколений беспозвоночных. В результате дно приобретает слабохолмистый рельеф, который при дальнейшем уплотнении и литификации усиливается, что в итоге приводит к вариации мощностей отдельных составляющих и самой карбонатной толщи. В толще отсутствуют стиллолитовые швы, горизонты диагенетических кремней и какие-либо следы неравномерного диагенетического растворения накопившегося гомогенного осадка. Не отмечены и следы подводного оползания, синседиментационные складки [Габдуллин, Иванов, Шешнев, 2010].

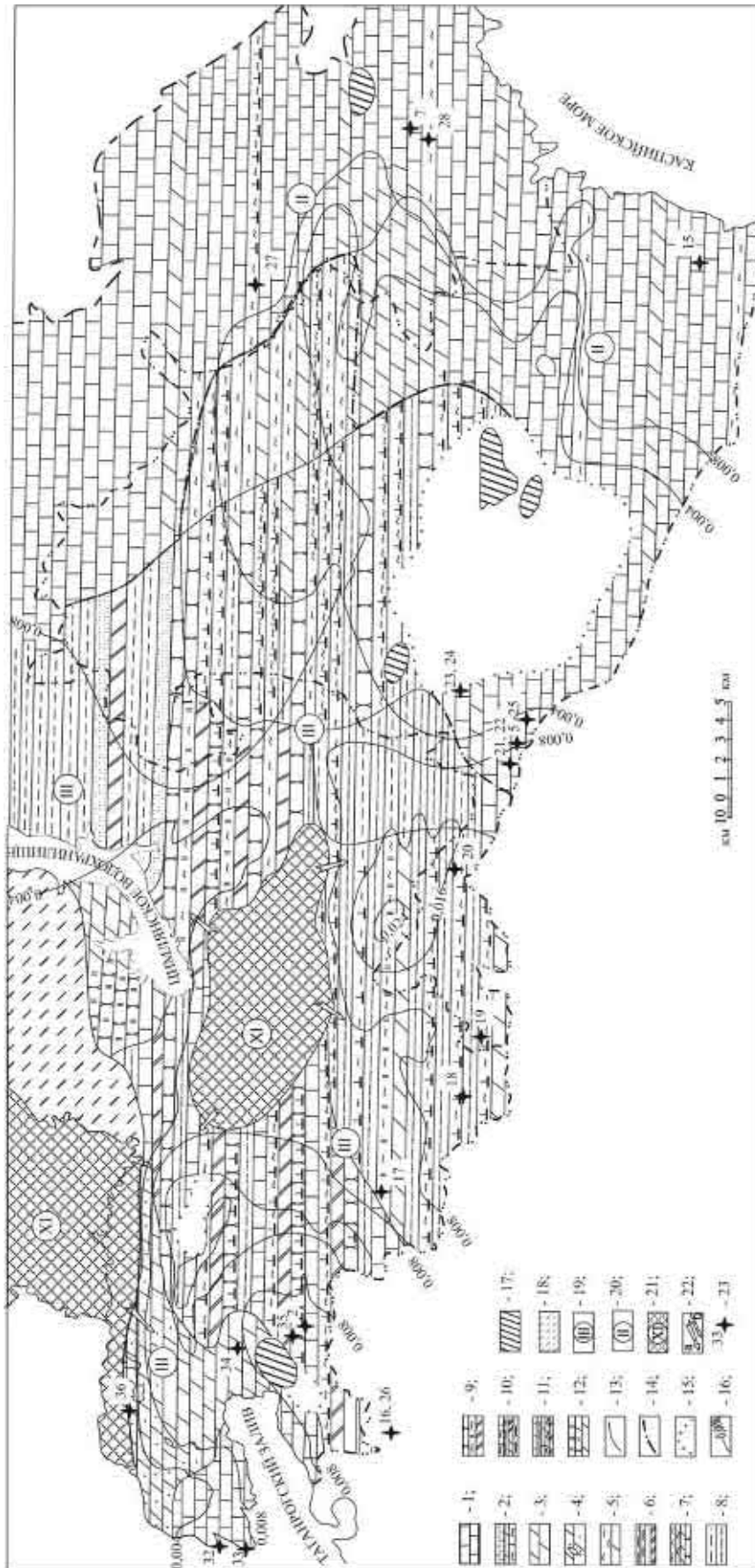


Рис. 5-27б. Карта скорости седиментации для юга Русской плиты и ее южного обрамления в кампанском веке: 1 – известняки; 2 – известняки с прослоями мергелей и глин; 3 – мергели; 4 – мергели опесчаненные с растительными остатками; 5 – чередование глин и мергелей; 6 – аргиллиты с прослоями песка и опок; 7 – чередование глин с песчаниками, алевролитами, мергелями; 8 – чередование аргиллита и алевролита; 9 – чередование песчаников, опоковидных глин и опок; 10 – чередование глин и алевролитов с прослоями мергелей, опок и аргиллитов; 11 – чередование песчаников, алевролитов, известняков, глин и опок; 12 – опоковидные песчаники, переходящие в мергели; 13 – граница между фациями; 14 – граница палеогеографических областей; 15 – граница древних размылов; 16 – изолинии равных скоростей (изоспиды); основные – сечением 0,008 см/тыс. лет, дополнительные – сечением 0,004 см/тыс. лет; 17 – участки отсутствия верхнемеловых отложений; 18 – кампан отсутствует; 19 – море, прибрежная зона; 20 – море, сравнительно глубоководная зона; 21 – суша – области денудации: возвышенные равнины, плато, нагорья; 22 – направление сноса; а) главное, б) второстепенное; 23 – место и номер опорной точки. Рисунок из статьи (Пабдуллин. Бадудина. Иванов. 2007). рис. 1)

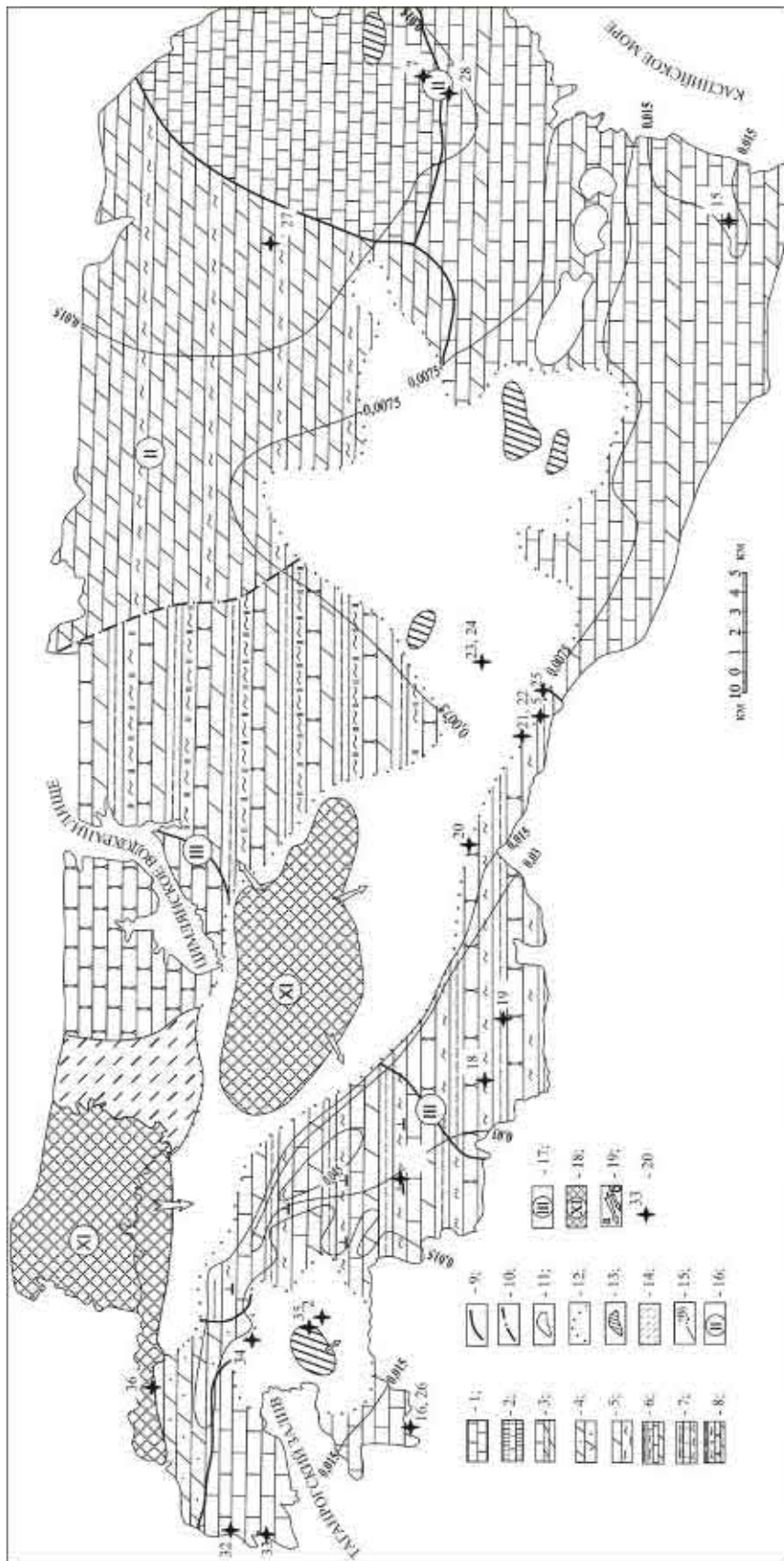


Рис. 5-27в. Карта скорости седиментации для юга Русской плиты и ее южного обрамления в маастрихтском веке: 1 – известняки; 2 – мел с прослоями известняков; 3 – известняки с прослоями мергелей; 4 – мергели опесчаненные; 5 – мергели с прослоями глин; 6 – чередование алевролитов, известковых глин, известковых и мергелей; 7 – чередование алевролитов, песчаников и глин; 8 – чередование алевролитов, опоковидных глин, песчаников, мергелей; 9 – граница литологических комплексов; 10 – граница палеогеографических областей; 11 – граница алевролитов, опоконидных глин, известковых и мергелей; 12 – граница древних размылов; 13 – области отсутствия верхнемеловых отложений; 14 – маастрихт отсутствует; 15 – изолинии равных скоростей (изоспиды); 16 – море, дополнительные – сечением 0,015 см/тыс. лет; 17 – море, прибрежная зона; 18 – суша – области денудации; 19 – направление сноса; 20 – место и номер опорной точки. Рисунок из статьи [Габдуллин, Бадулина, Иванов, 2007], рис. 2)

5.3.2. Горный Крым¹¹

В Крыму (рис. 5-28) детальные исследования проведены в Бахчисарайском районе в междуречье Кача–Бодрак, в пределах Качинского поднятия и в долине реки Бельбек, в которой ранее был изучен разрез самых верхних горизонтов маастрихта у сел Малое Садовое [Габдуллин, 2002] и Танковое [Габдуллин, 2008].

Объектами исследования стали отложения верхней части кудринской свиты (K_2kd , верхний сантон–маастрихт), отвечающей маастрихтскому ярусу в разрезах окраины г. Бахчисарай – Староселья (разрез №1) и плато Беш-Кош (разрез №2), окрестностях поселка Скалистое – оврага Чах-Махлы (разрез №3, левый берег р. Бодрак) и оврага Токма (разрез №4, правый берег р. Бодрак). Подробное описание изученных разрезов приведено в работе [Габдуллин и др., 2015].

Полученный комплекс геохимических данных позволил определить условия осадконакопления в Горном Крыму в маастрихтском веке.

Климат. Анализ геохимических данных по разрезу горы Беш-Кош (рис. 5-29) в целом показывает тренд к потеплению и гумидизации климата за исключением пачки XXIII. Циклические вариации климата находят отражение в элементарной пластовой цикличности, в которой для всего маастрихта можно выделить 9 циклов разбавления, т.е. существенного увеличения сноса с суши [Габдуллин, 2002]. В разрезе снизу вверх наблюдается тенденция к росту объема сноса в виде опесчанивания карбонатных пород (мергелей), росту концентрации нерастворимого остатка от 5% для раннего маастрихта до 35–40% в позднем маастрихте [Alekseev, Koraevich, 1997]. Эта цикличность также коррелирует с циклическими вариациями отношения планктонных и бентосных фораминифер [Alekseev, Koraevich, 1997], указывающая на вариации палеотемператур. В распределении геохимических параметров по разрезу можно выделить две тенденции. Кривые концентрации V, Ca и ТМ подобны и показывают рост температуры и гумидизацию климата, кривые распределения отношения Sr/Ba и концентрации Ni, напротив, демонстрируют обратную зависимость – постепенное похолодание и аридизацию климата. Палеотемпературы для этого времени по данным изотопии, показывают рост температуры морской воды от 14,6°C [Тейс, Найдин, 1973] для верхней части пачки XX (фаза *Bg. complanata*) до 37,5°C для пачки XXIII (фаза *H. ekblomi*) по полученным данным. Минимальные палеотемпературы (20,6°C) получены для самого конца формирования отложе-

¹¹ При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Бадулина Н.В., Афонин М.А., Игтисамов Д.В., Фомин Е.Ю., Юрченко А.Ю. Литолого-геохимическая и палеоэкологическая характеристика условий осадконакопления в Горном Крыму в маастрихтском веке // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2015. № 5, с. 39-56 RSCI (1,2 авторских листа, 1,3 п.л., вклад автора 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)

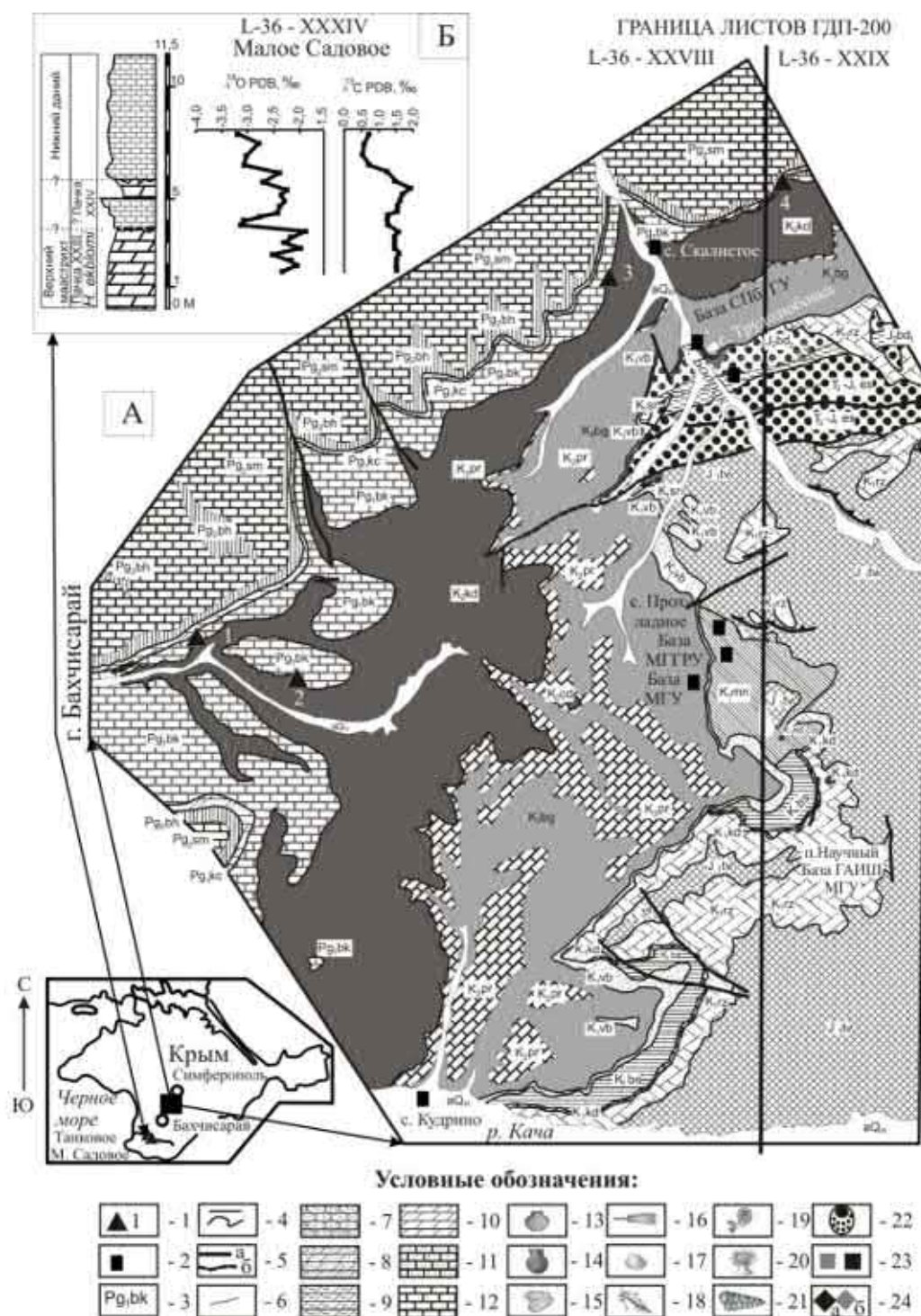


Рис 5-28. Геологическая карта района исследований (А) и геохимическая характеристика разреза Малое Садовое (Б): 1 – место расположение разреза и его номер; 2 – населенные пункты, учебные базы; 3 – стратиграфический индекс свит; 4 – геологические границы; 5 – дислокации: а – достоверные, б – предполагаемые; 6 – интрузии; 7 – песчаники; 8 – песчанистые мергели; 9 – глинистые мергели; 10 – мергели; 12 – песчанистые известняки; 13 – Pecten; 14 – Chlamys; 15 – Ostrea; 16 – Pholadomya; 17 – Nucula; 18 – Belemnoidea; 19 – Ammonoidea; 20 – Anthozoa (кораллы); 21 – Textularia (фораминиферы); 22 – Porifera (губки); положение образцов в разрезе: 23 – геохимического анализа; 24 – изотопной палеотермометрии: а – авторские, б – архивные. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2015], рис. 1). Составил Габдуллин Р.Р.

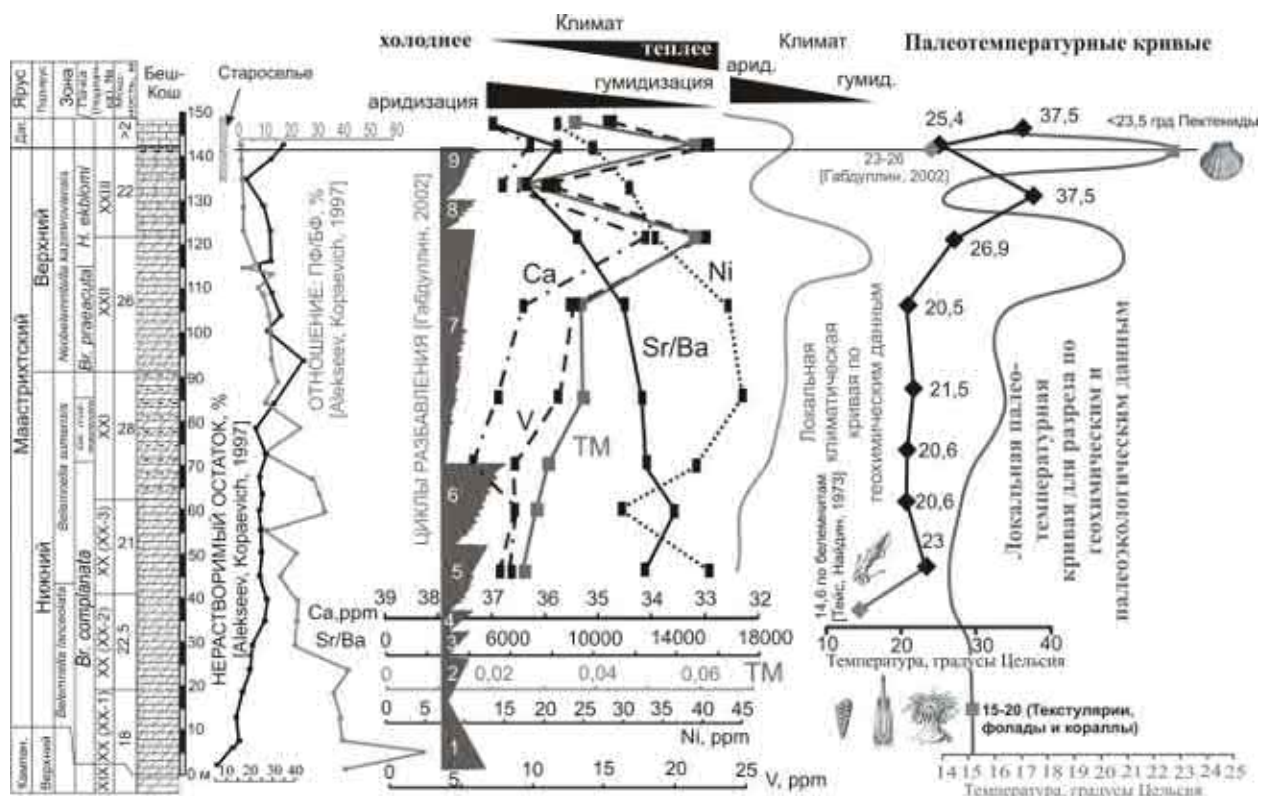


Рис 5-29. Литологическая, палеонтологическая и геохимическая характеристика вариаций климата для разреза плато Беш-Кош. Условные обозначения – см. рис. 5-28. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2015], рис. 2). Составил Габдуллин Р.Р.

ний пачки XX и начала времени формирования пачки XXI, а также середины пачки XXII (20,5°C). Относительно низкие температуры самого начала раннего маастрихта также подтверждены палеонтологически по наличию кораллов, фолад и текстулярий, указывающих на диапазон температур от 15 до 20°C. Для отложений самого конца маастрихта (пачки XXIII, XXIV) характерны банки пектенид, обычно предпочитающих воду с температурой не выше 23,5°C. Для пачки XXIV в разрезе Малое Садовое (Крым) был определен диапазон температур 23-26°C. Сравнительно небольшой массив аналитических данных, имеющих у авторов по данному разрезу позволяет лишь говорить о принципиальном изменении (потеплении) температуры, в отличие, например, от другого существенно детальнее аналитически охарактеризованного разреза – разреза оврага Токма.

Именно поэтому была выбрана геохимическая модель потепления и гумидизации, подтверждаемая палеотемпературными данными. Самый конец маастрихтского века (время аккумуляции пачки XXIV) характеризуется разбросом температур морской воды от 23 до 26 градусов Цельсия [Габдуллин, 2002].

Соленость. Анализ кривых распределения концентрации Zn и Ba (рис. 5-30) показывает слабые, фоновые вариации солености. Содержание V и Cu возрастает вверх по разрезу. Отношение Sr/Ba уменьшается к кровле маастрихта. В пачке XX отмечены находки

эвригалинных двустворчатых моллюсков рода *Chlamys*, существующих в широком диапазоне солености от 2 до 38 промилле [Габдуллин, 2002]. В пачках XXI и XXIII встречаются эвригалинные устрицы рода *Ostrea*, обитающие в сравнительно меньшем диапазоне солености от 12 до 30 промилле [Габдуллин, 2002]. Сопоставив палеонтологические и геохимические данные, предлагаем локальную синтетическую галинометрическую кривую, демонстрирующую, что соленость океанических вод плавно понижалась с отдельными эпизодами осолонения на границах пачек XX и XXI, верхней части пачки XXII и границе пачек XXIII и XXIV.

Глубина. Характер кривых распределения геохимических параметров (рис. 5-31) сложен для интерпретации. Очевидно, что имеют место вариации этих параметров. Их суммирование дает возможность построить локальную палеобатиметрическую кривую с фиксированными диапазонами палеоглубин по моллюскам-индикаторам, встречаемым в пачках XX, XXI и XXIII. В пачке XXI широко распространены нектонные моллюски – аммониты и белемниты, что указывает на сравнительно большие палеоглубины, в отличие от пачек XX и XXIII, в которых встречаются комплексы двустворчатых моллюсков типа *Pecten* и *Pholadomya*, а также *Chlamys* (пачка XXIII), *Nucula* (пачка XXI), сосуществующих вместе в диапазоне глубин не более 40–50 м. С учетом геохимических и

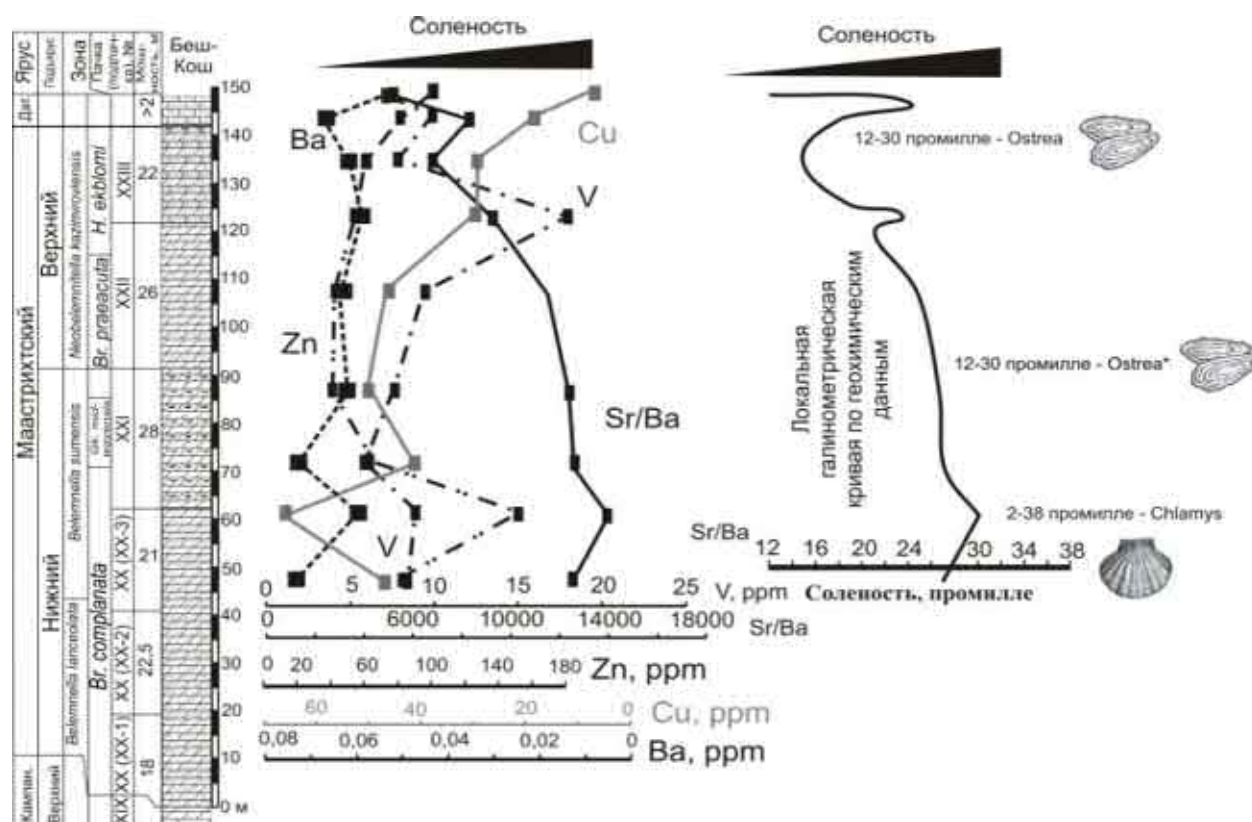


Рис. 5-30. Литологическая, палеонтологическая и геохимическая характеристика вариаций солености для разреза плато Беш-Кош. Условные обозначения – см. рис. 5-28. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2015], рис. 3). Составил Габдуллин Р.Р.

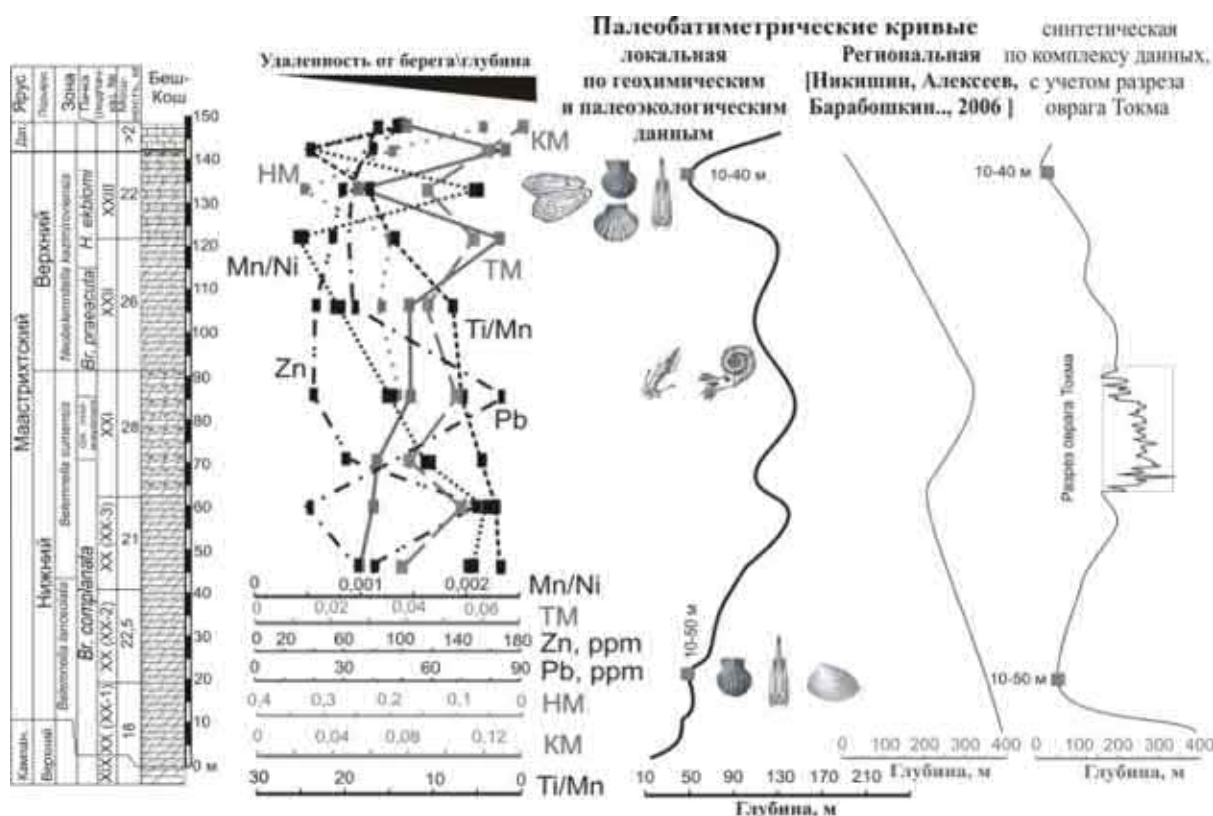


Рис. 5-31. Литологическая, палеонтологическая и геохимическая характеристика вариаций глубины для разреза плато Беш-Кош. Условные обозначения – см. рис. 5-28. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2015], рис. 4). Составил Габдуллин Р.Р.

палеонтологических данным построена локальная палеобатиметрическая кривая, хорошо коррелирующая с большей частью региональной палеобатиметрической кривой. Региональная палеобатиметрическая кривая [Никишин, Алексеев, Барабошкин и др., 2006] демонстрирует понижение эвстатического уровня океана на протяжении маастрихта с небольшой трансгрессивной фазой во время формирования пачки XXI (фаза Gk. midwayensis). Приняв во внимание весь комплекс данных, была разработана синтетическая палеобатиметрическая кривая, фрагмент которой возможно построить более детально, используя детально опробованный разрез отложений пачки XXI в овраге Токма. Диапазон палеоглубин в маастрихтском веке на территории Крыма менялся в диапазоне 10-400 м.

Разрезы оврагов Токма и Чах-Махлы. Разрезы отложений пачки XXI, расположенные на противоположных берегах реки Бодрак у села Скалистое были изучены ранее в оврагах Токма [Сизанов, Рудакова, Габдуллин, 2006] и Чах-Махлы [Габдуллин, Первушов, Толстова, 2007]. Схема расположения этих разрезов приведена на рис. 5-28, а сопоставления – на рис. 3-15. Пачка представлена циклически переслаивающимися разностями мергелей, некоторые из которых содержат большое количество губок. Они названы губковыми горизонтами (ГГ). Губковые горизонты могут иметь разную мощность от первых дециметров до первых метров. На схеме сопоставления видно, что мощности слоев (или их групп) этих двух разрезов почти

всегда совпадают. В разрезе оврага Токма доминируют мергели серого цвета с единичными слоями черного (слой №17), светло-серого (слой №30) и белого (слой №28) цветов. В разрезе оврага Чах-Махлы в толще мергелей пачки XXI можно выделить отдельные слои известняков – слои №№ 1, 4 и 6. Содержание нерастворимого остатка (рассчитанное по описанию шлифов), концентрация карбоната кальция (определенная химическим методом) как и площадь биотурбации в разрезе оврага Чах-Махлы слабо меняются.

Комплекс физических, химических, палеонтологических и петрографических данных вместе с макроскопическими наблюдениями не выявили принципиальных отличий в строении губковых и безгубковых горизонтов для оврага Чах-Махлы. Такая цикличность объяснялась авторами периодическим привнесом аллохтонных губок из более мелководных участков бассейна на фоне эвстатических вариации уровня океана и/или переориентировкой направлений донных течений [Габдуллин, Первушов, Толстова, 2007].

Для оврага Токма по той же причине сходности губковых и безгубковых прослоев коллективом авторов [Сизанов, Рудакова, Габдуллин, 2006] была предложена новая методика выделения пластовых циклитов, итогом которой стало выделение в разрезе интервалов отвечающих трансгрессивным и регрессивным событиям, а также фазам потепления и похолодания климата. Ранее [Сизанов, Рудакова, Габдуллин, 2006] были установлены трансгрессивные (слои 1; 3–7; 8–12; 14–16; 17–20 и др.) и (слои 2; 13; 21–25 и др.) регрессивные эпохи, а также этапы с относительно теплым (слои 2–3; 8–12; 15–16; 17–20; 21 и др.) и холодным (слои 1; 3–7; 12–14 и др.) климатом.

Губковые горизонты отвечают времени начала потепления и гумидизации климата (рис. 5-32). Однозначной корреляции ГГ с увеличением объема терригенной примеси и изменением объема биотурбированных пород не наблюдается. Вариации климата геохимически подтверждены колебанием отношения Si/Al , ТМ и концентрацией Са. В качестве ключевой кривой для оценки вариаций климата был выбран график распределения отношения Si/Al . Сопоставив положение точек, для которых имеются палеотемпературные данные в разрезе отложений пачки XXI на горе Беш-Кош с разрезом оврага Токма удалось определить диапазон флуктуаций палеотемператур морских вод (от 20,5 до 22 градусов Цельсия. Как правило, начало (подошва) ГГ отвечает потеплению, а его конец (кровля) – похолоданию.

Вариации палеоглубин (рис. 5-33) подтверждены характером распределения содержания Си, ТМ, отношений Fe/Mn , Ti/Mn . Наиболее представительной является кривая распределения отношения Fe/Mn . При построении локальной палеобатиметрической кривой величины глубин были взяты с региональной кривой [Никишин и др., 2006] и по литературным данным. Обычно начало (подошва) ГГ совпадает с относительным

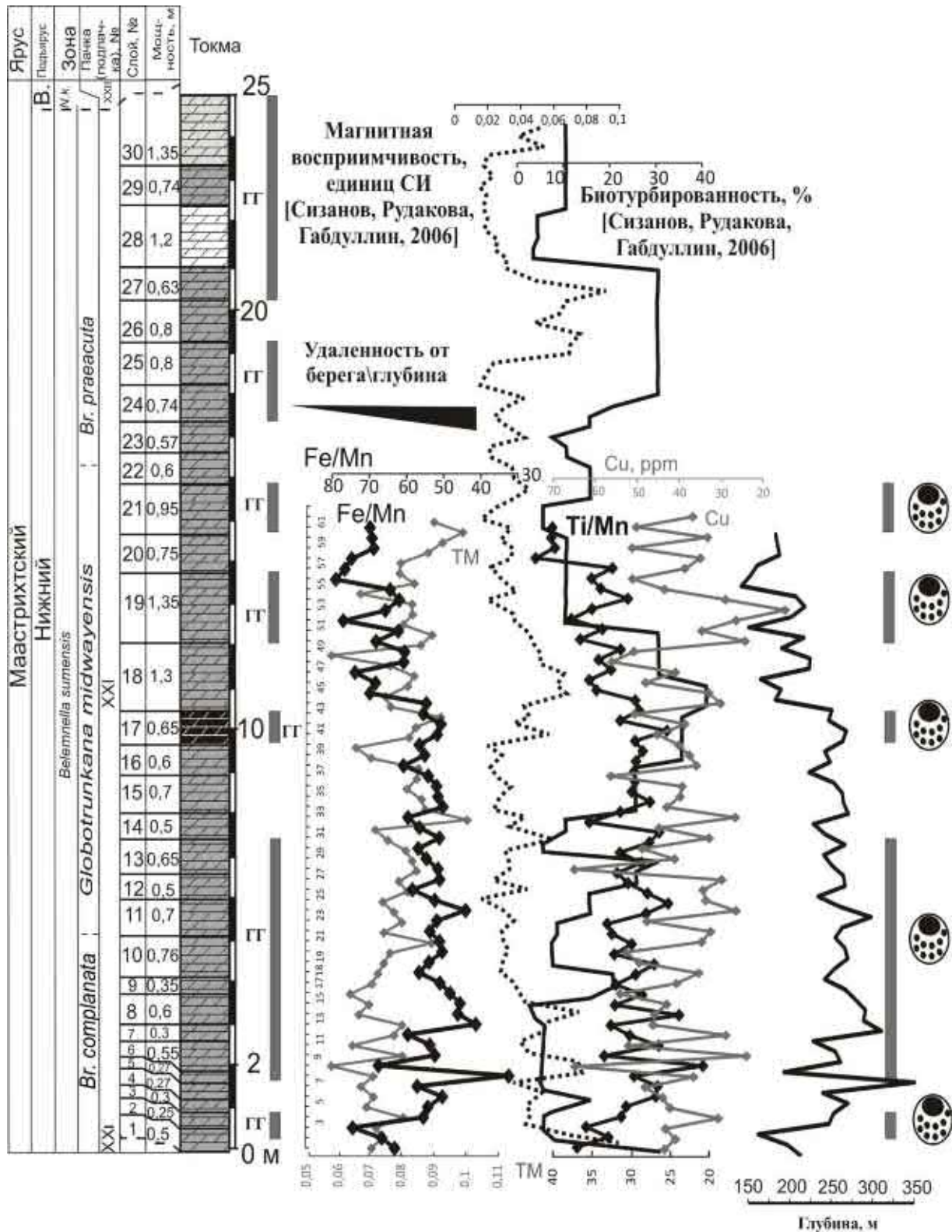


Рис. 5-32. Литологическая, палеонтологическая, петромагнитная и геохимическая характеристика вариаций климата для разреза нижнего маастрихта (пачка XXI) в овраге Токма. Условные обозначения – см. рис. 5-28. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2015], рис. 6). Составил Габдуллин Р.Р.

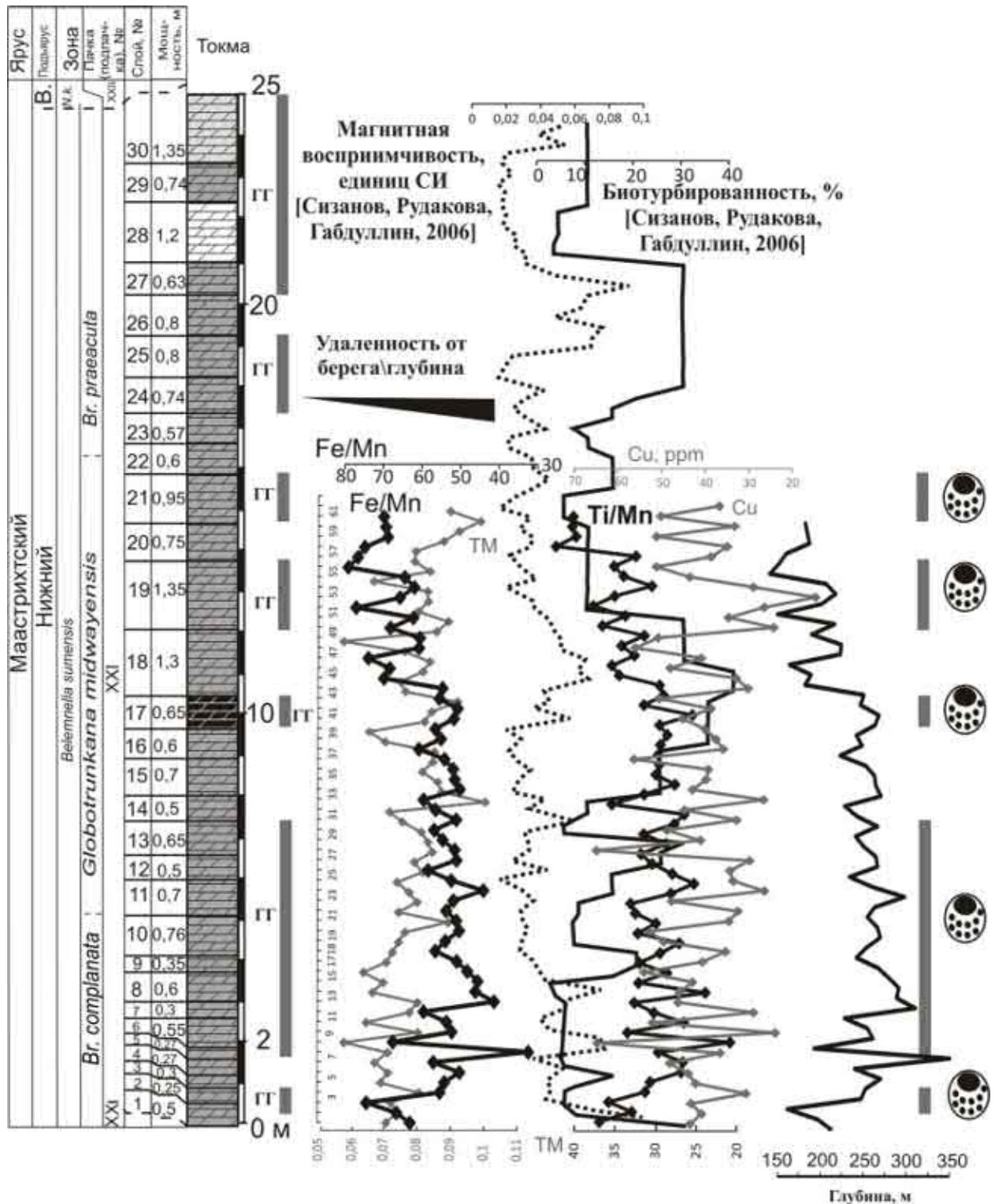


Рис. 5-33. Литологическая, палеонтологическая, петромагнитная и геохимическая характеристика вариаций глубины для разреза нижнего маастрихта (пачка XXI) в овраге Токма. Условные обозначения – см. рис. 5-28. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2015], рис. 7). Составил Габдуллин Р.Р.

углублением бассейна и/или возможным ослаблением терригенного сноса, а его конец (кровля) – с относительным обмелением и/или возможным усилением терригенного сноса.

Изменение солёности (рис. 5-34) фиксируется флуктуациями содержания Zn, V, Cu и отношением Sr/Ba. Наиболее представительной кривой для оценки вариаций солёности была выбрана кривая содержания Cu. Время начала формирования ГГ коррелирует с увеличением солёности, а его конец – с понижением солёности.

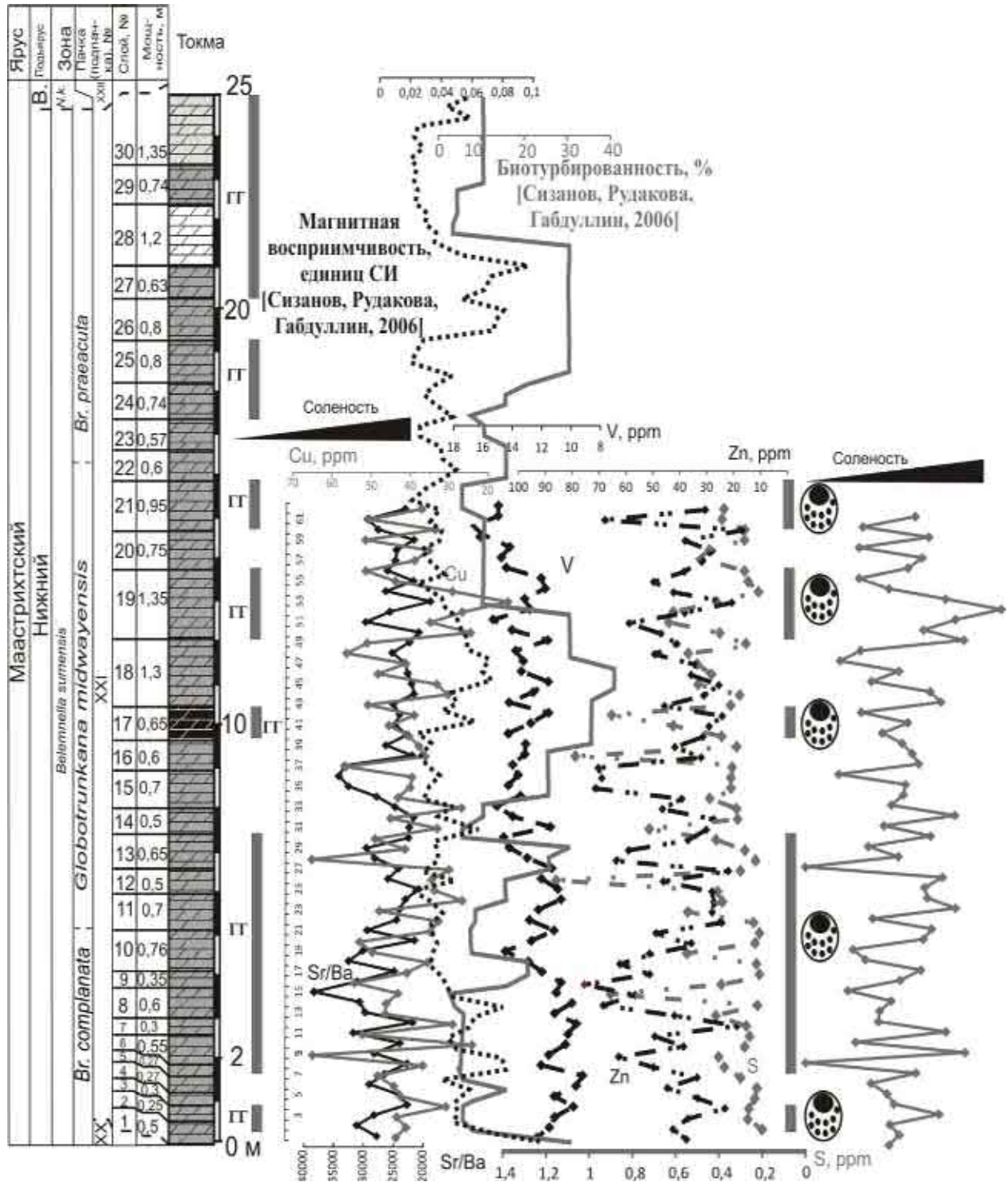


Рис. 5-34. Литологическая, палеонтологическая, петромагнитная и геохимическая характеристика вариаций солёности для разреза нижнего маастрихта (пачка XXI) в овраге Токма. Условные обозначения – см. рис. 5-28. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2015], рис. 8). Составил Габдуллин Р.Р.

В итоге, один губковый горизонт отвечает одному климатическому циклу (потепление – похолодание), одному эвстатическому циклу (трансгрессия – регрессия) и одному циклу изменения солености (осолонение – опреснение).

Разрез Староселья. Небольшой по мощности разрез терминального маастрихта и базального дания (рис. 5-35) был исследован в районе Староселья на северо-восточной окраине г. Бахчисарай (разрез №1 на рис. 5-28). Вариации климата и температуры подтверждаются циклическим распределением Ca, V, Ni, отношением Sr/Ba и ТМ. Только содержание Ni и ТМ выбиваются из общего тренда прочих перечисленных выше параметров. Суммируя данные по распределению Ca, V и отношению Sr/Ba была составлена локальная климатическая кривая по геохимическим данным (рис. 5-35а). Коррелируя этот полученный результат с данными по распределению организмов – индикаторов условий окружающей среды (например, пектенид) и итогом палеотермометрических исследований (получен диапазон температур от 32,3 до 34,1°C) предложена синтетическая локальная палеотемпературная кривая (рис. 9Б) с учетом

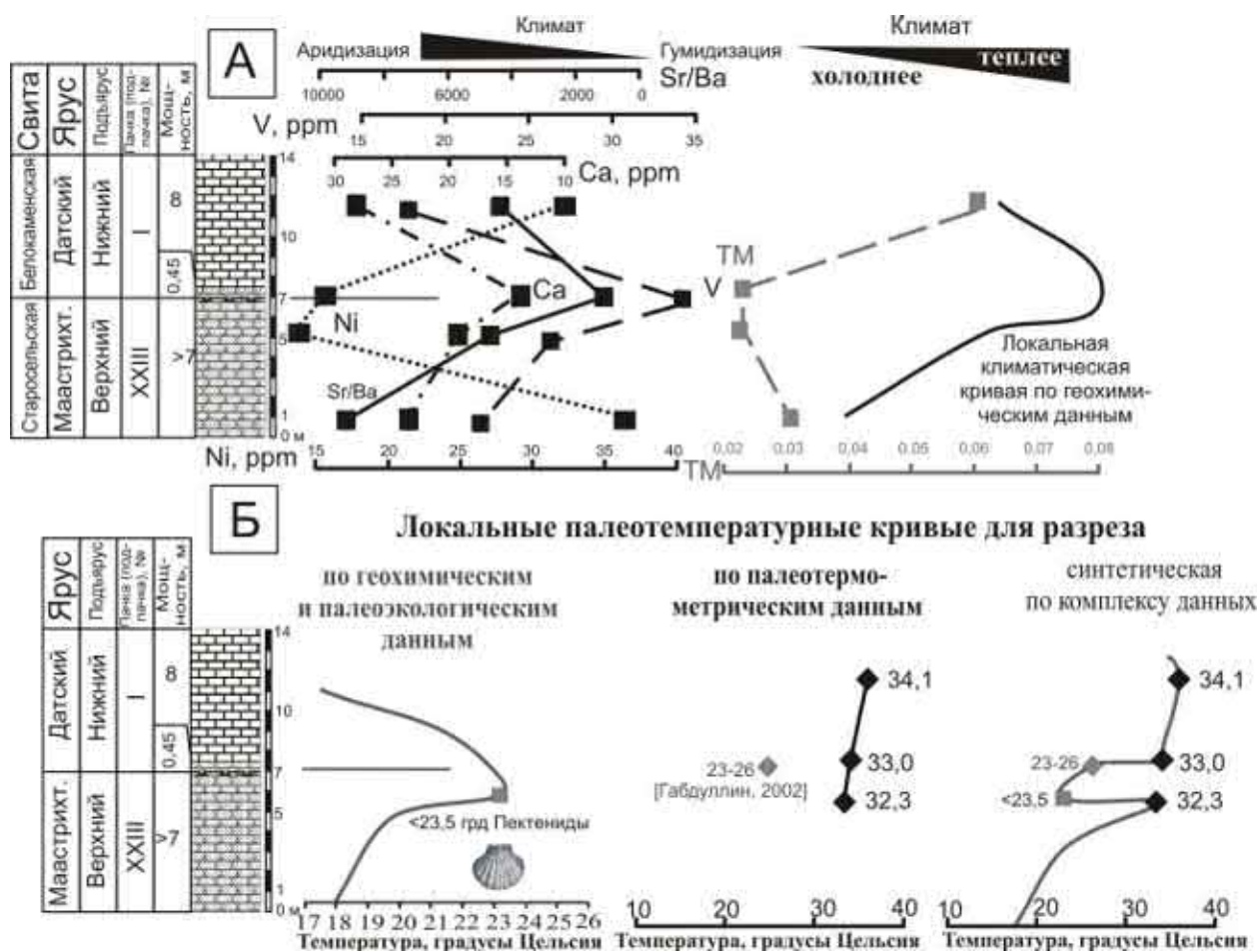


Рис. 5-35. Литологическая, палеонтологическая и геохимическая характеристика вариаций климата для разреза мел-палеогеновой границы в стратотипическом разрезе у с. Староселье у Ханского Дворца в г. Бахчисарай (старосельская и белокаменная свиты). Условные обозначения – см. рис. 5-28. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2015], рис. 9). Составил Габдуллин Р.Р.

литературных данных [Габдуллин, 2002]. Из нее видно, что мел-палеогеновой границе в разрезе Староселья отвечает интервал похолодания до 23°C.

Вариации глубины бассейна в конце маастрихта фиксируются в данном разрезе по концентрациям Pb, Zn, отношениям Mn/Ni, Ti/Mn, модулям (ТМ, КМ, НМ), при этом тренд КМ и отношения Mn/Ni характеризуются противоположным к трендам прочим выше перечисленным параметрам. С учетом моллюсков – индикаторов условий окружающей среды (*Pecten*, *Chlamys*, *Ostrea*, *Pholadomya*), совместно существовавших в диапазоне глубин 10–40 м, установленных в разрезе, а также региональной палеобатиметрической кривой [Никишин и др., 2006], построена локальная палеобатиметрическая кривая для мелководно-морского разреза Староселья.

Соленость в конце маастрихтского века в этой окраинной части Тетиса увеличивалась (рис. 5-36), но не превышала 30 промиллей (критические значения для устриц рода *Ostrea*). Тенденция к росту солености установлена по содержанию V, Cu, Zn и отношению Sr/Ba.

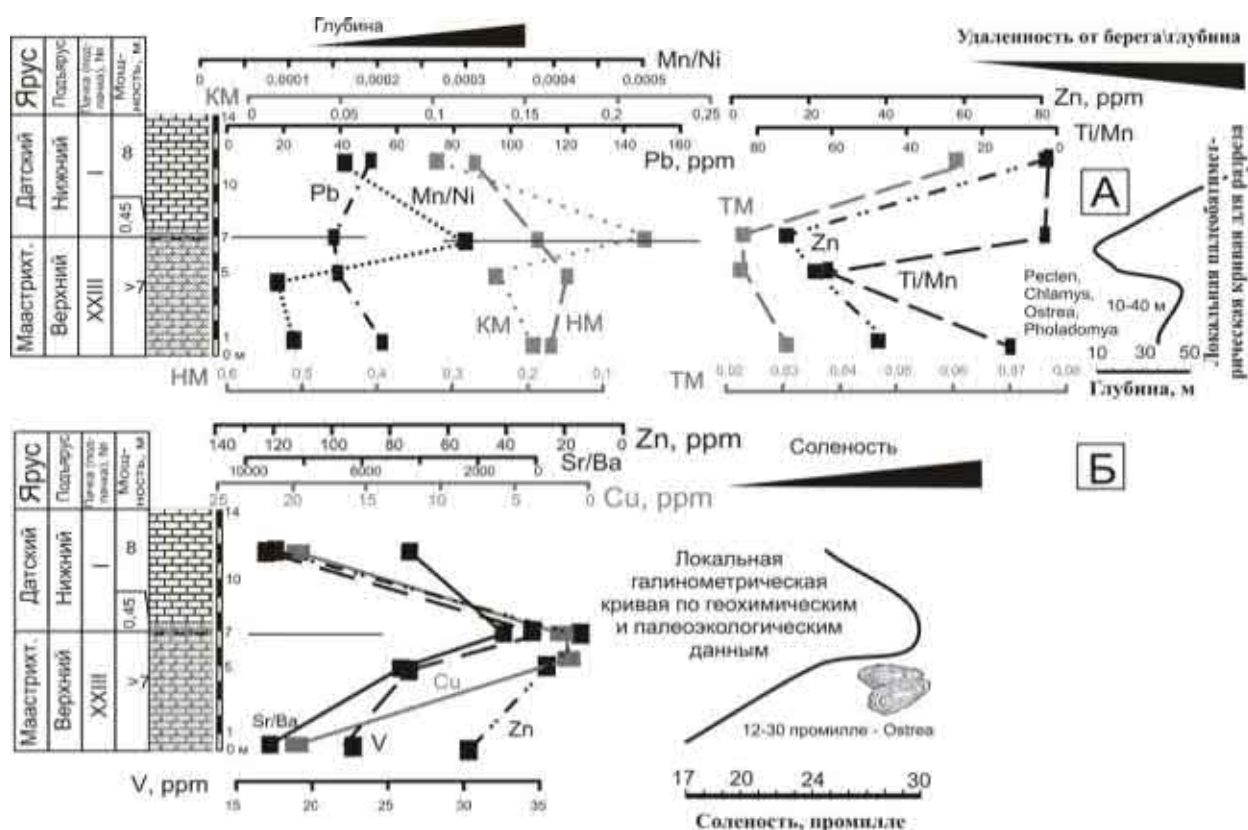


Рис. 5-36. Литологическая, палеонтологическая и геохимическая характеристика вариаций глубины (А) и солености (Б) для разреза мел-палеогеновой границы в стратотипическом разрезе у с. Староселье у Ханского Дворца в г. Бахчисарай (старосельская и белокаменная свиты). Условные обозначения – см. рис. 5-28. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др. 2015], рис. 10). Составил Габдуллин Р.Р.

В итоге полученный комплекс данных по четырем разрезам Бахчисарайского района Юго-Западного Крыма с учетом данных по Севастопольскому району позволяет уточнить палеотемпературные оценки, приведенные на рис. 5-37. Расчетные значения температуры для конца маастрихта по разрезам Староселья и Беш-Коша хорошо коррелируют друг с другом.

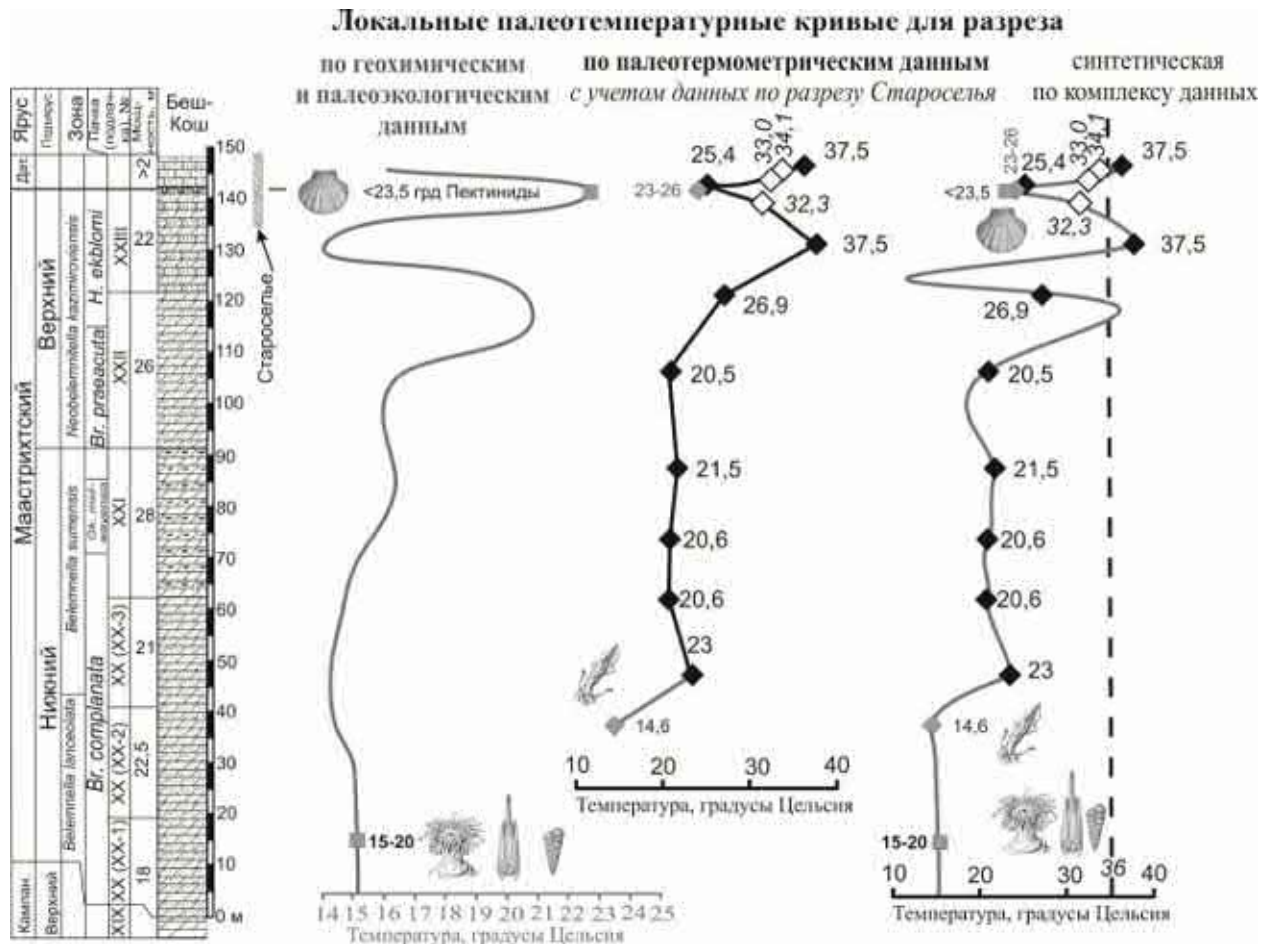


Рис. 5-37. Литологическая, палеонтологическая и геохимическая характеристика вариаций глубины (А) и солености (Б) для разреза мел-палеогеновой границы в стратотипическом разрезе у с. Староселье у Ханского Дворца в г. Бахчисарай (старосельская и белокаменная свиты). Условные обозначения – см. рис. 5-28. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др. 2015], рис. 11). Составил Габдуллин Р.Р.

В ходе исследования для раннего маастрихта (пачка XX, по А.С. Алексею [Геологическое..., 1989], зона *Belemnella lanceolata*), представленного пачкой переслаивания мергелей глинистых и слабоалевритовых и кремненых известняков (обогащенных губковыми прослоями), была предложена модель, связанная с периодическим привносом аллохтонных губок из более мелководных частей бассейна, вызванный эвстатическими вариациями уровня моря и/или переориентировкой донных течений [Габдуллин, Первушов, Толстова, 2007].

Также были уточнены локальные и региональные условия окружающей палеосреды (палеосоленость, палеоглубина и палеоклимат) для разрезов Горного Крыма для средне-

верхнеюрского, позднемелового и палеогенового, а также юрских и нижнемелового (для разрезов Западного Кавказа) интервалов геологической истории Северной окраины Тетиса [Габдуллин, 2008; Габдуллин и др., 2012, 2014, 2015, 2017, 2018, 2021; Никишин и др., 2016], что позволило осуществить серию региональных палеогеографических реконструкций для Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления – Крыма и Кавказа [Никишин и др., 2006, 2008; Nikishin et al., 2008, 2017].

4.3.3. Большой Кавказ¹²

Еще одним объектом изучения в ходе диссертационного исследования стали разрезы среднего части меловой системы (апта–сеномана) Абхазской зоны, изученные комплексом методов коллективом авторов в 2008–2011 гг. [Габдуллин и др., 2012]. На Западном Кавказе в долине р. Мзымта и от р. Псоу до р. Ингур было выполнено описание естественных и искусственных обнажений, керны из нескольких десятков скважин и их сравнительный анализ, затем был проведен отбор образцов для петрографического, геохимического изучения и датировки возраста по нанопланктону с последующим анализом литературных материалов и сравнением с полученными оригинальными данными.

Установлено, что представление об их литологическом составе, базирующееся в основном на описании естественных обнажений, отличается от такового для разрезов скважин, пробуренных в отложениях аналогичного возраста. В частности, удалось выяснить, что доля глинистых пород в разрезе существенно выше, чем было принято считать ранее. При картировании этой территории заключения о составе отложений были сделаны по редким обнажениям, а, чаще, – по крупным оползневым блокам, в которых выступали скальные глинисто-карбонатные породы (мергели, реже известняки). Глинистые части разреза были скрыты оползневыми телами и не выходили на поверхность. В результате бурения и строительных работ в долине р. Мзымта, появились материалы, на основе исследования которых появилась возможность полнее оценить литологическое строение этого интервала разреза. Разрезы были опробованы на нанопланктон, чтобы отличить оползневые глинистые накопления от коренных глин. Установлено, что доля глин в разрезе существенно больше, чем было принято считать ранее. Это, например, дает возможность, битуминозные толщи апта и альба рассматривать не только в качестве потенциально нефтематеринских пород, но еще и

¹² При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Габдуллин Р.Р., *Копаевич Л.Ф., Щербинина Е.А., Зеркаль О.В., Самарин Е.Н., Яковичина Е.В., Акуба А.М., Заграчев Н.Т., Козлова Г.К.* Литолого-стратиграфическая характеристика апт-сеноманских отложений Абхазской зоны Западного Кавказа // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2012. № 4, с. 12-25 RSCI (0,92 авторских листа, 0,8 п.л., вклад автора 30%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)

региональной покрывки. Для подтверждения этого выполнено описание ряда обнажений в районе пос. Кепша в долине р. Мзымта и обнажения в районе с. Отхара (Уатхара) на правом берегу р. Хипста.

Обобщая результаты комплексного полевого и лабораторно-аналитического исследования, включавшего палеонтологическое датирование возраста, литолого-петрографические и геохимические методы были построены серии литолого-палеогеографических профилей (рис. 5-38) и карт (рис. 5-39–5-44).

Аптские–альбские отложения в Абхазской зоне представлены существенно мергелисто-глинистыми породами с развитием битуминозных прослоев, отвечающих океаническому бескислородному событию ОАЕ-1 ($C_{\min}$ до 6,88 мас.% при $C_{\text{орг.}}$ менее 1 мас.%, см. табл. 3 в [Габдуллин и др., 2011а]). Если на Западном Кавказе встречаются отдельные битуминозные уровни, то на Восточном Кавказе почти весь аптский разрез битуминозен. Глинистость явно увеличивается в юго-восточном направлении от российской границы и стратиграфически от аптских отложений к альбским (рис. 5-39–5-44). Нет данных о том, что битуминозные фации в кровле аптских пород из долины р. Мзымта прослеживаются на юг и юго-восток в Абхазию, однако уже в альбских отложениях битуминозные породы имеют почти повсеместное распространение. Это прослеживается на профилях и картах фаций, а также на картах распространения коллекторов, покрывок и нефтематеринских пород (рис. 5.43–5.44). Видно, что нефтематеринские фации битуминозных мергелей и глин одновременно являются и хорошей региональной покрывкой. В частности, при бурении скважин в долине р. Мзымта они служат водоупором. В аптских–альбских отложениях, вскрытых более чем ста скважинами в долине р. Мзымта, доминируют прослои битуминозных глин с конкрециями мергелей и их редкими конкреционными прослоями, а также известковистые глины [Габдуллин и др., 2011 а, б]). В серии редких обнажений коренных пород апта–альба в районе пос. Кепша обнажены мергелистые разности, а по глинистым – развиты оползневые процессы, поэтому они доступны для изучения только в керне скважин. Это дает возможность подчеркнуть существенно бóльшую роль глинистых разностей в разрезе этого интервала. Пример строения аптской части разреза в скважинах и его литолого-геохимической характеристике, включая нефтематеринский потенциал битуминозных осадков апта–альба в районе пос. Кепша, приведен в работах [Габдуллин и др., 2011 а, б]).

Сеноман. Битуминозные прослои мергелей, глинистых мергелей или глин, тяготеющих к кровле сеноманских отложений или сеноман-туронской границе, характеризуются площадным распространением в северо-западной части Абхазской зоны. Большая часть осадков представлена, по сути, одной фацией переслаивания песчанистых и глинистых мергелей с глинами и алевролитами. Эпизодически в северной части зоны появляются уровни, обогащенные туфовым материалом.

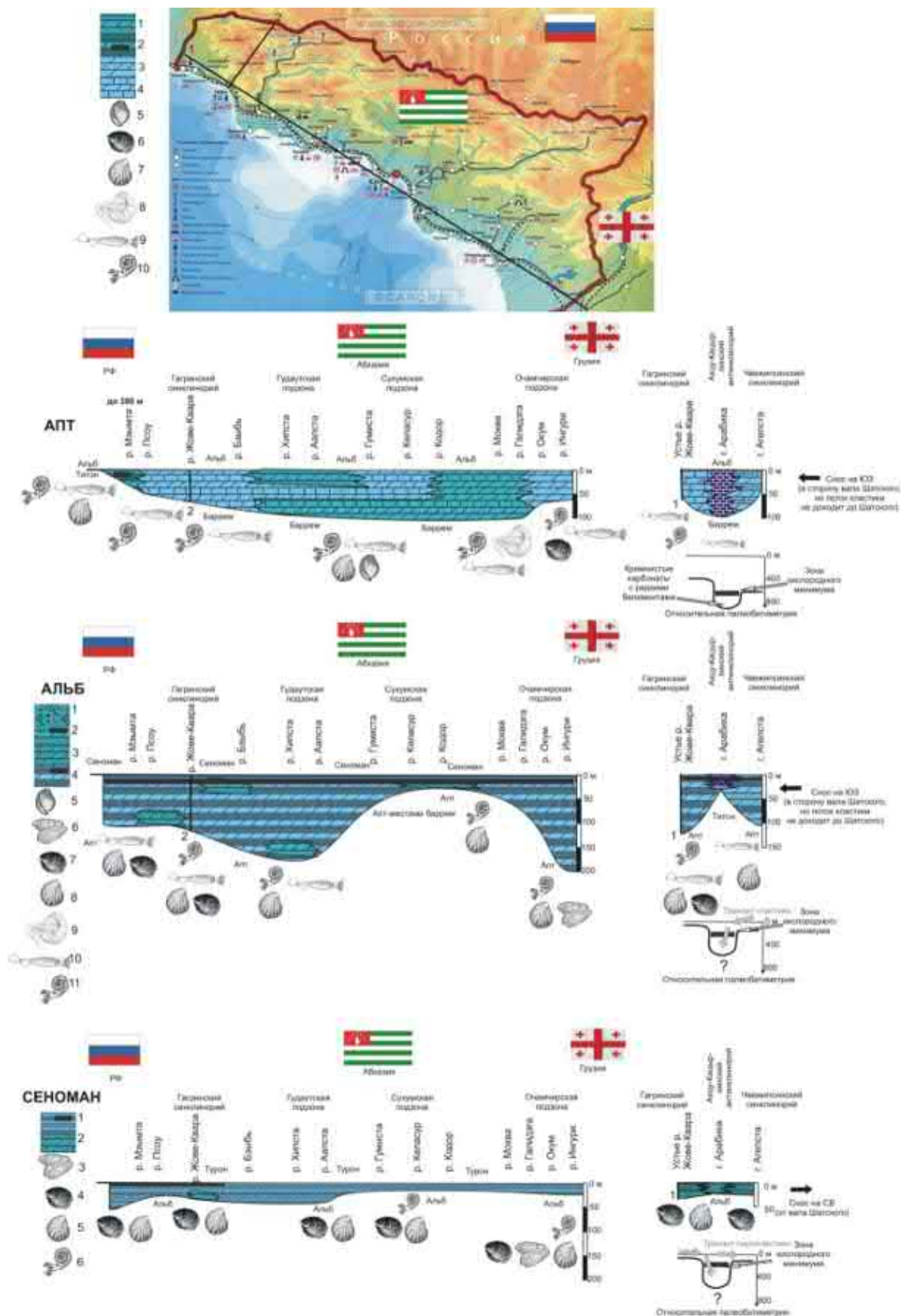


Рис. 5-38. Литолого-фациальные профили среднемеловых отложений в Абхазии. Условные обозначения. Для апта: 1 – переслаивание песчаников и мергелей; 2 – переслаивание глин и мергелей битуминозных; 3 – мергели; 4 – переслаивание мергелей и известняков; 5 – брахиоподы; 6 – устрицы; 7 – ауцеллины, иноцерамы; 8 – прочие

двустворчатые моллюски; 9 – наутилоидеи; 10 – белемноидеи; 11 – аммоноидеи. Для альба: 1 – песчанистые известковистые брекчии с перемытыми известняками баррема; 2 – переслаивание песчаников и мергелей с линзами и прослоями битуминозных мергелей или аргиллитов; 3 – песчанистые мергели с линзами и прослоями битуминозных мергелей или аргиллитов; 4 – переслаивание мергелей и глин с линзами и прослоями битуминозных мергелей или аргиллитов; 5 – переслаивание известняков, мергелей, глин и туфов, туфопесчаников; 6 – брахиоподы; 7 – ауцеллины, иноцерамы; 8 – ауцеллины, иноцерамы; 9 – прочие двустворчатые моллюски; 10 – белемноидеи; 11 – аммоноидеи. Для сеномана: 1 – переслаивание песчанистых, глинистых мергелей с глинами и алевролитами; 2 – переслаивание песчаников, туфопесчаников, редко – туфов и песчанистых мергелей; 3 – устрицы; 4 – иноцерамы; 5 – прочие двустворчатые моллюски; 6 – аммоноидеи. Рисунки из статьи ([Габдуллин и др., 2012], рис. 1, 6 и 9). Составил Габдуллин Р.Р.

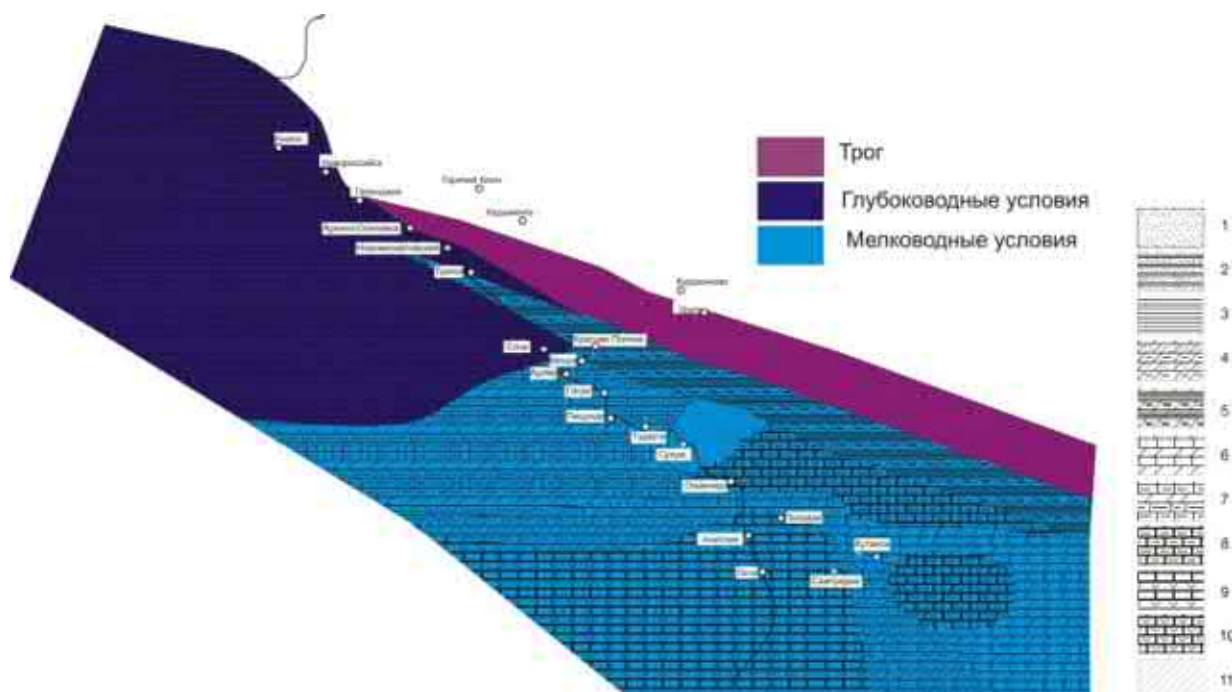


Рис. 5-39. Палеогеографическая схема Восточно-Черноморского региона для апта: 1 – пески, песчаники; 2 – чередование прослоев песков, песчаников и глин, аргиллитов; 3 – глины; 4 – чередование прослоев песчанистых и глинистых мергелей; 5 – чередование прослоев глин (аргиллитов) и глинистых битуминозных (ОАЕ-1 а) мергелей; 6 – чередование прослоев известняков и мергелей; 7 – прослоев мергелей в известняках; 8 – глинистые известняки; 9 – чередование прослоев известняков и вулканогенных пород (туфов); 10 – известняки с примесью пепла; 11 – терригенный флиш трога Большого Кавказа. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2012], рис. 4). Составил Габдуллин Р.Р.

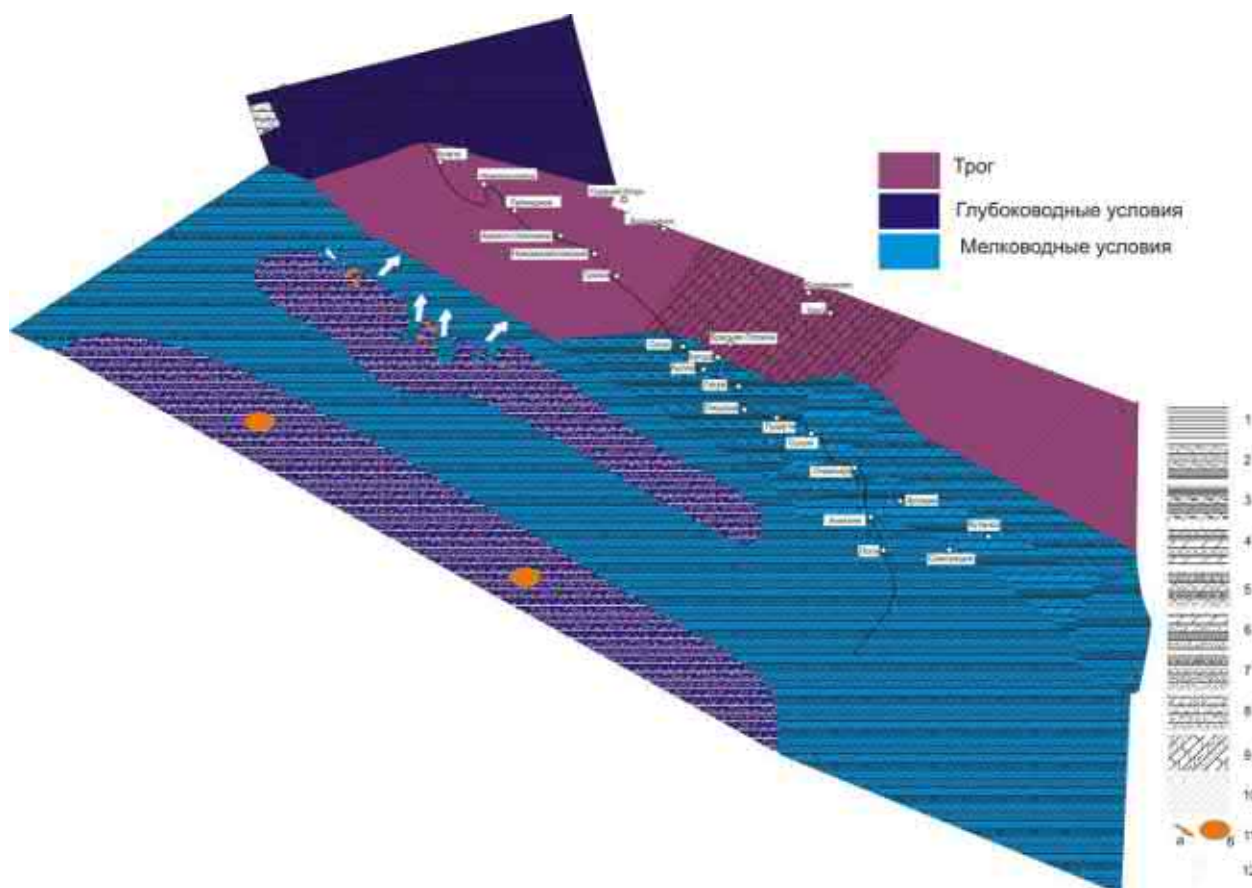


Рис. 5-42 Палеофациальная схема Восточно-Черноморского региона для альба: 1 – глины; 2 – чередование прослоев глинистых мергелей, песков (песчаников) и глин (аргиллитов); 3 – чередование прослоев глин (аргиллитов) и глинистых битуминозных (ОАЕ-1 b, c) мергелей; 4 – чередование прослоев туфов, глин и мергелей; 5 – чередование прослоев мергелей и глин (аргиллитов) с примесью пепла; 6 – чередование прослоев туфопесчаников, глин (аргиллитов) и мергелей; 7 – чередование прослоев песчаников, туфопесчаников, туфов и туфоаргиллитов; 8 – песчаники с примесью пепла с редкими прослоями аргиллитов; 9 – карбонатный флиш трога Большого Кавказа; 10 – терригенный флиш трога Большого Кавказа; 11 – вулканические постройки; 12 – направления сноса. Составил Р.Р. Габдуллин. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2012], рис. 7).

На основе литолого-стратиграфического анализа апт-сеноманских отложений Абхазской зоны в естественных обнажениях и разрезах скважин установлена существенная роль глин, доля которых может достигать до 30–35% разреза. Это позволяет выделять обширные площади распространения глинистых и глинисто-карбонатных фаций в качестве региональной покрывки. Развитие в этом интервале битуминозных прослоев, вероятно отвечающих, событиям ОАЕ-1 и ОАЕ-2, позволяет считать эти породы потенциально нефтематеринскими. Локально распространенные песчаные прослои могут играть роль коллекторов.

Построенные на основании полевых наблюдений и анализа литературных источников, включая фондовые отчеты, фациальные профили вдоль и вкост

Черноморского побережья Кавказа, а также серия фациальных карт в дальнейшем можно будет использовать для палеогеографической интерпретации определения источников и направления сноса терригенного материала.

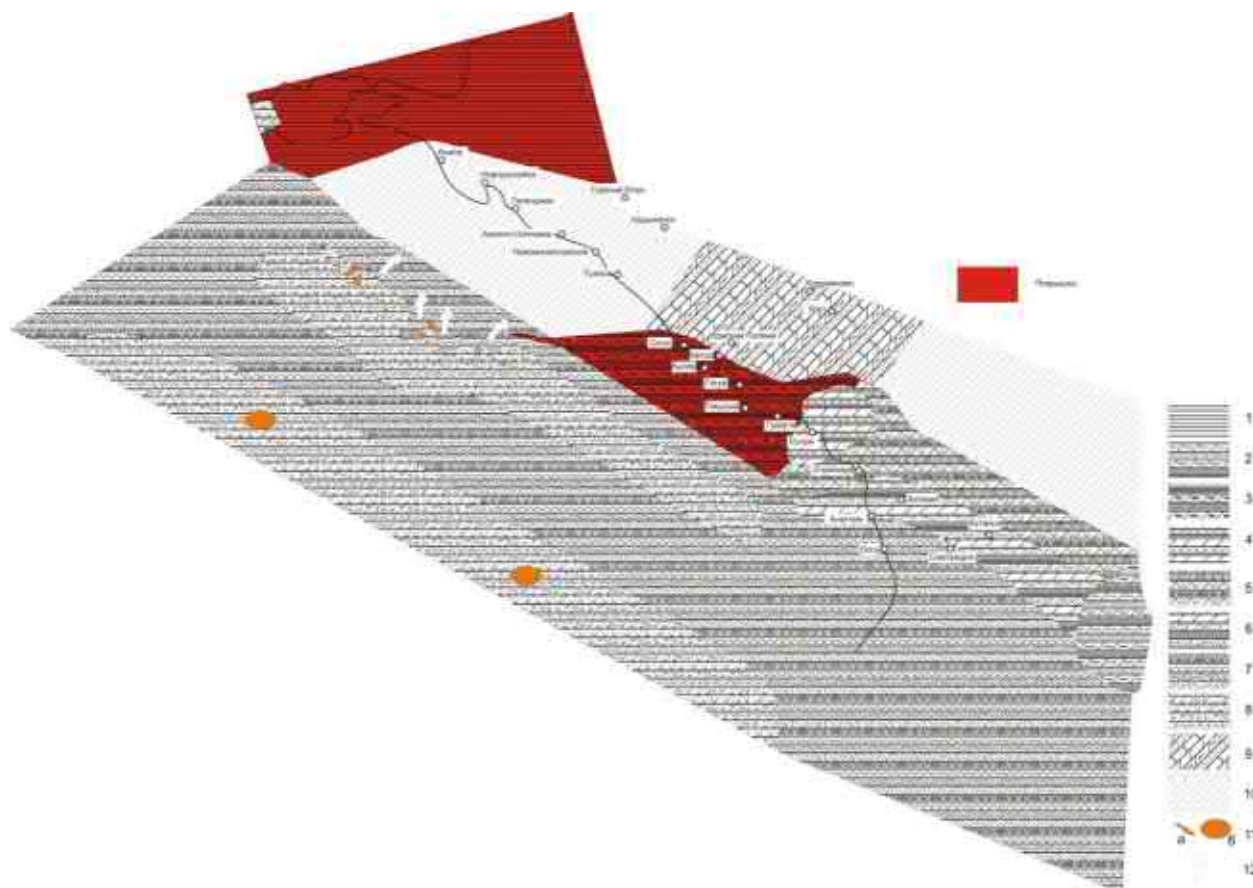


Рис. 5-43. Карта распределения фаций покровов и коллекторов для альбского времени в Восточно-Черноморском регионе. Составил Габдуллин Р.Р. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2012], рис. 8). Составил Габдуллин Р.Р.

4.4. Региональные палеогеографические реконструкции для седиментационных систем неогенового периода¹³

В качестве объекта диссертационного исследования были выбраны разрезы неогеновых отложений района Еникальского пролива и впервые проведена сравнительная характеристика.

¹³ При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Меренкова С.И., Серегина И.Ф., Габдуллин Р.Р., Ростовцева Ю.В., Большой М.А. Реконструкция палеосолёности и батиметрии Еникальского пролива в Восточной части океана Паратетис в сарматское время по геохимическим данным // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2020. № 3, с. 37-46 DOI: 10.33623/0579-9406-2020-3-37-46 (0,69 авторских листа, 0,6 п.л., вклад автора 15%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).

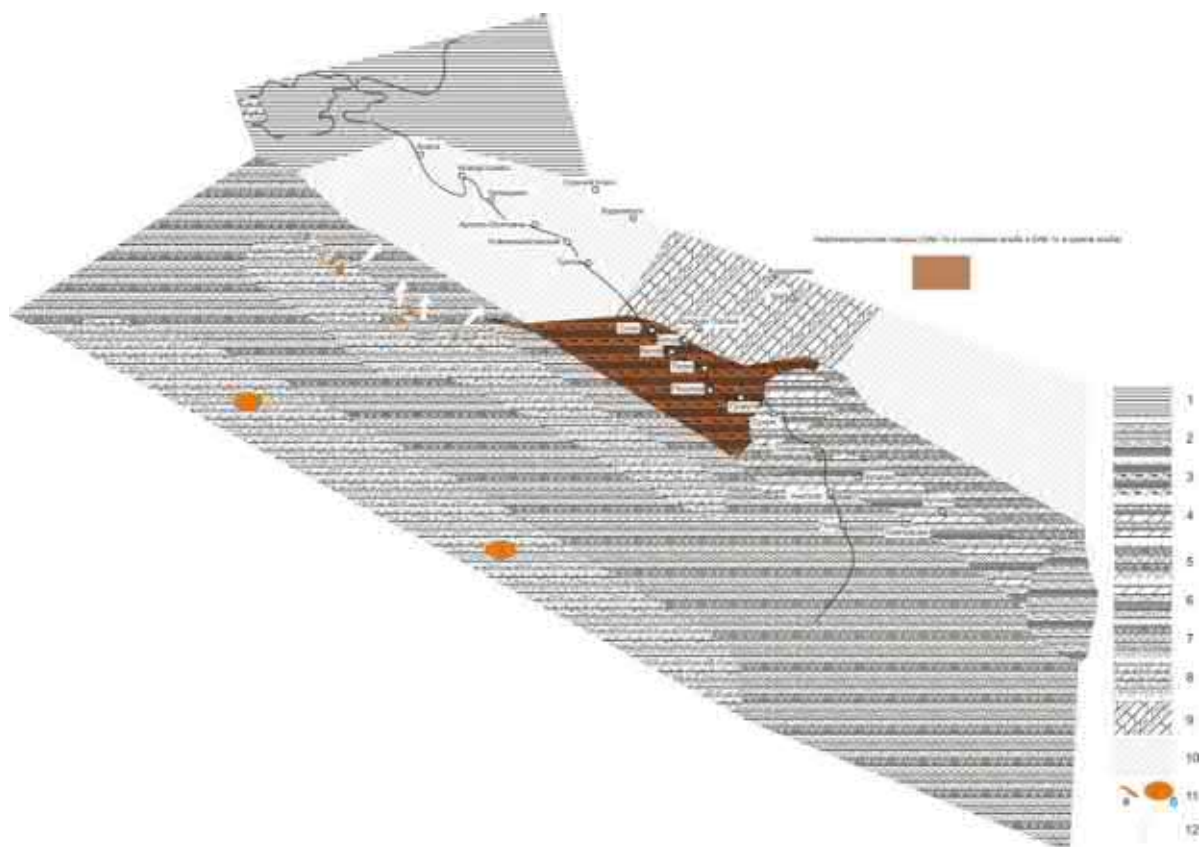


Рис. 5-44. Карта распределения фаций нефтегазоматеринских пород для альбского времени в Восточно-Черноморском регионе. Составил Габдуллин Р.Р. Рисунок из статьи ([Габдуллин и др., 2012], рис. 8).

В качестве объекта диссертационного исследования были выбраны разрезы неогеновых отложений района Еникальского пролива и впервые проведена сравнительная интерпретация геохимических данных о составе сарматских глин и алевролитов Керченского пролива и Таманского п-ова [Меренкова и др, 2020]. По результатам интерпретации геохимических данных уточнены и детализированы кривые палеосолёности и палеобатиметрии Еникальского пролива в восточной части океана Паратетис. Выделено 2 регрессивных (ранний сармат; с середины позднего сармата) и 2 трансгрессивных (средний и начало позднего сармата; конец позднего сармата–начало мзотиса) этапа в развитии изучаемого района (рис. 5.45). Получены данные о солёности (‰), рассчитанные по геохимическим данным: от 6 до 19‰ в раннем сармате, 5–17‰ в среднем сармате (с учетом данных для Керченского пролива) и 2–10‰ в позднесарматское время (рис. 5-45). Полученные результаты о солёности и батиметрии сарматского бассейна не противоречат существующим представлениям о геологическом развитии изучаемого района, основанным на палеонтологических и литологических данных.

По соотношениям Fe/Mn и Cr/Ni можно реконструировать: 1) относительно глубоководные условия (Fe/Mn 80-160) в конце раннего и начале среднего сармата, а также для

большей части позднего сармата. По соотношениям Fe/Mn и Cr/Ni достаточно четко фиксируются трансгрессивные и регрессивные этапы развития рассматриваемой области бассейна: 1) регрессия на протяжении раннего сармата, 2) трансгрессия для части среднего и начала позднего сармата, 3) регрессия в конце позднего сармата, 4) начало раннемэотической трансгрессии (рис. 5-46). Полученные результаты также не противоречат опубликованным данным и увеличивают степень детализации палеобатиметрической кривой для рассматриваемой области в сармате (рис. 5-47).

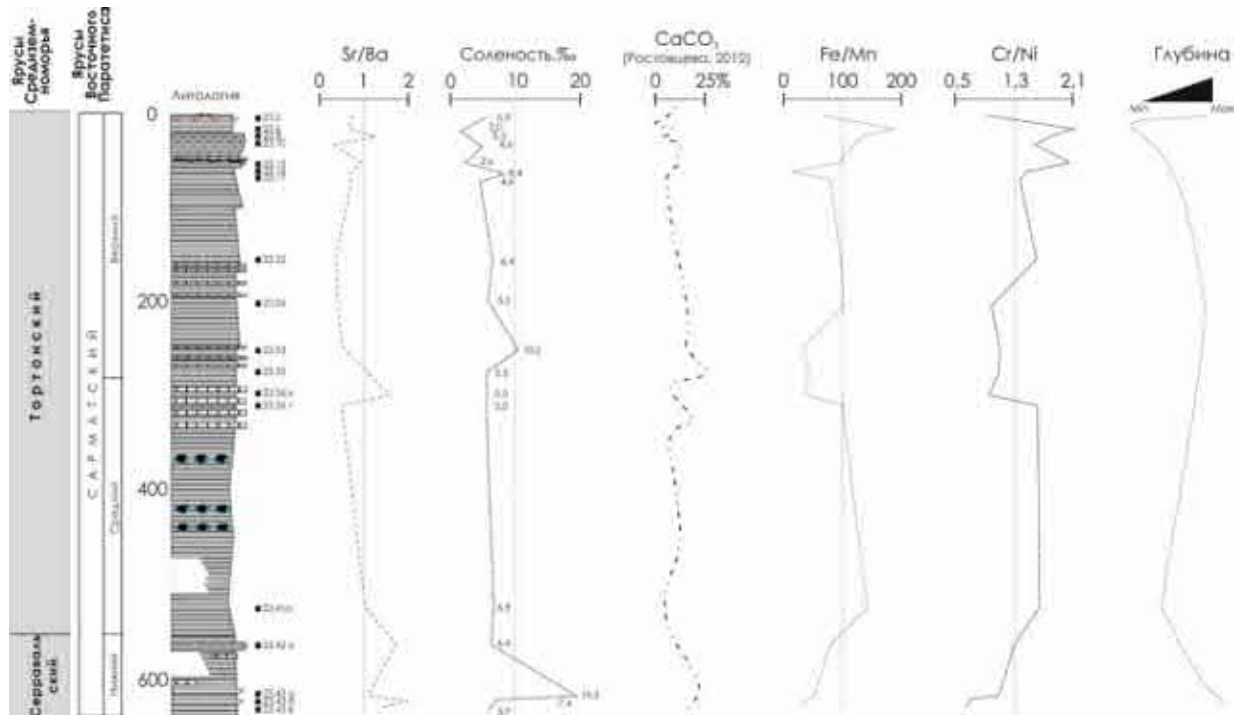


Рис. 5-45. Кривые изменения содержания основных элементов-индикаторов солености и глубины на протяжении сарматского века в таманской части Еникальского пролива (разрезы г. Зеленского–мыс Панагия, образцы Ю.В. Ростовцевой) и синтетическая палеобатиметрическая кривая. Соленость, ‰ — рассчитанное по содержанию бора значение солености в промилле. Рисунок из статьи ([Меренкова и др., 2020], рис. 6).

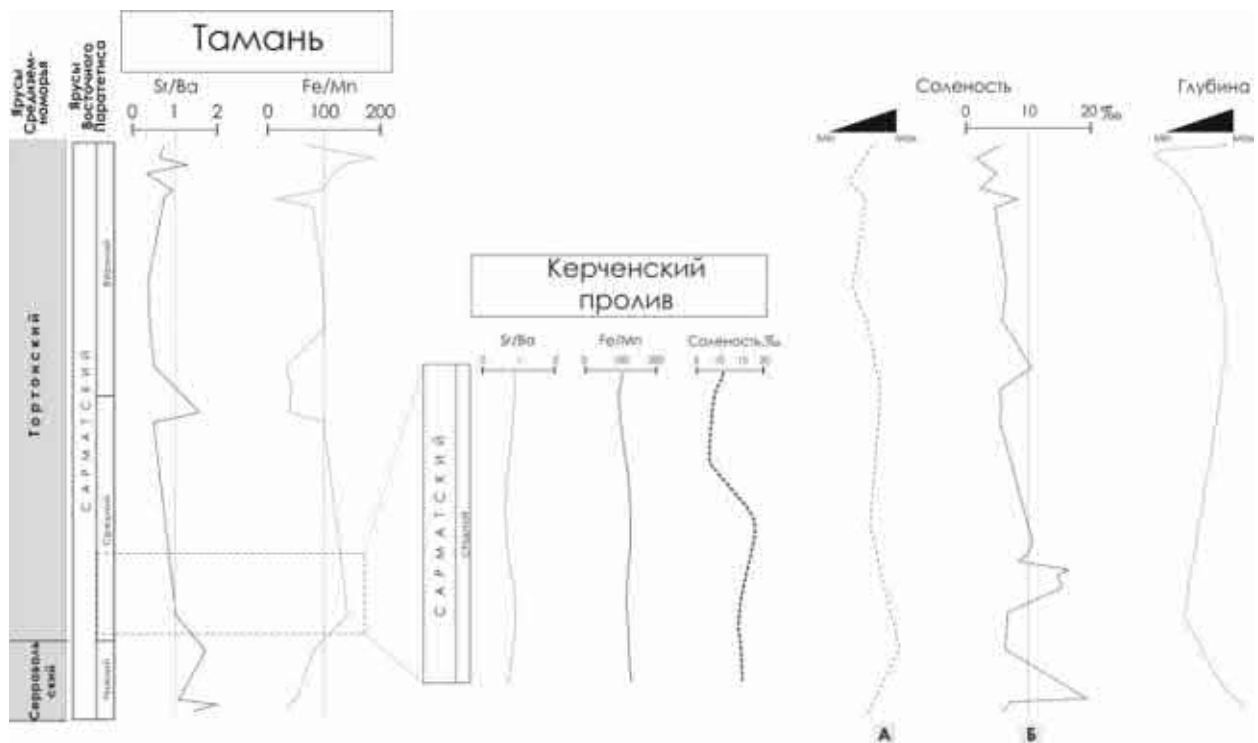


Рис. 5-46. Соотношение основных исследуемых показателей в сарматских отложениях Керченско-Таманского региона и кривые возможных вариаций глубины и солености в Еникальском проливе в сарматском веке, построенные по геохимическим данным: А — синтетическая кривая относительного изменения палеосолености (по содержанию стронция, бария, бора), Б — синтетическая кривая абсолютного изменения палеосолености в промилле (рассчитана по содержанию бора в изучаемых отложениях, S , ‰). Рисунок из статьи ([Меренкова и др., 2020], рис.6)

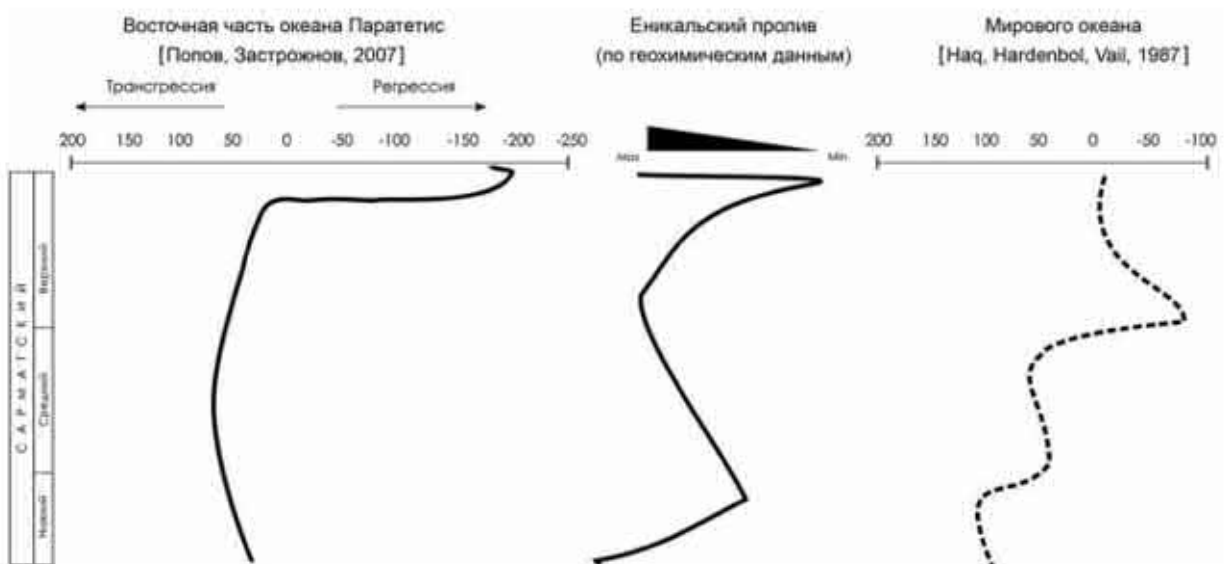


Рис. 5-47. Кривые колебания уровня в бассейне восточной части океана Паратетис в сарматском веке. Рисунок из статьи ([Меренкова и др., 2020], рис.8)

ГЛАВА 6. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ¹⁴

Дальнейшим развитием идеи циклостратиграфической шкалы Русской плиты и ее южного обрамления для позднемелового интервала стало создание циклостратиграфической шкалы Северной Евразии для мезо-кайнозоя. Для разрезов Северной Евразии и фрагментов ее распада автором была проведена классификация седиментогенных формаций осадочных бассейнов мезо-кайнозоя по различным тектоническим (геодинамическим) обстановкам [Тектонический кодекс России, 2016] и по различным климатическим обстановкам [Синицын, 1980]. «Смысловым каркасом» выступали разрезы и лабораторно-аналитические данные по пробам из них, изученные рекогносцировочно или детально автором или в соавторстве. Графическая визуализация включала оформление в стиле легенды к государственной геологической карте (ГГК). В случае отсутствия актуальных легенд к ГГК, которые служили бы стратиграфической основой, такие легенды были составлены автором с использованием опубликованных данных и фондовой литературы. Стилизованные по легенду к ГГК формации стратонов помимо климатической и геодинамической интерпретации были дополнены палеогеографической информацией, включавшей построение кривых палеоглубины, палеосолености и палеотемпературы. Этот комплекс характеристик был собран или создан автором для следующих регионов мезо-кайнозоя Тетиса, Перитетиса и Паратетиса (частично – Атлантического океана): Западного Внутреннего бассейна, периокеанического прогиба Аларгве, Лиссабонской впадины, Гвадалквивирского краевого прогиба, Андалузских гор, Балеарских островов, Кантабрийских гор, Аквитанской впадины, Восточно-Европейской платформы, Горного Крыма, Большого Кавказа, Кубадага, Большого Балхана, Копетдага.

¹⁴ При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

- 1) *Габдуллин Р.Р.* Палеоклиматические реконструкции методом высокоточной циклической корреляции на примере разрезов мезо-кайнозоя Северной Евразии // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2022. № 6, с. 23-34 RSCI (0,61 авторского листа, 0,65 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).
- 2) *Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Бакай Е.А., Полудеткина Е.Н., К.В. Сыромятников, Казуров М.Д., Мигранов И.Р., Бордунов С.И., Устинова М.А., Ростовцева Ю.И., Мамонтов Д.А., Бадулина Н.В., Иванов А.В.* Литолого-геохимическая и палеогеографическая характеристика мезо-кайнозойских отложений Енисей-Хатангского прогиба// Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2022. № 6, с. 46–55 (0,55 авторского листа, 0,93 п.л., вклад автора – 25%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).
- 3) *Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Храмов А.Е., Короновский А.А., Руннова А.Е., Яшков И.А., Бадулина Н.В., Игтисамов Д.В.* Астрономо-климатические циклы в разрезе верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2014. № 5, с. 55-71 (1,58 п.л. / вклад автора 20%) Импакт-фактор РИНЦ – 0,596 (1,58 авторского листа, 0,3 п.л., вклад автора – 20%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)

Аналогичный массив данных приведен автором для Арктического и Субарктического регионов – Аляски, бассейна Свердруп, Гренландии акватории Баренцева моря (архипелага Шпицберген, Баренцевской плиты, Восточно-Баренцевского мегапрогиба), акватории Карского моря (Южно- и Северо-Карской СФО, Лаптевской и Анжуйской СФО, хребта Ломоносова, акватории Восточно-Сибирского моря (поднятия Де-Лонга, Ломоносовско-Менделеевской флексурно-разломной зоны, впадины Подводников, поднятия Кучерова и прогиба Вильницкого, Предменделеевской структурной ступени), акватории Охотского моря (Прибрежной моноклинали, Лонговского поперечного поднятия, Южно- и Северо-Чукотских прогибов, вала Барроу).

6.1. Литолого-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика разрезов осадочных бассейнов мезо-кайнозоя высоких широт

В ходе диссертационного исследования были изучены разрезы (или их описание), приведена их литолого-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика для различных осадочных бассейнов Северного полушария в мезо-кайнозое. Все графические иллюстрации этого параграфа составлены автором. Условные обозначения к ним приведены в приложении 1.

6.1.1. Гренландское, Норвежское и Баренцево море, архипелаг Шпицберген

Рассмотрим имеющиеся данные о геологической истории и палеогеографии мезо-кайнозоя района архипелага Шпицберген с запада на восток (рис. 6-1). В качестве стратиграфической основы была взята геологическая карта [Geological map..., 2000] (номенклатура листов – U 32-36 T 32-36).

В акватории Гренландского моря в основании разреза мезозоя выделены нерасчлененные отложения Sassendalen Group (T_{1-2}) и Kapp Toscana Grs. ($T-J_2$). Образования с индского по ладинский ярусы представляют собой алевролиты и аргиллиты в верхней части, в основании – песчаники, аргиллиты. Мощность 125–275 м. Отложения с карнийского по геттангский ярусы – это песчаники, алевролиты, аргиллиты с фосфоритовыми конкрециями. Их мощность составляет 75–105 м. Синемюр–нижнетоарские образования – это фосфоритовые конгломераты. В верхнем тоаре-аалене вскрыты песчаники, конгломераты мощностью 1-10 м. Этот комплекс образований ($T-J_{2ss-kt}$) можно отнести к бескарбонатной морской формации по [Синицын, 1980].

Выше со стратиграфическим перерывом залегают осадки верхнего баррема – апта, принадлежащие верхней части Adventdalen Group (K_{1ad_2}), представленные песчаниками и

аргиллитами мощностью 170 м. Этот комплекс отложений также можно отнести к бескарбонатной морской формации по [Синицын, 1980].

Местами встречаются континентальные терригенные образования барремского возраста – Helvetiafjellet Formation K_1hl , содержащие следы орнитопод и среднего размера теропод в озерных отложениях, аналог «Вельдской фауны» динозавров, включающей игуадонтид, базальных эуорнитопод, брахиозаврид, анкилозавров-нодозаврид и различные теропод [Hurum et. al., 2006; Smelror, Morten, 2007]. «Вельдская фауна» выступает в качестве маркирующего уровня при стратиграфической корреляции.

Выше после значительного перерыва следуют образования Forlandsundet Group (P_{1-2fr}), представленные переслаиванием конгломератов, алевролитов, аргиллитов и углей, мощностью до 4000 м. Их можно отнести к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980].

Еще выше залегают нерасчлененные отложения периокеанических прогибов неогенового возраста.

Восточнее, в акватории Норвежского моря, собственно в районе архипелага Шпицберген разрез триаса начинают индо-анизийские образования Sassendalen Group (T_{1-2ss}) мощностью 210–855 м. Битуминозные алевролиты и аргиллиты, горизонты фосфоритовых конкреций, в верхней части – карбонаты. Отмечена региональная газоносность этих отложений [Верба, Казанин, Иванов, 2018], входящих в состав триасового газоносного комплекса.

Выше следуют отложения с ладинского по ааленский ярус включительно – Kapp Toscana Group ($T-J_2kt$) мощностью 175–330 м. В нижней части – это образования формации Storfjorden (T_3kt_1), включающие переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников, фосфоритовые конкреции. Их перекрывают образования с верхней части норийского яруса по ааленский ярус формации Realgrunnen ($T_3-J_2kt_2$), объединяющие фосфоритовые конгломераты, песчаники.

Затем разрез наращивают байос-аптские отложения Adventdalen Group (K_1ad), разделенные на две части.

В нижней части ($J_2-K_1ad_1$) присутствуют алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями песчаников и карбонатными конкрециями мощностью 400–850 м. В кимеридж-титонском интервале разреза присутствуют нефте-газоматеринские богатые органическим веществом битуминозные осадки, формировавшиеся в условиях аноксии в западинах палеорельефа дна на глубоком шельфе. В верхней части (K_1ad_2) залегают песчаники и аргиллиты мощностью 170 м.

Описанный выше комплекс отложений с триаса по апт можно отнести к бескарбонатной морской формации.

Выше после значительного перерыва следуют отложения палеогенового возраста (рис. 6-2) Van Mijenfjorden Group (P_{vm}), представленные переслаиванием песчаников и аргиллитов с подчиненными прослоями углей, мощностью до 4000 м. Их возраст зеландий (даний?) – ранний

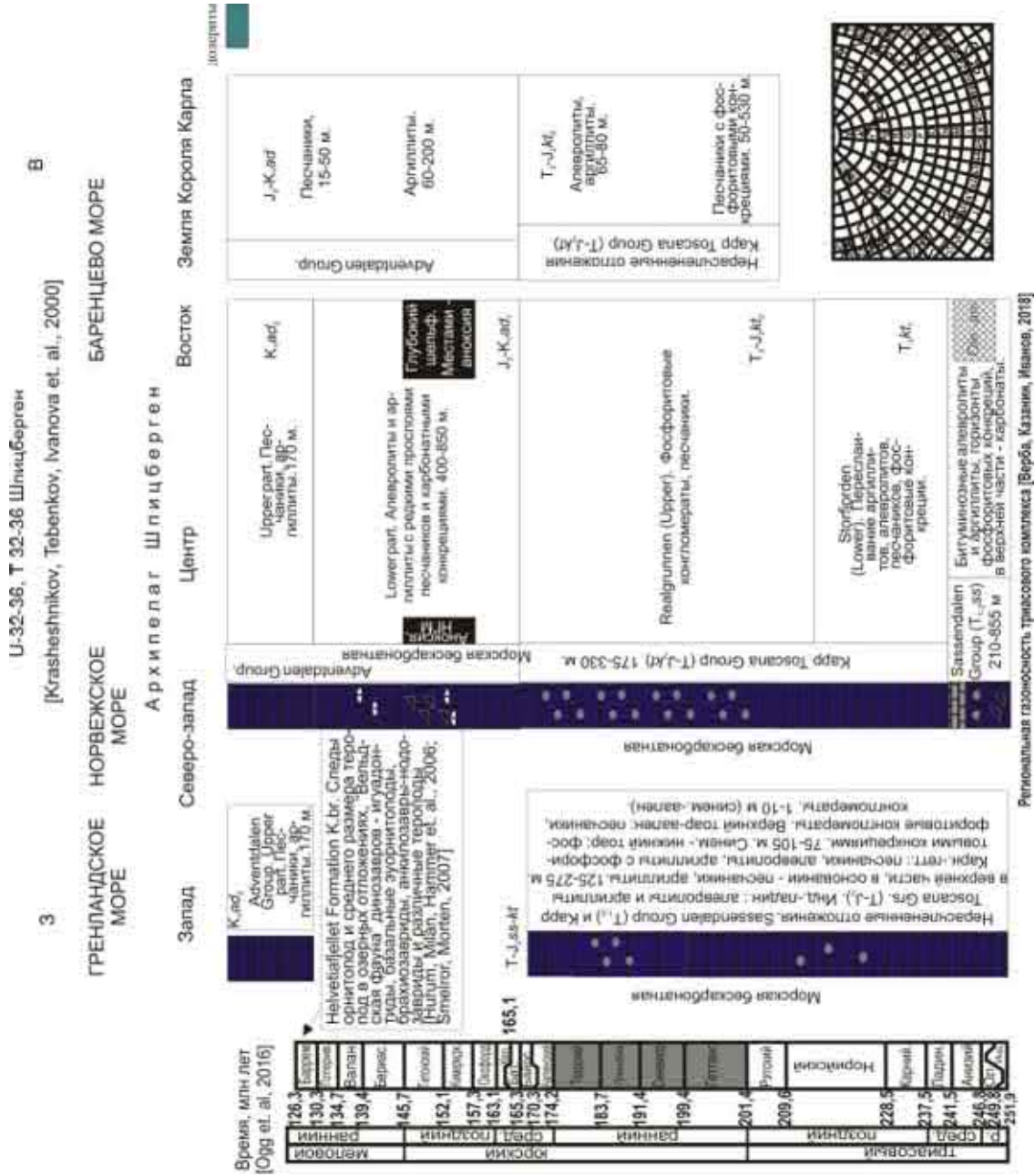


Рис. 6-1. Хронолитостратиграфическая и формационная и палеогеографическая характеристика триасово-нижнемеловых отложений района архипелага Шпицберген

рюпель. Их можно отнести к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980]. Нижняя часть (P_{1vm1}) в основании содержит конгломераты и является аналогом баренцбургской свиты. В этих отложениях содержится нефть и газ дасткого комплекса (Верба, Казанин, Иванов, 2018).

Выше следуют нерасчлененные континентальные отложения (P_3^{2-3}), которые также возможно отнести к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980]. Их перекрывают потоки оливиновых базальтов Seidefjellet Formation (N sd), которые наращиваются нерасчлененными отложениями периокеанических прогибов неогенового возраста.

Восточнее, в районе Баренцева моря в пределах Земли Короля Карла в нижней части мезозойского разреза залегают нерасчлененные отложения с верхней части рэткого яруса по байсосский ярус Карр Toscana Group (T-J₂kt), представленные в нижней части песчаниками с фосфоритовыми конкрециями (50–530 м), а в верхней - алевролитами, аргиллитами (65–80 м). Затем следуют байос-аптские отложения Adventdalen Group (K₁ad), разделенные на две части. В нижней части (J₂-K₁ad₁) доминируют аргиллиты (60–200 м), в верхней – песчаники (15–50 м). Выше по разрезу встречаются базальты и долериты мезо-кайнозойского возраста.

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе была построена палеогеографическая кривая, показывающая где находилась поверхность осадконакопления (рис. 6-3). В индо-анизийское время палеоглубины оцениваются в 200 м с регрессией в конце анизийского века в конце времени формирования Sassendalen Group. Новый этап осадконакопления начинается с трансгрессии ладинского века и дистальных морских условий, потом протекает в мелководно-морской обстановке с глубинами около 50 метров и заканчивается регрессией в конце аалена. В карнийском веке происходит проградация дельтовых систем [Geological map..., 2000]. Затем после перерыва в байосе начинается третий цикл осадконакопления, который заканчивается в конце аптского века. Далее территория остается приподнятой до тортонского века, в котором начинается прогибание и формирование комплекса отложений периокеанического прогиба с палеоглубинами около 200 м.

Палеосоленость. Автором оценены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-3). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на триасово-раннеюрское, берриас-аптское и поздне миоцен-плиоценовое время. С ладина по карний и с бата по титон соленость росла, в это время существовали солоновато-водные бассейны.

Палеоклиматические условия. Для этого региона в литературе имеются данные по палеотемпературам, которые вынесены на схему (рис. 6-3), они включают результаты расчета среднегодовой температуры (MAT) по данным палинологии [Zakharov et al., 2011; архивные данные Д.П.Найдина (МГУ)], CLAMP-анализа флоры [Ахметьев, 2004; Буданцев, Головнева,

U-32-36, Т 32-36 Шпицберген
[Krasheshnikov, Tebenkov, Ivanova et. al., 2000]

В

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

3

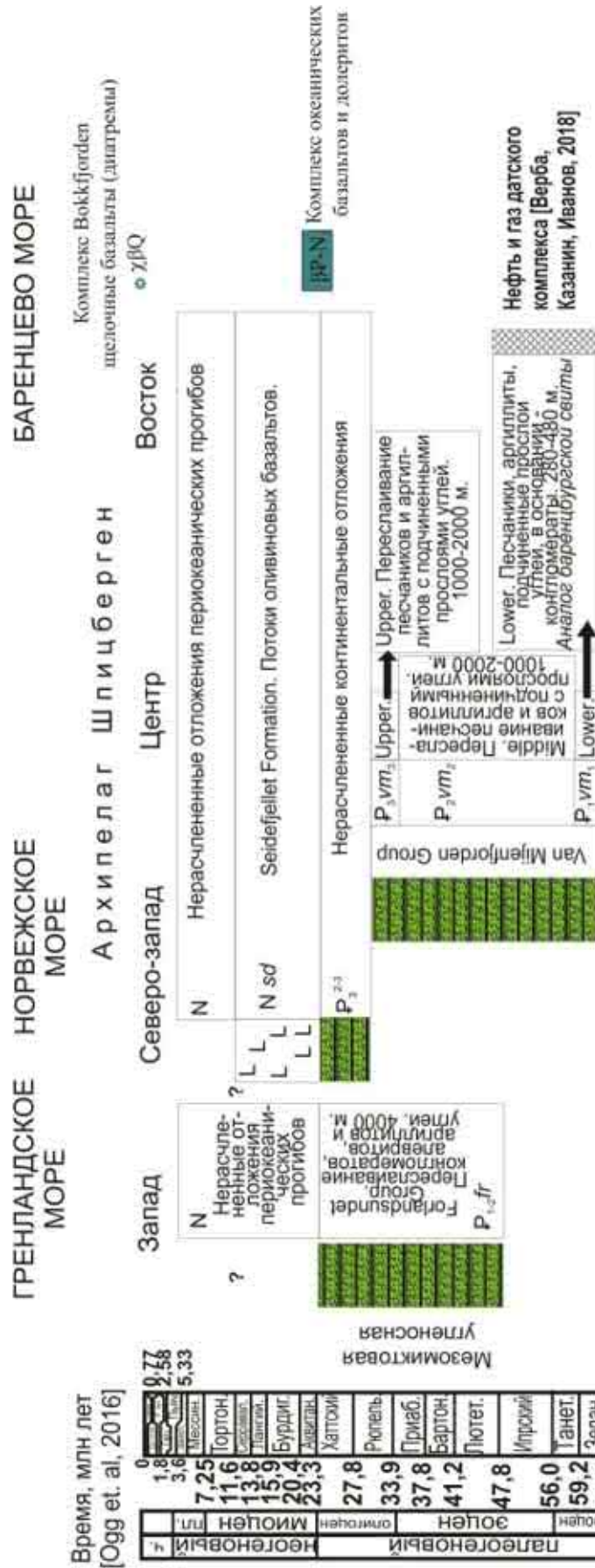
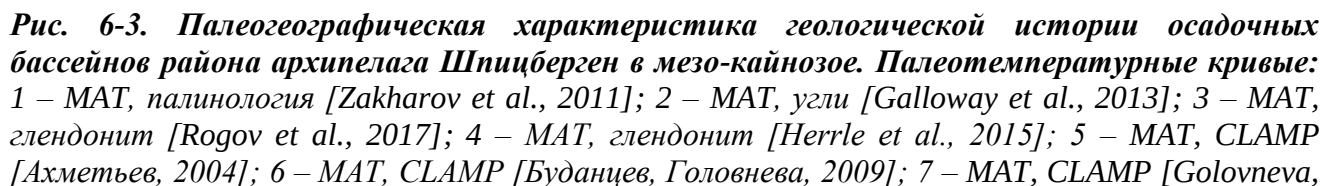


Рис. 6-2. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика палеогеновых отложений района архипелага Шпицберген



2000]; 8 – MAT, CLAMP [Greenwood, Wing, 1995]; 9 – MAT, палинология [архивные данные Д.П.Найдина (МГУ)]; 10 – MAT, CLAMP [Буданцев, Головнева, 2009]; 11 – SST, морские палиноморфы [Shreck et al., 2011], Исландское море (скв. ODP 907A); 12 – MAT, по мембранным липидам глицерина и диалкилглицерол-тетраэфира в морских осадках [Crampton-Flood et al., 2018], Северо-Германская впадина (скв. Хэнк); 13 – MAT CLAMP [Uhl, Traiser, Griesser et al., 2007], Запад арх. Шпицберген (13-1 Firkanten Fm., MAT, CLAMP, 10,9; 13-2 Aspelintoppen Fm. MAT, CLAMP, 9,0; 13-3 Renardodden Fm., MAT, CLAMP, 8,8); 14 – *Pinus* и другие рода, близкие к современным – *Tsuga*, *Picea*, and *Taxodiaceae* [Boulter, Manum, 1996]; MAT 1,82* (скв. 908, Гренландское море) рассчитано по содержанию пыльцы); 15 – умеренный климат [Elvevold, Dallmann, Blomeier, 2007] MAT 8-13 по [Хромов, Петросянц, 2001]; 16 – скв. 7430/10-U-01, Норвежское море [Swientek, 2002], палеотермометрия; 17 – J_{3t}-K_{1v} Slottsmoya Fm. SST 8 [Ditchfield, 1997], палеотермометрия белемниты; 18 – 137 млн лет, SST 4-7 [Price, Nunn, 2010], палеотермометрия; 19 – “гигантолистовая флора” климатического оптимума (арх. Шпицберген, Гренландия, Канада, север Сибири и СВ Азия: *Magnolia*, *Cercidiphyllum*, *Platanus*, *Quercus*, *Tilia*, *Grewiopsis*, *Vitis*, *Aesculus* и др. [Lavrushin, Alekseev, 2005]; 20 – MAT 7,0–10,0 [Grundvåg, Olaussen, 2017].

2009; Golovneva, 2000; Greenwood, Wing, 1995; Uhl, Traiser, Griesser et al., 2007], глендониту [Rogov et al., 2017; Herrle et al., 2015]. Также средняя годовая температура была определена по мембранным липидам глицерина и диалкилглицерол-тетраэфира в морских осадках [Crampton-Flood et al., 2018], рассчитана по наличию углей [Galloway et al., 2013], рассчитано по содержанию пыльцы [Boulter, Manum, 1996]. Величины температуры поверхности воды (SST) были определены по морским палиноморфам [Shreck et al., 2011], по данным изотопной палеотермометрии раковин морских беспозвоночных [Swientek, 2002; Ditchfield, 1997; Price, Nunn, 2010]. Значения палеотемператур, полученные разными методами показывают хорошую сходимость результатов. Значения из работ разных авторов различаются на первые градусы Цельсия или совпадают, реже – находятся в диапазоне около 5°C, в единичных случаях различаются не более чем на 10°C

Существование умеренного типа климата в этом регионе отмечали [Elvevold, Dallmann, Blomeier, 2007], их количественная оценка (MAT 8-13°C) была взята по [Хромов, Петросянц, 2001]. Гумидный климат во всем Арктическом бассейне существовал в начале карния [Пчелина, 2009]. Имели место фазы похолодания в титон-барремское время [Grundvåg, Olaussen, 2017].

Обобщив литературные данные, автор построил фрагменты компилятивных палеотемпературных кривых (SST и MAT) для района архипелага Шпицберген с кимериджского по аптский век включительно (в это время значения MAT составляли 5–15°C, а SST 10–20°C) и для кайнозойского времени (за исключением аквитан-бурдигальского интервала). В кайнозое видна тенденция к постепенному понижению палеотемпературы (от 12–17 °C до близких к нулевым или слабо отрицательных значений в конце кайнозоя), несмотря на ее циклические вариации и отдельные климатические оптимумы. Значения палеотемператур для водной массы приблизительно на 5°C выше значений среднегодовых палеотемператур.

Видна цикличность вариаций палеотемператур, установлены фазы потепления климата в кимеридже, берриасе и готериве, зеландии, ипре, бартоне, кратковременные – в рюпеле и хатте. Далее, начиная с сerratвала – циклические ваарии происходили очень часто.

Нефтегазоматеринские породы. В нижней (кимеридж–титонской) части Adventdalen Group (J_2 - K_1ad_1) присутствуют нефте-газоматеринские богатые органическим веществом битуминозные аргиллиты, формировавшиеся в условиях аноксии в западинах палеорельефа дна на глубоком шельфе.

Нефтегазоносность. Отмечена региональная газоносность индо-анизийских терригенно-карбонатных отложений, содержащих отдельные горизонты глинистых флюидоупоров Sassendalen Group (T_{1-2ss}), входящих в состав триасового газоносного комплекса. Следующий НГК – датский. В нижней части образований Van Mijenfjorden Group (P_{vm}), представленных переслаиванием песчаников (коллекторов) и аргиллитов (флюидоупоров) содержится нефть и газ [Верба, Казанин, Иванов, 2018].

6.1.2. Акватория Баренцева моря

Рассмотрим имеющиеся данные о геологической истории и палеогеографии мезокайнозоя в пределах акватории Баренцева моря с запада на восток. В качестве стратиграфической основы были взята геологическая карта R-37,38 Святой Нос, Канин Нос и объяснительная записка к ней [Объяснительная записка..., 2008; 2016], T-37-40 Земля Франца-Иосифа, южные острова [Государственная геологическая карта..., 2004].

Стратиграфическое расчленение и описание разреза *Баренцевской плиты Западно-Арктической платформы* взято из объяснительной записки к геологической карте R-(36),37 Святой Нос, Канин Нос [Объяснительная записка..., 2008; 2016].

Разрез триаса начинают пестро- и красноцветные глины алевролиты, песчаники нижнего-среднего триаса (T_{1-2}), которые отнесены автором к терригенной пестроцветной формации по ТК. Мощность до 1143 м (рис. 6-4).

Верхний триас – это песчаники, алевролиты, серые глины и угли, которые отнесены автором к терригенной угленосной формации по ТК. Мощность составляет 296-568 м.

Триасовые отложения отвечают олигомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980]. Им же соответствует триасовый нефтегазоносный комплекс.

На рубеже рэта и геттанга произошло воздымание Новоземельского пояса, с чем связан перерыв в осадконакоплении. Выше следуют нерасчлененные отложения юрской системы (J), включающие глины, алевролиты, песчаники, аргиллиты мощностью 133–393 м. Юрские отложения отвечают мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980] и трем

формациям ТК (стратиграфически снизу вверх): песчано-глинистой континентальной, песчаниковой и глинистой. Им же соответствует юрский нефтегазоносный комплекс.

Нижнемеловые отложения представлены комплексом терригенных образований и отнесены автором к песчано-алевритовой терригенной формации по ТК. Алевриты, глины, песчаники полимиктовые и кварцевые мощностью 92-775 м отвечают берриасу-баррему, алевриты, песчаники и глины мощностью 328-406 м – апту, а песчаники с прослоями углей, алевриты и глины мощностью до 683 м – альбу. Отложения с баррема по апт отнесены автором к бескарбонатной морской формации, а альба – к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980].

Верхнемеловые отложения, отвечающие позднемеловой эпохе апифтинга – это глины, алевриты, песчаники с глауконитом, отнесенные автором к морской терригенной формации и глинистой формации по ТК (рис. 6-5).

Нерасчлененные палеоген-миоценовые отложения – это глинисто-алевритовые породы, пески, опоки. Они соответствуют на взгляд автора морской бескарбонатной формации по [Синицын, 1980] и опоково-терригенной формации по ТК.

Выше следуют плиоценовые пески, глины и галечники, отнесенные автором к ледниковой морской формации по [Синицын, 1980] и песчаниковой формации по ТК. Более молодые образования отсутствуют в связи с воздыманием Кольского полуострова (около 10 тысяч лет назад).

Стратиграфическое расчленение и описание разреза *СФО Восточно-Баренцевского мегапрогиба* взято из объяснительной записки к геологической R-37,38 Святой Нос, Канин Нос [Объяснительная записка..., 2008; 2016].

Разрез мезо-кайнозоя (рис. 6-6) начинается сеймоподкомплекс I(A)-A₁ индского возраста - красноцветные и пестроцветные аргиллиты, глины, песчаники мощностью 500-3200 м (^sT_{1i}). Выше следует следующий сеймоподкомплекс A₁-A₂ оленек-анизийского возраста – пестроцветные алевролиты, аргиллиты, прослои песчаников мощностью 600-3000 м (^sT_{1o}-T_{2a}). Затем разрез наращивает вверх сеймоподкомплекс A₂-A₃ ладин-нижнекарнийского возраста (^sT_{2l}-T_{3k1}). Он включает в себя алевролиты, глины с прослоями песчаников (250-700 м). Разрез триаса венчает сеймостратиграфический подкомплекс A₂-Б позднекарнийско-норийского возраста (^sT_{3k2-n}). Он объединяет алевролиты, аргиллиты, прослои песчаников и углистых пород мощностью 200-800 м.

Триасовые отложения отвечают олигомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980] с отдельными клиньями бескарбонатной морской формации. Им же соответствует триасовый нефтегазоносный комплекс. Нижние два сеймоподкомплекса отнесены автором к

ЮЗ

R-(36),37 Святой Нос, Канин Нос СВ

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]

БАРЕНЦЕВО МОРЕ

Западно-Арктическая платформа.

Баренцевская плита

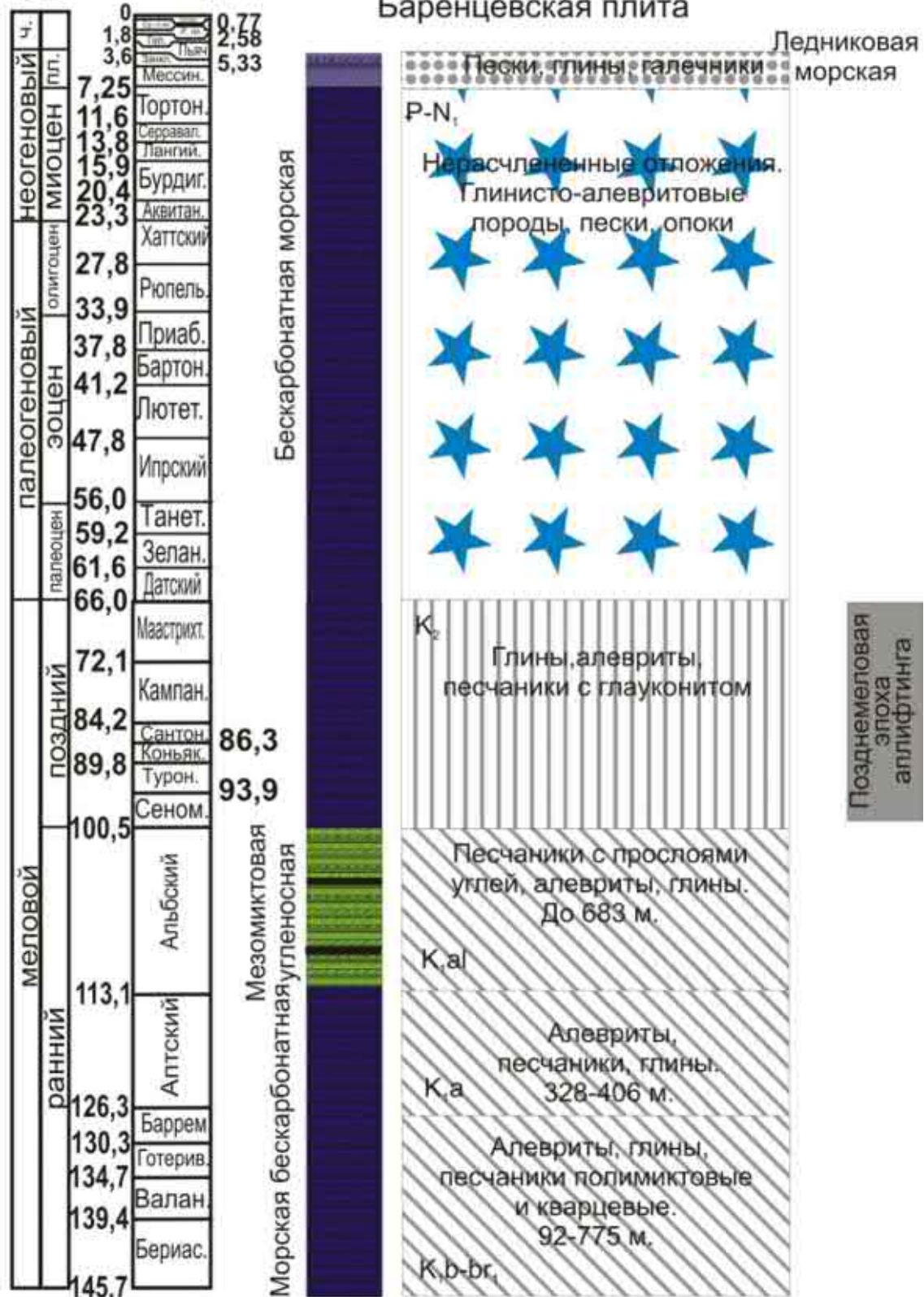


Рис. 6-5. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика меловых-палеогеновых отложений акватории Баренцева моря.

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]

ЮЗ

СВ

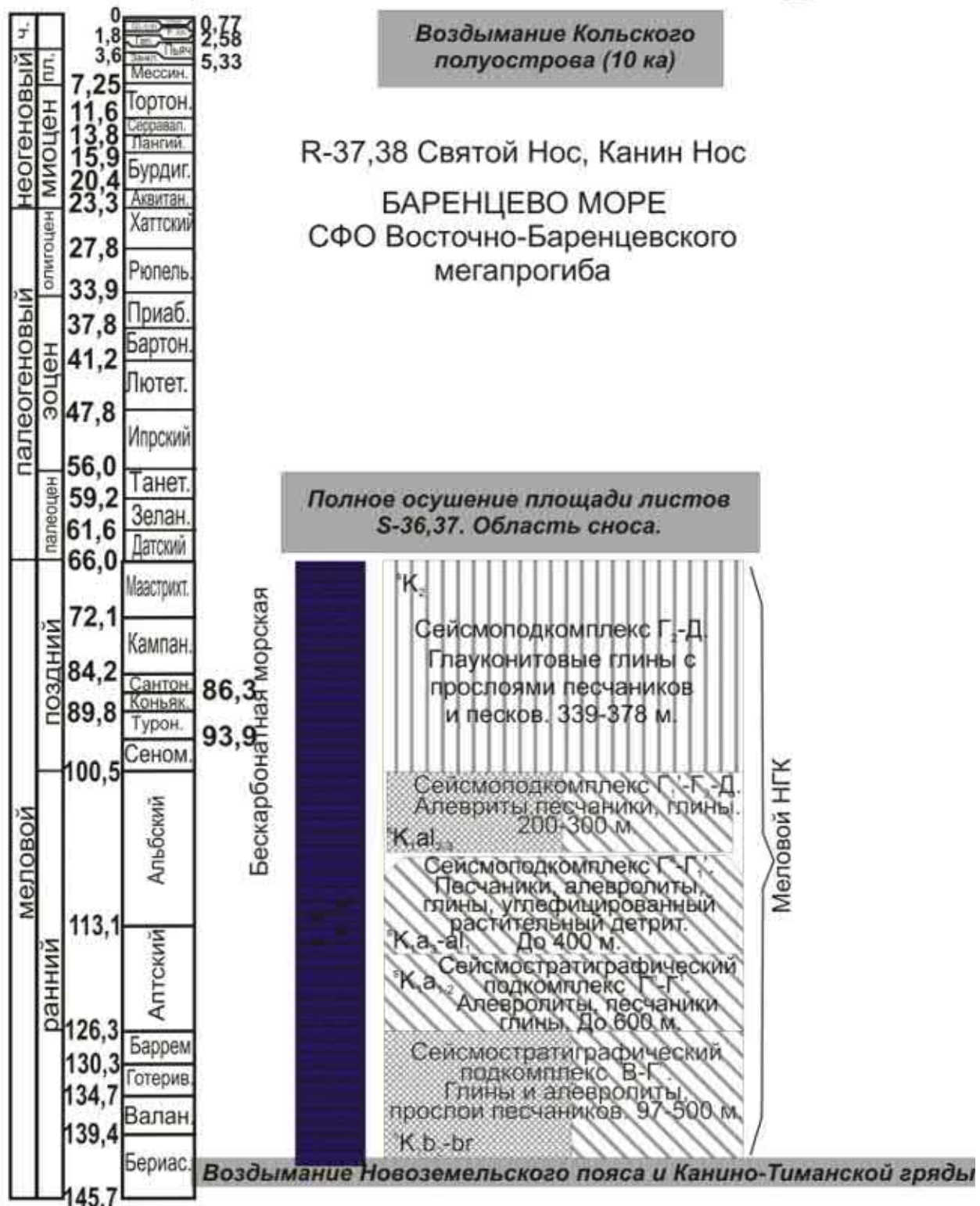


Рис. 6-6. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика меловых-палеогеновых отложений акватории Баренцева моря.

терригенной пестроцветной формации по ТК, третий – к песчано-глинистой континентальной, а четвертый, верхний – к терригенной угленосной формации по ТК.

На рубеже рэта и геттанга имело место воздымание Новоземельского пояса, с чем связан перерыв в осадконакоплении. Выше следует сеймоподкомплекс Б-В₂, объединяющий нижнеюрско-байосские (^sJ₁-J_{2b}) образования – кварцевые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов (до 668 м). Отложения этого сеймоподкомплекса отвечают мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980] и двум формациям ТК (стратиграфически снизу вверх): песчано-глинистой континентальной и песчаниковой. Ему же соответствует юрский нефтегазоносный комплекс.

На границе титона и берриаса происходит воздымание Новоземельского пояса и Канино-Тиманской гряды, что отвечает перерыву в осадконакоплении.

Выше идет сеймоподкомплекс В₂-В', объединяющий отложения с бата по берриас включительно (^sJ_{2bt}-K_{1b1}), представленный алевролитами и аргиллитами (“черными глинами”) мощностью до 459 м. Он соответствует юрскому (или юрско-неокомскому) НГК, отнесен автором к глинистой формации по ТК и бескарбонатной морской формации. Битуминозные осадки этого сеймоподкомплекса являются нефтегазоматеринскими породами. Формирование этих доманикоидных глинистых осадков, аналогичных баженовской свите, проходило в условиях аноксии.

На границе титона и берриаса происходит воздымание Новоземельского пояса и Канино-Тиманской гряды, что отвечает перерыву в осадконакоплении.

Затем следует сеймостратиграфический подкомплекс В-Гⁿ верхнеберриасско-барремского возраста (^sK_{1b2}-br), объединяющий глины и алевролиты, прослои песчаников мощностью 97–500 м. Он отнесен автором к бескарбонатной морской формации по ТК и содержит много пластов-коллекторов песчаников, разделенных пластами флюидоупоров - глин.

Выше идет сеймостратиграфический подкомплекс Гⁿ-Г¹ ниже-средне аптского возраста, представленный алевролитами, песчаниками и глинами мощностью до 600 м.

Еще выше – сеймоподкомплекс Г^a-Г^{1'}, верхнеаптско-нижнеальбского возраста, объединяющий песчаники, алевролиты, глины, углефицированный растительный детрит (до 400 м). Образования апта и альба отнесены автором к бескарбонатной морской формации по ТК. В основном в этом диапазоне разреза доминируют глинистые флюидоупоры.

Затем следует сеймоподкомплекс Г^{1'}-Г²-Д средне-верхнеальбского возраста, включающий в себя алевролиты, песчаники, глины мощностью 200-300 м. Этот сеймоподкомплекс содержит песчаные тела коллекторов и отнесен автором к бескарбонатной морской формации по ТК.

Верхнемеловые образования объединены в сеймоподкомплекс Г²-Д. Это - глауконитовые глины с прослоями песчаников и песков (339-378 м), отнесенные автором к глинистой формации по ТК.

На мел-палеогеновом рубеже происходит полное осушение площади листов S-36,37. Данная область с этого момента представляет собой зону денудации.

Меловой комплекс отложений соответствует бескарбонатной морской формации и меловому НГК.

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для Восточно-Баренцевского мегапрогиба была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-7), показывающая: где находилась поверхность осадконакопления. В индо-анизийское время территория была приподнята и представляла собой область денудации. Далее в ладинское время происходит кратковременная трансгрессия (в разрезе скв. Арктическая-1 в диапазоне глубин 4216-4227 м найдены форманиферы и двустворчатые моллюски [Объяснительная записка..., 2008], палеоглубины оцениваются автором в 20-25 м) с регрессией в конце ладинского века. Далее территория вновь приподнята до середины плинсбахского века.

Начиная со второй половины плинсбаха начинается новый трансгрессивный цикл до конца тоара, затем следует регрессия, а за ней – новый трансгрессивный цикл в аалене, потом снова регрессия и новый трансгрессивный цикл с байоса до середины оксфорда. Палеоглубины бассейна в эти времена не превышали 200 м. В породах аалена и байоса-оксфорда найдены форамениферы [Объяснительная записка..., 2008].

В раннеюрское время происходит размыв поднятия Новоземельского пояса и снос продуктов разрушения в бассейн седиментации, о чем свидетельствуют терригенные образования этого времени.

В середине оксфорда территория на время вновь приподнята и после кратковременного перерыва начинается новый трансгрессивный цикл по конец титона включительно, когда происходит воздымание Новоземельского пояса и Канино-Тиманской гряды. В бат-титонское время в условиях частых трансгрессий и регрессий в аноксидных условиях западин палеорельефа дна просиходит формирование доманикоидных глинистых формаций, аналогичных баженовской свите на фоне размыва поднятий Лавразии и транзита обомочного материала через Тимано-Печорскую область с юга на север [Объяснительная записка..., 2008].

В меловое время (рис. 6-8) начнется новый крупный седиментационный цикл с трансгрессии в позднеберияско-готеривское время, на которую указывают глауконоитовые глины с прослоями ракушечника. По мере углубления бассейна в разрезе появляются пиритовые и кальцитовые конкреции, ходы илоедов, часто пиритизированные, остатки раковин двухствор-

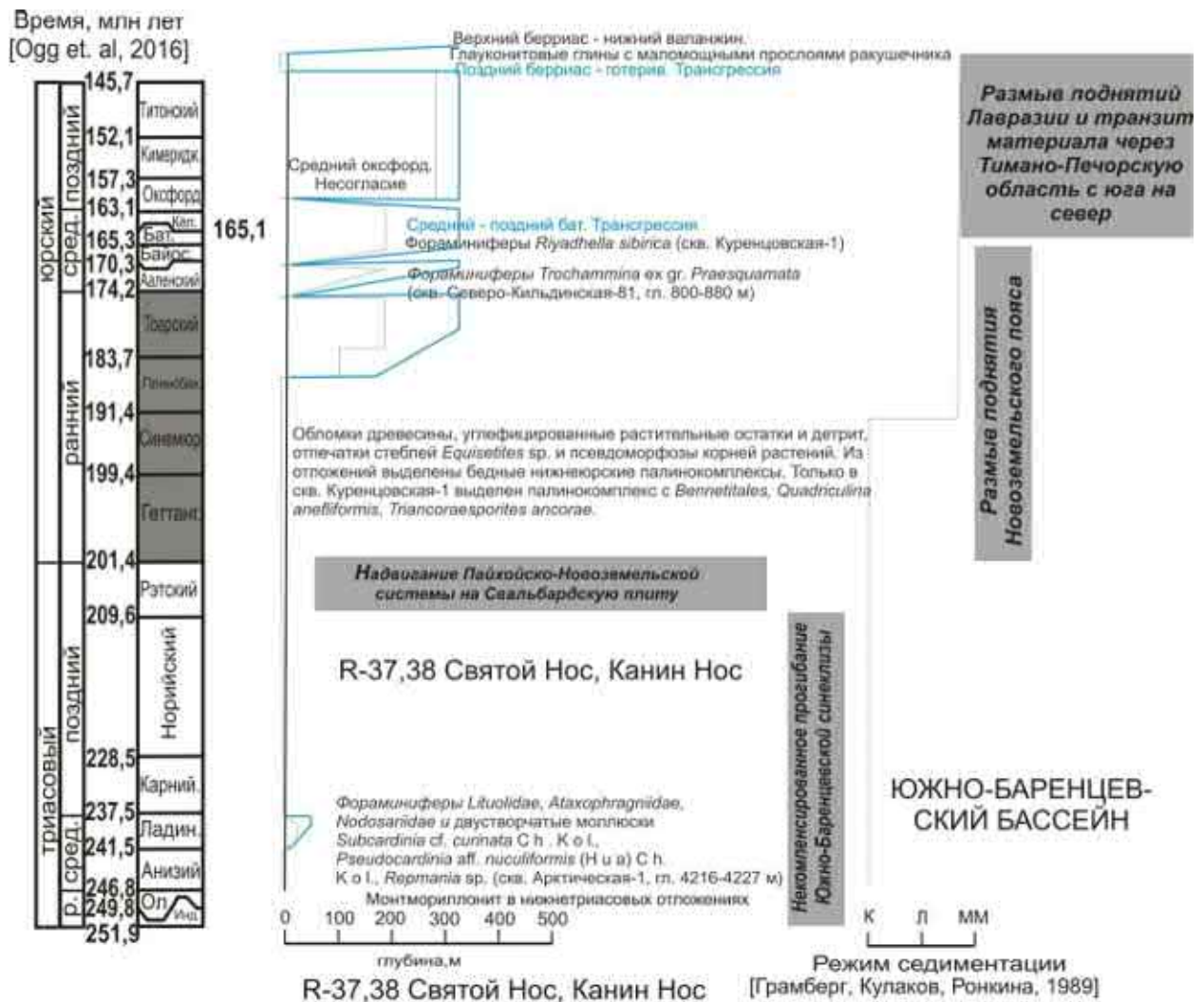


Рис. 6-7. Палеогеографическая характеристика геологической истории осадочных бассейнов акватории Баренцева моря в триасе-юре.

чатых и брюхоногих моллюсков и аммонитов в поздневаланжинско-готеривское время [Объяснительная записка..., 2008], когда палеоглубины возможно оценить не более 200 м. Далее в конце баррема происходит регрессия, в разрезе появляются обломки раковин двустворчатых и головоногих моллюсков, форамениферы. За ней следует трансгрессия одна – в раннем и следующая – в позднем апте, разделенные фазой регрессии в позднем апте. Альб-позднемеловой цикл осадконакопления начинается с трансгрессии, характеризуется небольшим понижением палеоглубины бассейна в сеноманское время, и завершающей регрессией в конце позднего мела. Затем следует поднятие этого района, представляющего область денудации - воздымание Баренцево-Карского шельфа (в преддверии раскрытия Норвежско-Гренландского и Евразийского океанических бассейнов [Объяснительная записка..., 2008]).

В аптских-верхнемеловых образованиях встречены форамениферы, палеоглубины не превышали 200 м.

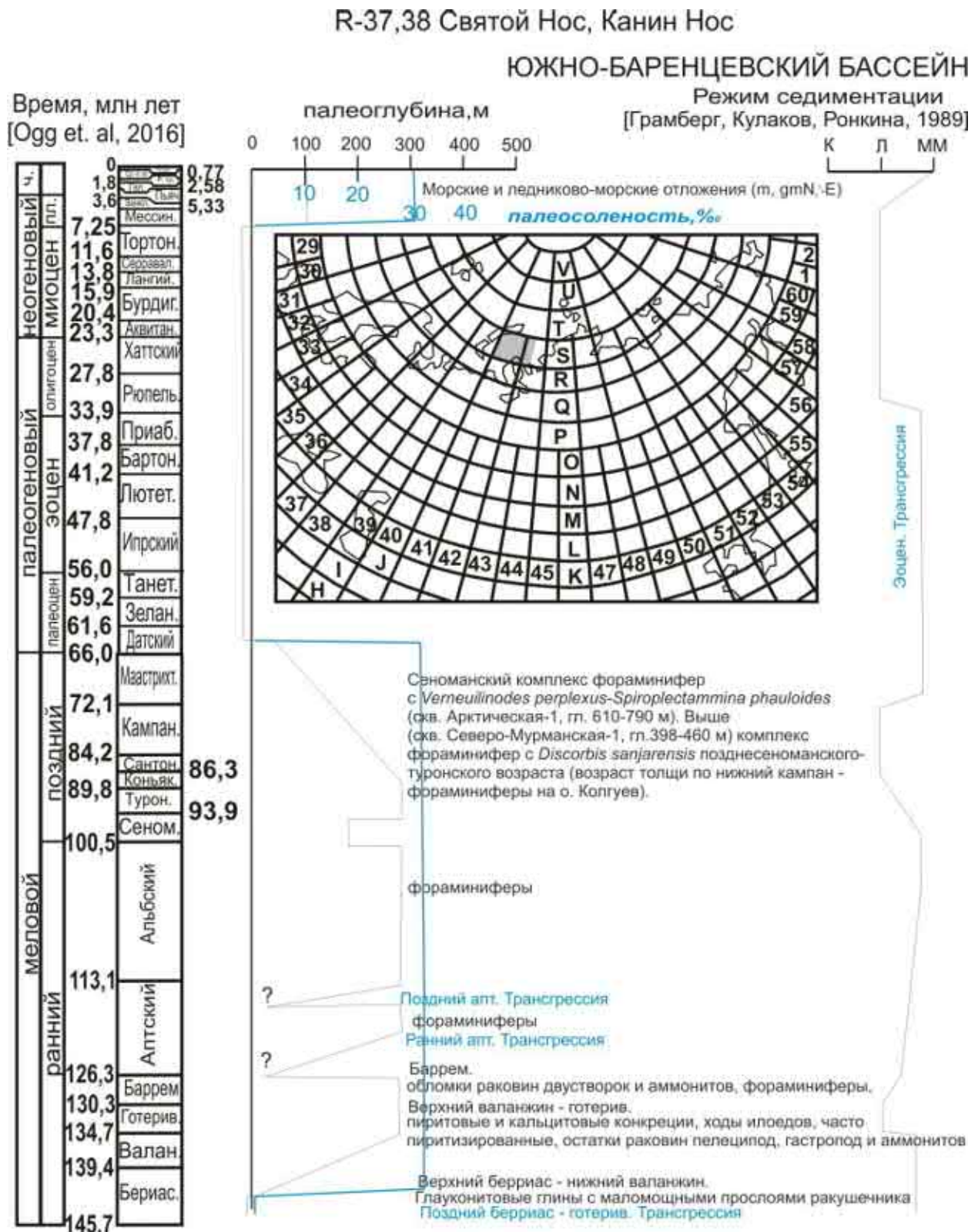


Рис. 6-8. Палеогеографическая характеристика геологической истории осадочных бассейнов акватории Баренцева моря в меловое-кайнозойское время.

Палеогеографическую кривую возможно нарастить за счет разреза Баренцевоморской плиты, где, начиная с мессиния происходит трансгрессия и накопление образований

песчаниковой формации по ТК и ледниковой морской формации по [Синицын, 1980] с палеоглубинами около 200 м.

Имеющиеся в опубликованной литературе данные по палеогеографии визуализированы автором на «качественной» палеогеографической кривой для Южно-Баренцевского бассейна. Исследователи выделили три вида условий осадконакопления [Грамберг, Кулаков, Ронкина, 1989] – континентальную, лагунную и мелководно-морскую. В триас-синемюрское время авторы выделяют континентальный режим, который сменяется мелководно-морским с плинсбаха по готерив, сменяющиеся в готерив-барремское время на лагунный режим. В апт-альбское время осадконакопление протекает в мелководно-морской обстановке, до начала сантона, когда возвращаются лагунные условия, господствующие до конца кампана. В маастрихт-эоценовое время аккумуляция осадков протекает вновь в мелководно-морской обстановке, а в олигоцен-миоценовое время – в лагунной, в плиоцен-четвертичное – в мелководно-морской.

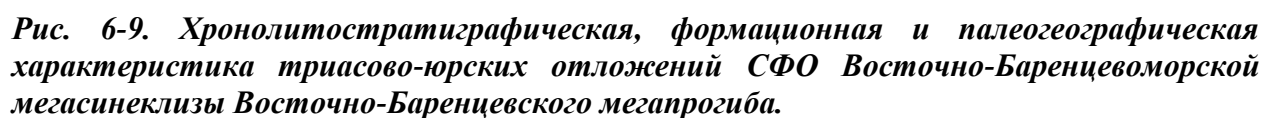
Палеосоленость. Автором определены изменения солености и построена палеогалинометрическая кривая. Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся тоар-титонское, меловое и плиоцен-четвертичное время. В ладинское время существовали солоновато-водные бассейны. Также соленость понижалась по мере развития регрессивных условий.

Нефтегазоматеринские породы - это бат-титонские нефте-газоматеринские богатые органическим веществом битуминозные аргиллиты Восточно-Баренцевского мегапрогиба.

Нефтегазоносность. Для Баренцевской плиты и Восточно-Баренцевского мегапрогиба существуют региональные триасовые и юрские НГК. В разрезе Восточно-Баренцевского мегапрогиба – верхнеюрский-неокомовый и меловой НГК.

Стратиграфическое расчленение и описание разреза *СФО Восточно-Баренцевоморской мегасинеклизы Восточно-Баренцевского мегапрогиба* взято из объяснительной записки к геологической S-36,37 Баренцево море [Объяснительная записка..., 2008; 2016].

В основании разреза мезо-кайнозоя выделен сейсμοподкомплекс I(A)-A¹, объединяющий переслаивание пестроцветных аргиллитов, глин, алевролитов и песчаников (700–2800 м) индского возраста (рис. 6-9). Выше выделен сейсμοподкомплекс A¹-A², в который входят пестроцветные аргиллиты с прослоями и пачками алевролитов и песчаников мощностью 1000–2600 м оленек-анизийского возраста. Затем следует сейсμοподкомплекс A²-A³, содержащий внизу пестроокрашенные аргиллиты с прослоями песчаников, выше песчаники и алевролиты с линзами и прослоями углей (289–1200 м) ладин-нижнекарнийского возраста. Выше следует сейсмостратиграфический подкомплекс A₂-Б, объединяющий алевролиты, аргиллиты, прослои песчаников и углистых пород (50–800 м) позднекарнийско-рэтского



возраста. Выше следует перерыв в осадконакоплении, связанный с подъемом Новоземельского пояса.

Триасовые отложения отвечают одноименному НГК и олигомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980] с отдельными клиньями бескарбонатной морской формации (в начале ладина и конце нория-рэта). Нижние два сеймоподкомплекса отнесены автором к терригенной пестроцветной формации по ТК, а верхние два – к терригенной угленосной формации по ТК. Морская паралическая угленосная формация (по ТК) локально может быть выделена для конца нория-рэта, а морская глинистая (по ТК) – для начала ладина.

Далее следуют образования сеймоподкомплекса Б-В², представленные внизу песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, выше – чередованием пачек песчаников, аргиллитов и алевролитов (100–350 м) нижнеюрско-байосского возраста.

За ним идут отложения сеймоподкомплекса В²-В. Это – песчаники, алевролиты, глины мощностью 80–242 м. Они отвечают бат-келловей.

Затем идет сеймоподкомплекс В-В' оксфорда-титона, включающий битуминозные аргиллиты (“черные глины”) с прослоями алевролитов и песчаников (0–100 м).

Геттанг-плинсбахские отложения отнесены автором к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980] и песчано-глинистой континентальной формации по ТК, а вышележащие отложения – к бескарбонатной морской и к песчаниковой (тоар), песчано-алевролитовая терригенная (бат-келловей) и глинистая (оксфорд-титон) формациям по ТК. Юрские отложения образуют одноименный НГК.

После перерыва в осадконакоплении, отвечающему воздыманию Пайхойско-Новоземельскому поясу следуют образования сеймостратиграфического подкомплекса В-Гⁿ валанжин-берриасского возраста. Это – алевроитистые глины, вверху с прослоями алевролитов и песчаников (100–500 м), отнесенные автором к глинистой формации по ТК.

Выше идут отложения сеймостратиграфического подкомплекса Гⁿ-Г^a, объединяющие глины, алевролиты, прослои песчаников ранне-среднеаптского возраста мощностью 100–500 м (рис. 6-10). Их автор отнес к песчано-алевролитовой терригенной формации по ТК.

Далее разрез наращивают образования позднего апта – раннего альба сеймостратиграфического подкомплекса Г^a-Г^{1'}. В нижней его, аптской части выделяются глины (отнесенные автором к глинистой формации по ТК), а выше, в альбской части – переслаивание глин, песков, песчаников, алевроитов и алевролитов (отнесены автором к песчано-алевролитовой терригенной формации по ТК) мощностью 200–500 м.

Еще выше следуют образования среднего-верхнего альба – сеймоподкомплекс Г^{1'}-Г². Это – алевроиты, алевролиты, пески, песчаники, глины мощностью до 300 м (отнесены автором к песчано-алевролитовой терригенной формации по ТК).

Разрез мела венчают отложения сеймоподкомплекса Г²-Д. Это - глауконитовые глины с прослоями песчаников и песков мощностью до 340 м (отнесенные автором к глинистой формации по ТК).

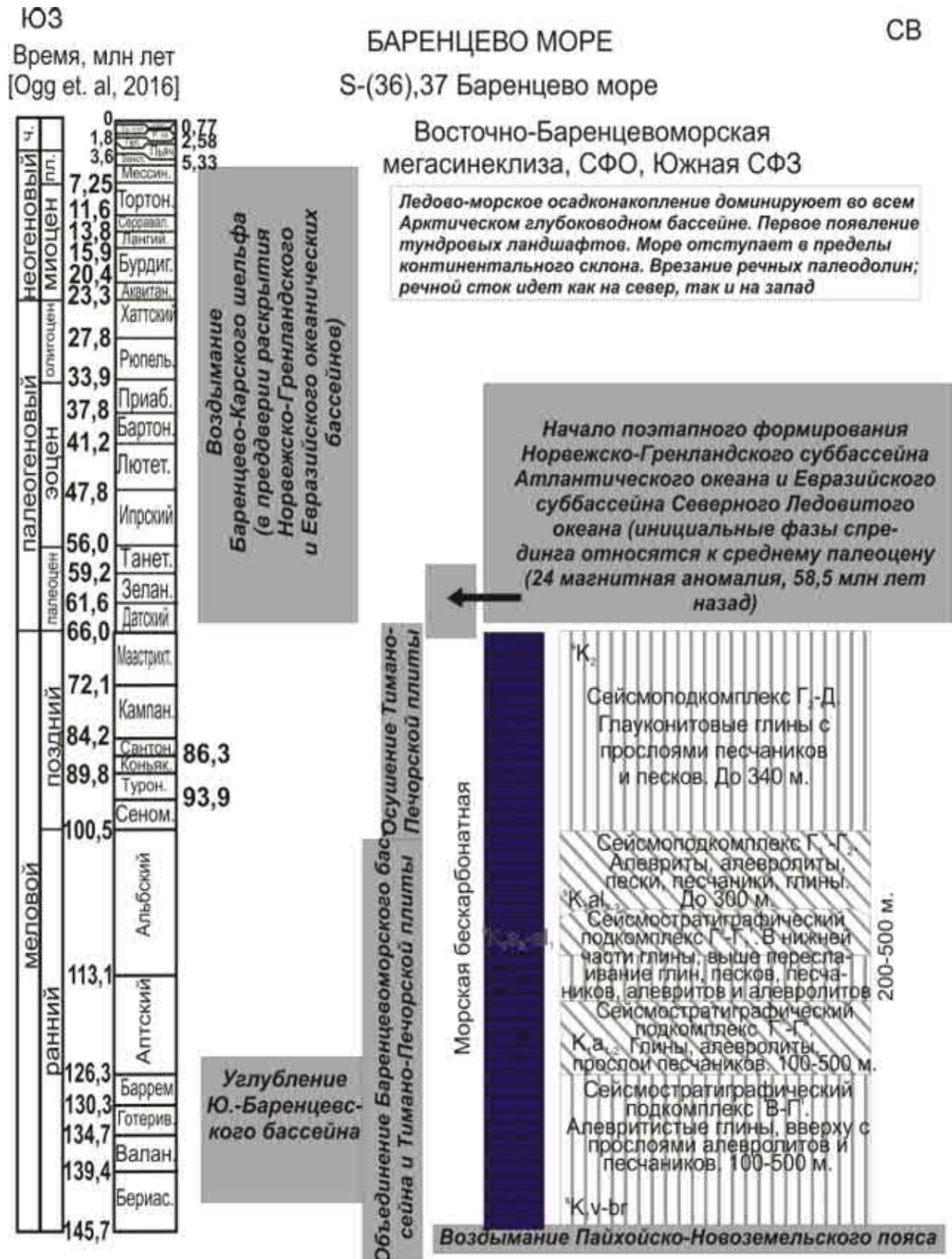


Рис. 6-10. Хронолито-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика меловых-кайнозойских отложений СФО Восточно-Баренцевоморской мегасинеклизы Восточно-Баренцевского мегапрогиба.

Весь разрез меловых отложений отнесен автором к бескарбонатной морской формации. Далее происходит подъем и осушение территории. В частности начинается поэтапное формирования Норвежско-Гренландского суббассейна Атлантического океана и Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана (инициальные фазы спрединга относятся к среднему палеоцену (24 магнитная аномалия, 58,5 млн лет назад). Это подтверждается мезозойским баренцевским комплексом базальтов и долеритов.

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для Восточно-Баренцевоморской мегасинклизы была построена палеогеографическая кривая.

В индское и ладинское время существовал крайне мелководный бассейн с глубинами не более 50 м (рис. 6-11). В индское время аккумуляровались флористические остатки и углефицированный растительный детрит в сероцветных аргиллитах и цианобионты, а из одновозрастных отложений скважины СК-80 на глубине 3320–3317 м определены *Lingula* sp., *Pseudocorbula* sp., палеотаксоидонты, *Myonia* (*Myonio*) *subarbitrata* Dickins (скв. СК-80, гл. 3317 м [Объяснительная записка..., 2008, 2016]). В ладинское время на небольшие глубины указывает комплекс двустворчатых моллюсков и акритархов.

В анизийское время территория была приподнята и представляла собой область денудации. В скв. Ф-1 в одновозрастных отложениях на глубине 2813 м встречены фрагменты членистостебельных *Cladophlebis* sp., а также редкий мелкий углефицированный растительный детрит.

С позднего ладина по середину нория территория вновь приподнята, а с позднего нория по конец рэта вновь возвращаются морские условия с палеоглубинами не более 100 м, на что указывает следующий комплекс фоссилий: двустворки, остракоды, фораминиферы и фрагменты растений.

Затем, с конца рэта, территория вновь испытывает тектонический подъем по ранний плинсбах включительно (воздымание Новоземельского пояса, образование Лудловской перемычки, обособление Южно- и Северо-Баренцевской синеклиз). За этим следует новая фаза тектонического прогибания территории с позднего плинсбаха по титон с возможной регрессией в конце оксфорда. Палеоглубины в среднеюрское время оцениваются не более 100 м (аммониты *Cadoceras* sp.? *Longaeviceras*(?) sp., пелециподы, устрицы, агглютинированные фораминиферы), а в позднеюрское не превышали 300 м (аммониты *Amoeboceras*, бухии, фораминиферы и скелеты радиолярий [Объяснительная записка..., 2008, 2016]). В оксфорд-титонское время в условиях сероводородного заражения застойных участков морских вод в западинах палеорельефа дна формируются аноксидные битуминозные осадки.

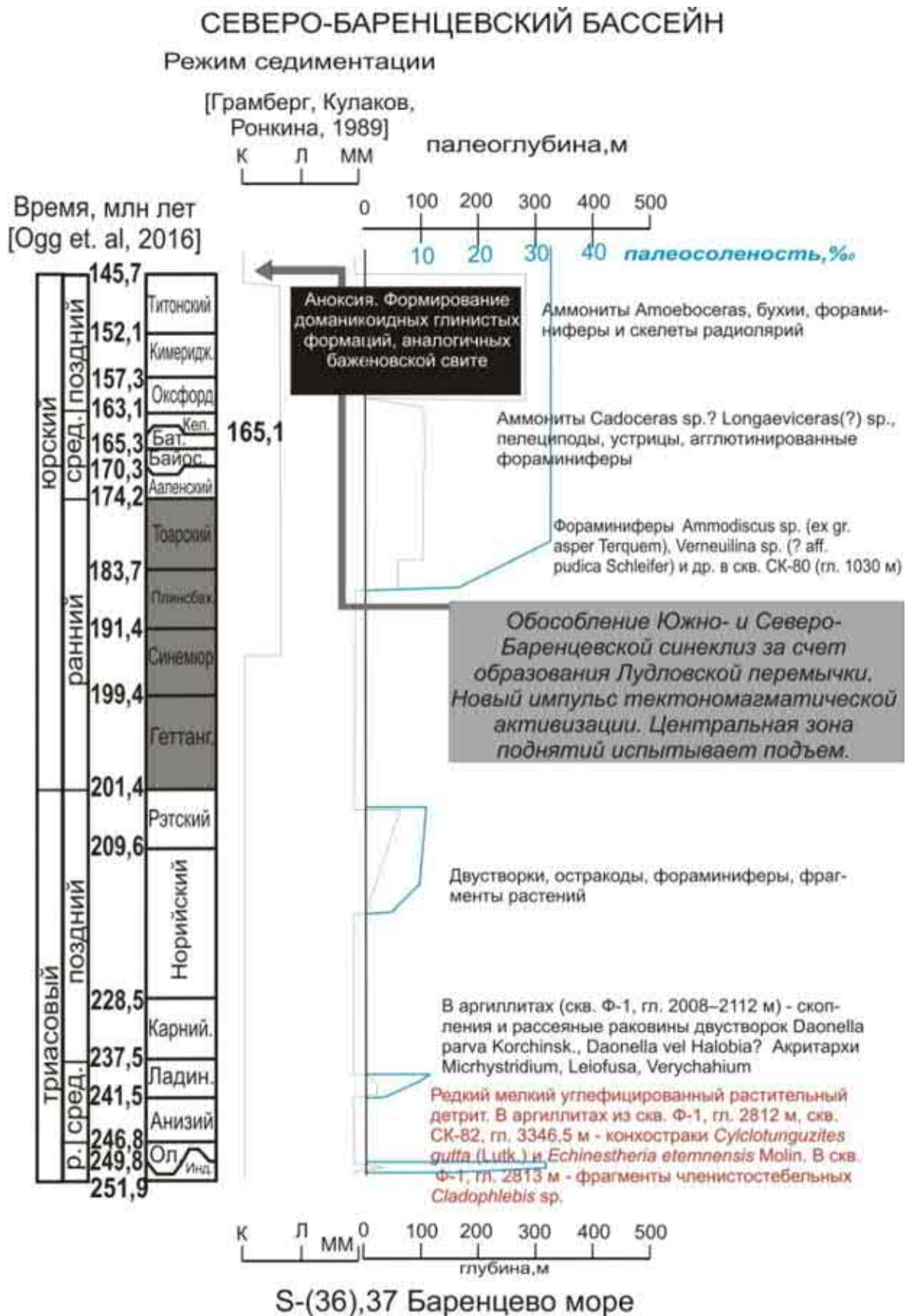


Рис. 6-11. Палеогеографическая характеристика геологической истории бассейна СФО Восточно-Баренцевоморской мегасинеклизы Восточно-Баренцевского мегапрогиба в триасово-юрское время.

После подъема территории в раннем берриасе (рис. 6-12), в позднеберриаско-готеривское время происходит постепенное углубление бассейна (до 200 м) с формированием клиноформной толщи глин, содержащей тепловодную фауну – аммониты *Speetoniceras* sp., иноцерамы *Inoceramus* cf. *aucella* Trautsch., древесина, водоросли, остракоды [Объяснительная записка..., 2008, 2016]. В конце баррема происходит регрессия и за ней – аптская трансгрессия (с палеоглубинами до 100 м). Затем после регрессии в коце апта апта начинается альбская трансгрессия. Сначала в раннем альбе – до палеоглубин 200-300 м (в осадках встречены фораминиферы), затем, в среднем-позднем альбе с понижением палеоглубин до 100 м (встречен рассеянный пирит, кальцитовые конкреции, обломки раковин моллюсков, углефицированный растительный детрит, фораминиферы [Объяснительная записка..., 2008, 2016]). В позднемеловое время палеоглубины вновь возвращаются до значений в 200–300 м (в осадках присутствуют фораминиферы) и постепенно бассейн мелеет к концу мелового периода.

В палеоцен-миоценовое время территория приподнята, а в плиоцен-четвертичное время в условиях прогибания территории вновь возвращаются морские условия с палеоглубинами на более 100 м.

Доступные в литературе данные по палеогеографии визуализированы автором на «качественной» палеогеографической кривой для Северо-Баренцевского бассейна [Грамберг, Кулаков, Ронкина, 1989]. В триас-синемюрское время авторы определяют континентальный режим, который сменяется мелководно-морским с плинсбаха по титон, сменяющиеся в свою очередь на континентальный с берриаса по кампан. В маастрихт-эоценовое время доминируют лагунные условия, в олигоцен-миоценовое время – континентальные, а в плиоцен-четвертичное – мелководно-морские.

Предложенная автором палеогеографическая кривая отличается по своей сути и существенно более детальна.

Палеосоленость. Автором указаны вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая. Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся индское и плинсбах-маастрихтское (аммониты, радиолярии, фораминиферы) и плиоцен-четвертичное время. В ладинское и позднеюрско-рэтское время существовали солоновато-водные бассейны (комплекс двустворок и остракод, акритархов).

Нефтегазоматеринские породы. В оксфорд–титонских отложениях сеймоподкомплекса В-В' содержатся битуминозные аргиллиты (“черные глины”) с прослоями алевролитов и песчаников (0–100 м).

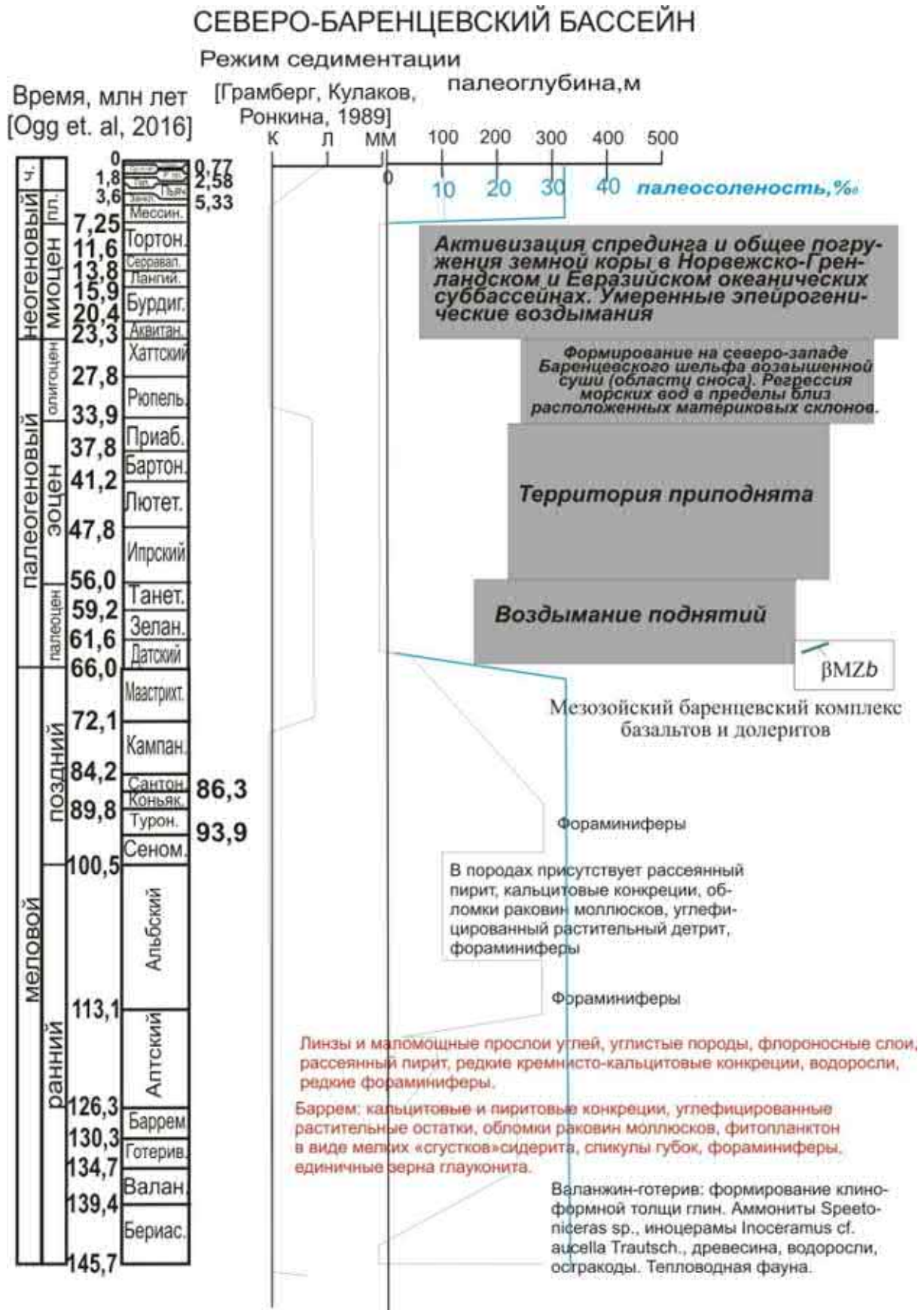


Рис. 6-12. Палеогеографическая характеристика геологической истории бассейна СФО Восточно-Баренцевоморской мегасинеклизы Восточно-Баренцевского мегапрогиба в меловое-кайнозойское время.

Нефтегазоносность. Отмечена региональная газоносность триасовых и юрских терригенных песчано-глинистых отложений (рис. 6.9), содержащих отдельные горизонты песчаных коллекторов и глинистых флюидоупоров, входящих в состав триасового и юрского нефтегазоносных комплексов [Объяснительная записка..., 2008, 2016].

Стратиграфическое расчленение и описание разреза *СФО Восточно-Баренцевоморского мегапрогиба Северо-Баренцевской СФЗ* взято из объяснительной записки к геологической карте Т-37-40 Земля Франца-Иосифа, южные острова [Государственная геологическая карта..., 2004].

Разрез триаса (рис. 6-13) начинают нерасчлененные отложения нижнего-среднего (анизий) триаса – сейсмоподкомплекс $I(A)-A^2$, представленные аргиллитами и алевролитами (1200-2400 м). Они отнесены автором к терригенной пестроцветной формации по ТК.

Выше идут латин-нижнекарнийские образования сейсмоподкомплекса A^2-A^3 , объединяющие алевролиты, аргиллиты с прослоями песчаников мощностью до 1200 м(?). Отнесены автором к терригенной пестроцветной формации по ТК.

Разрез триаса завершает верхнекарнийско-норийские осадки сейсмоподкомплекса A^3-B , объединяющие песчаники, алевролиты, аргиллиты с углями в нижней части (до 340 м?), соответствующие, по мнению автора терригенной угленосной формации по ТК. Триасовые осадки отвечают олигомиктовой (пестроцветной) формации по [Синицын, 1980]. Далее следует перерыв в осадконакоплении, связанный с воздыманием Новоземельского пояса.

Осадочную последовательность юрских отложений начинает геттанг-нижнебатский сейсмокомплекс $B-B^2$, представленный песчаниками, алевролитами, глинами (мощность до 447 м?), отнесенный автором в своей нижней, геттанг-нижнеплинсбахской части автором к песчано-глинистой континентальной формации по ТК и к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980], а в верхней, верхнеплинсбахско-нижнебатской части – к песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК и бескарбонатной морской формации. В байос-батских отложениях встречены угли и каолинит [Лебедева и др., 2019].

Выше следует верхнебатско-келловейский сейсмоподкомплекс B^2-B , объединяющий песчаники, алевролиты, глины (до 320 м?). Затем идет верхнеюрский сеймостратиграфический подкомплекс $B-B'$, включающий алевролиты, глины, песчаники мощностью до 344 м. Эти сейсмоподкомплексы отнесены автором к песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК и к бескарбонатной морской формации. В конце юры происходит поднятие Таймыр-Новоземельского пояса, с чем связан региональный перерыв.

Меловые отложения начинают валанжин-готеривские образования сейсмоподкомплекса $B-Г_n$, объединяющий глины и аргиллиты с редкими прослоями алевролитов и песчаников мощностью 400 м. Они принадлежат глинистой формации по ТК и бескарбонатной морской формации по мнению автора.

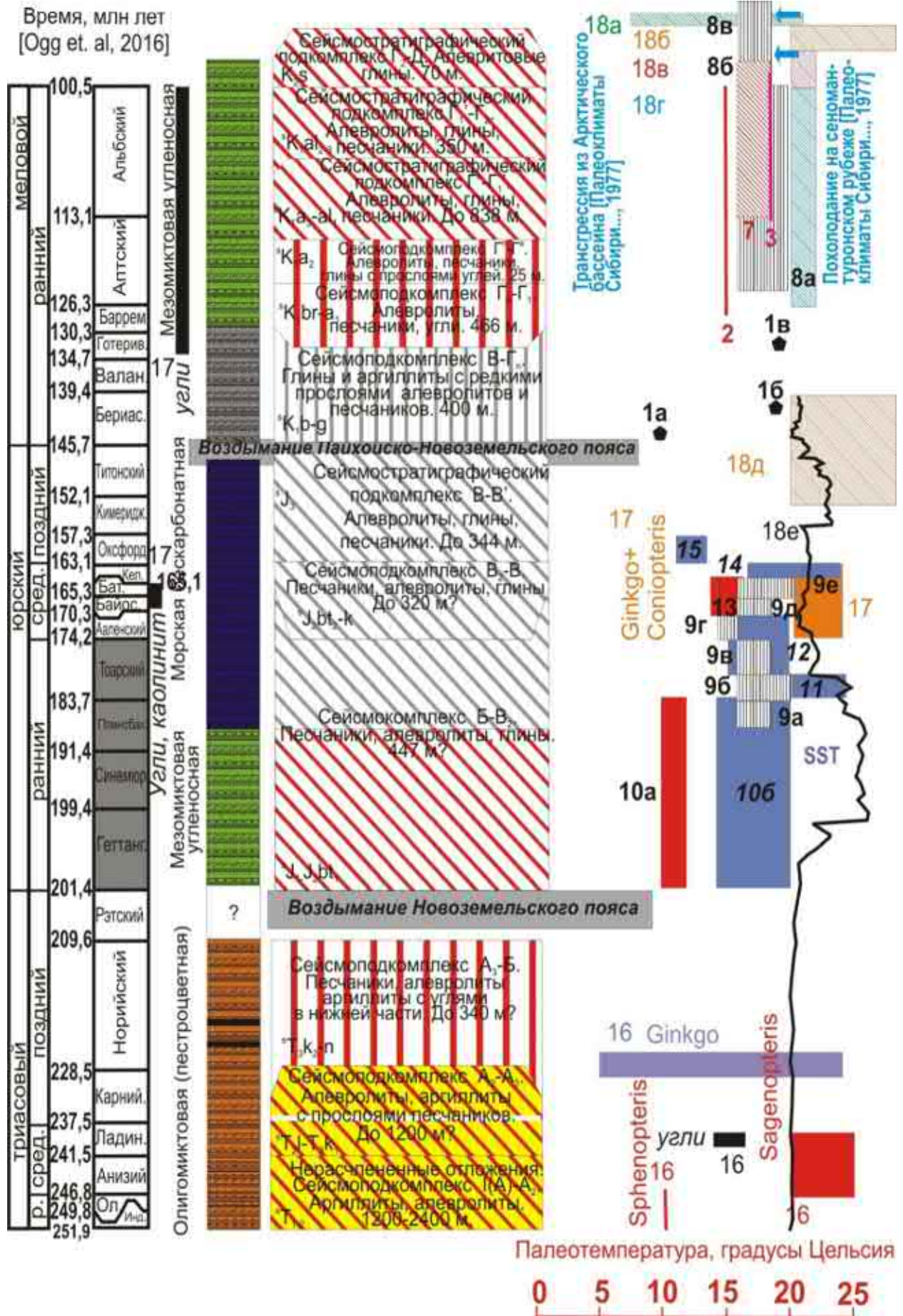


Рис. 6-13. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая

характеристика триасово-нижнемеловых отложений СФО Восточно-Баренцевоморского мегапрогиба Северо-Баренцевской СФЗ. Палеотемпературные данные: 1 – MAT, палинология, Север Сибири, Полярный Урал (66° и севернее, [Zakharov et al., 2011]); 2 – MAT 14–15°, о-в Уединения, *Plesiosaurus latispinus* [Палеоклиматы Сибири..., 1977]; 3 – MAT 18°, р. Турухан, переотложенные бокситы [Палеоклиматы Сибири..., 1977]; 4 – MAT 18°, р. Соленая (приток Малой Хеты), переотложенные бокситы [Палеоклиматы Сибири..., 1977]; 5 – SST, Западно-Сибирское эпиконтинентальное море [Маринов и др., 2008]; 6 – MAT, Западно-Сибирская плита (55° и севернее (Волкова, 2011)); 7 – MAT 16–18°, п-ов Таймыр, долганская и бегическая свиты, насекомые, теплоумеренный климат [Палеоклиматы Сибири..., 1977]; 8а – MAT 16–20°, амплитуда 4–6° (ант-альб [Палеоклиматы Сибири..., 1977]); 8б – MAT 16–18°, амплитуда 4–6° (сеноман-турон [Палеоклиматы Сибири..., 1977]); 8в – MAT 16–18°, амплитуда 6–8° (коньяк-сантон [Палеоклиматы Сибири..., 1977]); 8г – MAT 14–16°, амплитуда 8–10° (кампан-маастрихт [Палеоклиматы Сибири..., 1977]); 8д – MAT 16–18°, амплитуда 8–10° (палеоцен [Палеоклиматы Сибири..., 1977]); 8е – MAT 12–14°, амплитуда 10–12° (эоцен [Палеоклиматы Сибири..., 1977]); 9а – умеренно теплый климат (поздний плинсбах [Горячева, 2018]) с последующей количественной характеристикой автора (MAT 16–18°) по [Палеоклиматы Сибири..., 1977]; 9б – умеренно-субтропический климат (конец плинсбаха–ранний тоар [Горячева, 2018]) с последующей количественной характеристикой автора (MAT 16–20°) по [Палеоклиматы Сибири..., 1977]; 9в – теплый умеренный климат (конец раннего тоара–поздний тоар [Горячева, 2018]) с последующей количественной характеристикой автора (MAT 16–18°) по [Палеоклиматы Сибири..., 1977]; 9д – теплый умеренный климат (байос [Горячева, 2018]) с последующей количественной характеристикой автора (MAT 16–18°) по [Палеоклиматы Сибири..., 1977]; 9е – умеренно-субтропический климат (бат [Горячева, 2018]) с последующей количественной характеристикой автора (MAT 16–20°) по [Палеоклиматы Сибири..., 1977]; 10а – MAT 10–12°, теплый равномерно-влажный климат (геттанг-плинсбах [Конторович и др., 2013]); 10б – SST 14,4–19,8° для геттанга-аалена [Конторович и др., 2013]; 11 – SST 16,9–24,5°, ранний тоар, теплый влажный климат [Конторович и др., 2013]; 12 – SST 15–20°, аален, теплый влажный климат [Конторович и др., 2013]; 13 – MAT 14–16°, байос и бат, теплый влажный климат [Конторович и др., 2013]; 14 – SST 17–23°, теплый влажный климат, потепление вод Арктического океана (келловей [Конторович и др., 2013]); 15 – SST 11–13°, изотопная палеотермометрия по рострам белемнитов, оксфорд [Конторович и др., 2013]; 16 – *Sphenopteris* [Мозучева, 2015] MAT 10° [Yamada, Legrand, Harufumi, 2019], *Sagenopteris* [Мозучева, 2015] MAT > 20° [Zhang et al., 2021]; 17 – фитоассоциация *Coniopteris*+*Ginkgo* [Лебедева и др., 2019] MAT 20–24° по [Guo et al., 2021; Zhang et al., 2021]; Лескинская скважина (флора определена Ростовцевой Ю.И., МГУ): 18А – насоновская свита (турон-сантон), глейхениевые папоротники (*Gleichenioides laetus* (Bolch.) Bolch, MAT 8–22° по (Cantrill, 1998); 18Б – дорожковская свита (турон–коньяк), циатейные папоротники (*Cyathidites* sp., MAT > 20°) по [Zhang et al., 2021]; 18В – долганская свита (альб-сеноман), циатейные папоротники (*Cyathidites minor* Couper, *Cyathidites australis* Couper) MAT > 20°) по [Zhang, Lenz, Wang et al., 2021], глейхениевые *Gleichenioides senonicus* Ross emend. Scarby, *G. laetus* (Bolch.) Bolch., MAT 8–22° по [Cantrill, 1998]; 18Г – яковлевская свита (ант-альб), циатейные папоротники (*Cyathidites minor* Couper, MAT > 20°) по [Zhang et al., 2021], глейхениевые (*Gleichenioides laetus* (Bolch.) Bolch, MAT 8–22° по [Cantrill, 1998]; Д – даниловская (келловей-берриас), для титона-берриаса – циатейные (*Cyathidites* sp., MAT > 20°) по [Zhang et al., 2021]; 18Е – палеотемпературы, рассчитанные по индексу выветривания

Затем следует баррем-нижнеаптский сеймоподкомплекс Γ_n - Γ_1 , который объединяет алевролиты, песчаники, угли (466 м). Выше – среднеаптский сеймоподкомплекс Γ_n - Γ_a , включающий алевролиты, песчаники, глины с прослоями углей мощностью 25 м. Эти два стратона отнесены автором к терригенной угленосной формации по ТК.

В след за ним вскрыт верхнеаптско-нижнеальбский сеймостратиграфический подкомплекс Γ_a - Γ_1' , объединяющий алевролиты, глины и песчаники (до 838 м). Разрез мела наращивает средне-верхнеальбский сеймостратиграфический подкомплекс Γ_1' - Γ_2 , представленный алевролитами, глинами, песчаниками (350 м), а венчает сеноманский сеймостратиграфический подкомплекс Γ_2 -Д, объединяющий алевроитовые глины (70 м). Эти три стратона отнесены автором к песчано-глинистой континентальной формации по ТК. В готерив-альбских отложениях установлены угли [Лебедева и др., 2019]. Баррем-сеноманские отложения отнесены автором к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980].

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для СФО Восточно-Баренцевоморского мегапрогиба Северо-Баренцевской СФЗ была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-14).

В триасовое и раннеплинсбахское время территория была приподнята. В это время накапливались углистые терригенные образования с флорой. Континентальный режим седиментации также отмечен в работах предшественников [Грамберг, Кулаков, Ронкина, 1989; Shemin et al., 2019].

С позднего плинсбаха начинается тектоническое погружение территории, приводящее к возникновению морского бассейна по готерив включительно. Палеобатиметрические данные, имеющиеся в литературе для мезо-кайнозоя северо-восточной части Карского моря обобщены (рис. 6-15), генерализированы и приведены в виде палеогеографической кривой, показанно черным цветом [Грамберг, Кулаков, Ронкина, 1989; Shemin et al., 2019; Конторович и др., 2014]. В частности, по ним, для позднего плинсбаха-баррема палеоглубины составляли до 200–300 м, с максимумом в оксфорд-валанжинское время. Минимальные палеоглубины (около 50 м) существовали в баррем-аптское, зеландий-танетское и ранне-среднемиоценовое время, палеоглубины около 200 м – в сеноманское и ипр-приабонское время. В тортон-четвертичное время палеоглубины оценены в 100 м.

Трансгрессия из Арктического бассейна указана для коньякского времени и для танет-ипрского и бартон-приабонского рубежей [Палеоклиматы Сибири..., 1977].

Имеющиеся расхождения для оценки палеогеографических условий показаны фрагментом авторской палеогеографической кривой (зеленая точечная линия). В частности, континентальная палеообстановка седиментации существовала на юрско-меловом рубеже и с

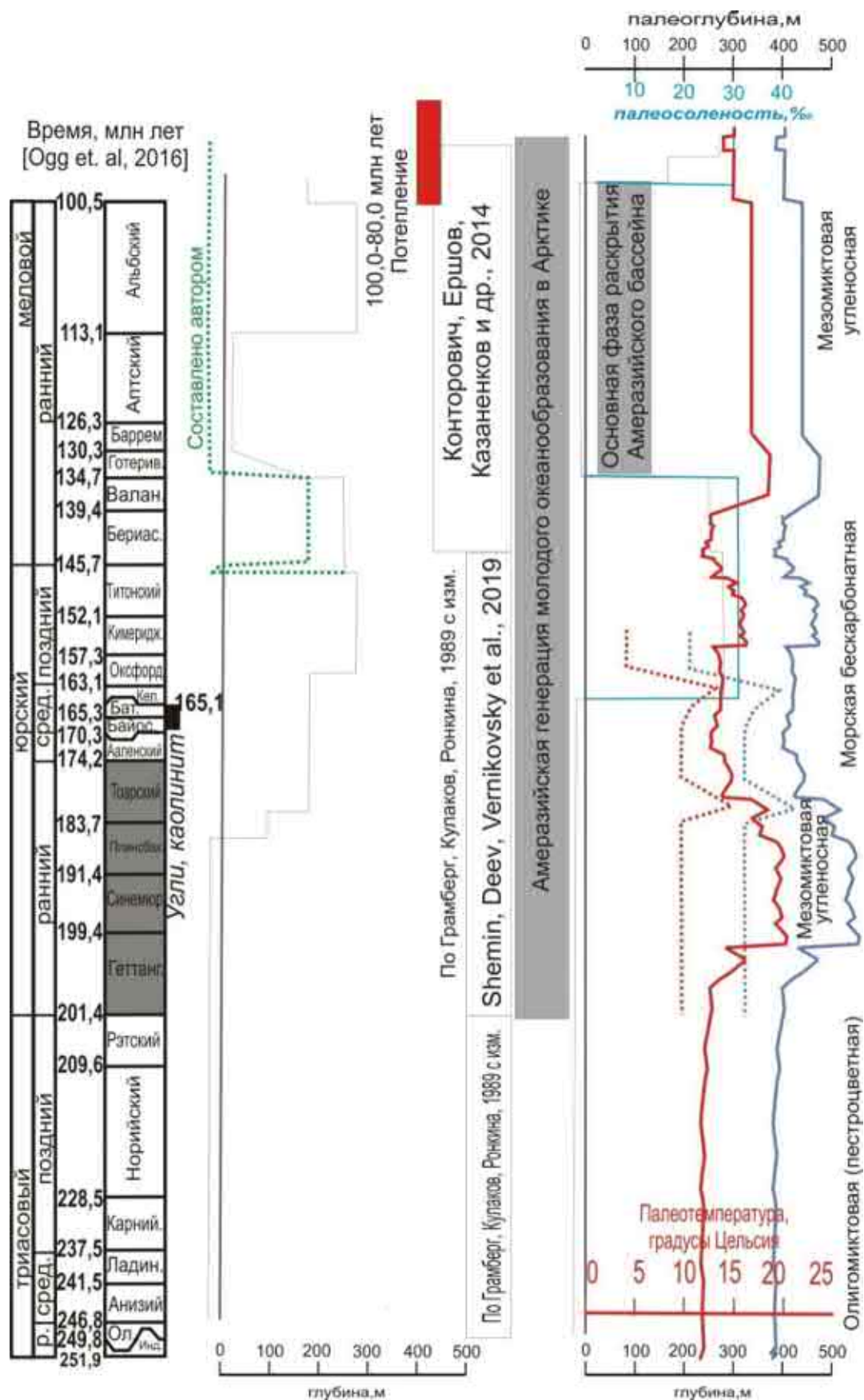


Рис. 6-15. Палеогеографическая характеристика геологической истории осадочного бассейнов СФО Восточно-Баренцевоморского мегапрогиба Северо-Баренцевской СФЗ (слева) и Карского моря (справа) для триасово-раннемелового времени.

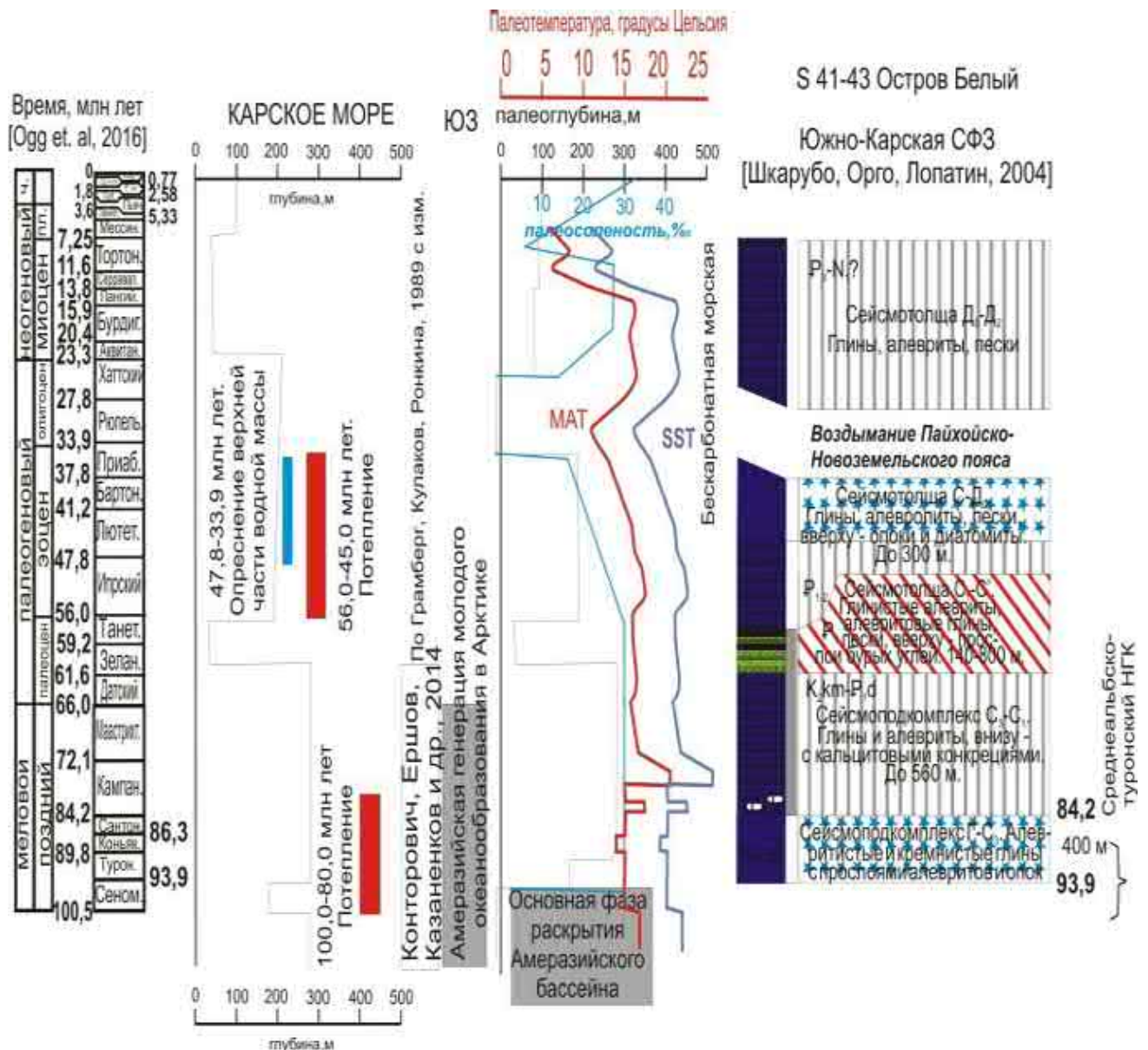


Рис. 6-16. Палеогеографическая характеристика геологической истории осадочного бассейнов СФО Восточно-Баренцевоморского мегапрогиба Северо-Баренцевской СФЗ (слева) и Карского моря (справа) для позднемелового-современного времени.

готерива по сеноман. В берриас-валанжинское время палеоглубина бассейна на взгляд автора не превышала 200 м.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая. Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на келловей-валанжинское, позднемеловое-палеоценовое, среднемиоценовое и плиоцен-четвертичное время. В эоцене происходило постепенное опреснение верхней части водной массы [Грамберг, Кулаков, Ронкина, 1989] и снижение солености, также как и в конце миоцена.

6.1.3. Акватория Карского моря

Проанализируем доступные сведения о геологической истории и палеогеографии мезокайнозоя в пределах акватории Карского моря с запада на восток. В качестве стратиграфической основы были взяты геологические карты: S 41-43 Остров Белый [Государственная геологическая карта..., 2002]; Т 41-44 Мыс Желания [Объяснительная записка..., 2013].

Стратиграфическое расчленение и описание разреза *Южно-Карской СФЗ* взято из объяснительной записки к геологической карте S 41-43 Остров Белый [Государственная геологическая карта..., 2002].

Разрез триаса (рис. 6-17) начинают образования сейсмоподкомплекса Юб-Юа среднего-верхнего триаса, представленные аргиллитами, алевролитами, песчаниками, отнесенные автором к олигомиктовой (пестроцветной) формации по [Синицын, 1980]. Нижняя часть сейсмоподкомплекса отнесена автором к песчано-алевролитовой (терригенной), а верхняя – к терригенной пестроцветной формации по ТК.

Выше, на рубеже триаса и юры следует перерыв, вызванный воздыманием Новоземельского и Таймыр-Новоземельского пояса.

Затем следуют нижнеюрские отложения сейсмоподкомплекса Юа-Ю₂ – это песчаники, алевролиты, глины (1000–2000 м), отнесенный автором к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980] и песчано-глинистой континентальной формации по ТК.

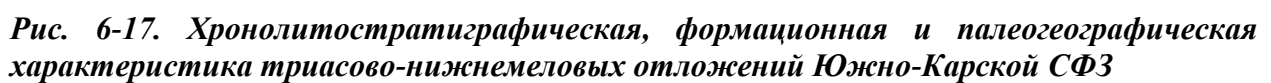
Среднеюрские (аален-байосские) образования включены в состав сейсмоподкомплекса Ю₂-Ю₁, они объединяют песчаники с прослоями алевролитов и аргиллиты мощностью до 700 м, по мнению автора, они соответствуют песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК и бескарбонатной морской формации. Затем следует стратиграфический перерыв, выше которого залегают отложения сейсмоподкомплекса Ю₁-Б – это аргиллиты, алевролиты и песчаники (до 250 м) келловей-нижнего берриаса, содержащие доманикоидные глинистые формации, аналогичные баженовской свите.

Разрез наращивает сейсмотолща Б-В₀ верхнеберриасско-нижнеготеривского возраста. Она представлена аргиллитами, прослоями алевролитов и песчаников, мощностью до 750–1000 м.

За ней следует сейсмотолща В₀-М₁ верхнеготеривско-аптского возраста, объединяющая аргиллиты, алевролиты, песчаники, прослой углей (800–1300 м).

Три стратона в среднеюрско-аптском диапазоне отнесены автором к бескарбонатной морской формации и глинистой формации по ТК.

Альб-сеноманский сейсмоподкомплекс М'-Г включает в себя глинисто-алевролитовые и алевроито-глинистые породы с прослоями песков и углей (до 1000 м), принадлежащий по



Турон-сантонский (рис. 6-18) сеймоподкомплекс Г-С₃ – это алевроитистые и кремнистые глины с прослоями алевроитов и опок (до 400 м), отнесенные автором к опоково-терригенной формации по ТК и кремнисто-глинистой [по Хаину, 1983].

Кампан-датский сеймоподкомплекс С₃-С₁, представленный глинами и алевроитами, внизу – с кальцитовыми конкрециями (мощностью до 560 м). Он отнесен автором к бескарбонатной морской формации и глинистой формации по ТК.

Выше следует палеоценовая сейсмотолща С₁-С'. Это – глинистые алевроиты, алевроитовые глины, пески, сверху – прослой бурых углей (140–800 м). Автор отнес его к терригенной угленосной формации по ТК и мезомиктовой угленосной по [Синицын, 1980].

Разрез венчает верхнепалеоцен-эоценовая сейсмотолща С-Д₀, объединяющая глины, алевролиты, пески, сверху – опоки и диатомиты (до 300 м). Ее нижняя, песчано-глинистая часть отнесена автором к глинистой формации по ТК и бескарбонатной морской формации, а верхняя, кремнистая часть – к бескарбонатной морской по [Синицын, 1980] и к кремнисто-глинистой [по Хаину, 1983]. Далее следует перерыв, приходящийся на олигоцен и синхронный с воздыманием Пайхойско-Новоземельского пояса.

Выше следует олигоцен-миоценовая(?) сейсмотолща Д₀-Д₂, которая объединяет глины, алевроиты, пески и отвечает, по мнению автора, бескарбонатной морской по [Синицын, 1980] и глинистой формации по ТК.

Автором был изучен шлам и керн из разреза Лескинской скважины, пробуренной компанией «Газпромнефть» в 2021 году в устьевой части реки Енисей, в южной части акватории Карского моря [Габдуллин и др., 2022].

В мезо-кайнозойском диапазоне разреза скважины стратиграфически снизу вверх выделены следующие стратоны: тампейская серия (триас), большехетская серия (нижняя-средняя юра, келловей), даниловская свита (келловей-берриас), нижнехетская свита (берриас-валанжин), суходудинская свита (валанжин-готерив), малохетская свита (готерив-апт), яковлевская свита (апт-альб), долганская (альб-сеноман), насоновская свита (турон-сантон) и лескинская толща (квартер).

Стратиграфическое расчленение выполнено автором по данным каротажа и микрофаунистического (Устинова М.А (ГИН РАН), Бордунов С.И. (МГУ)) и палинологического (Ростовцева Ю.И., Мамонтов Д.А. (МГУ)) анализов.

Тампейская серия (Ttm). Аргиллиты, песчаники, алевролиты и глины с биотитом и мусковитом, прослой углей с подчиненными прослоями гравелитов и конгломератов по базальтам и туфам основного состава. До 150 м.

Большехетская серия ($J_{1-2}bh$, нижняя юра-келловей). Глины алевроитовые, песчаники, алевролиты, с подчиненными прослоями конгломератов и гравелитов по базальтам и туфам основного состава, углей. До 20 м.

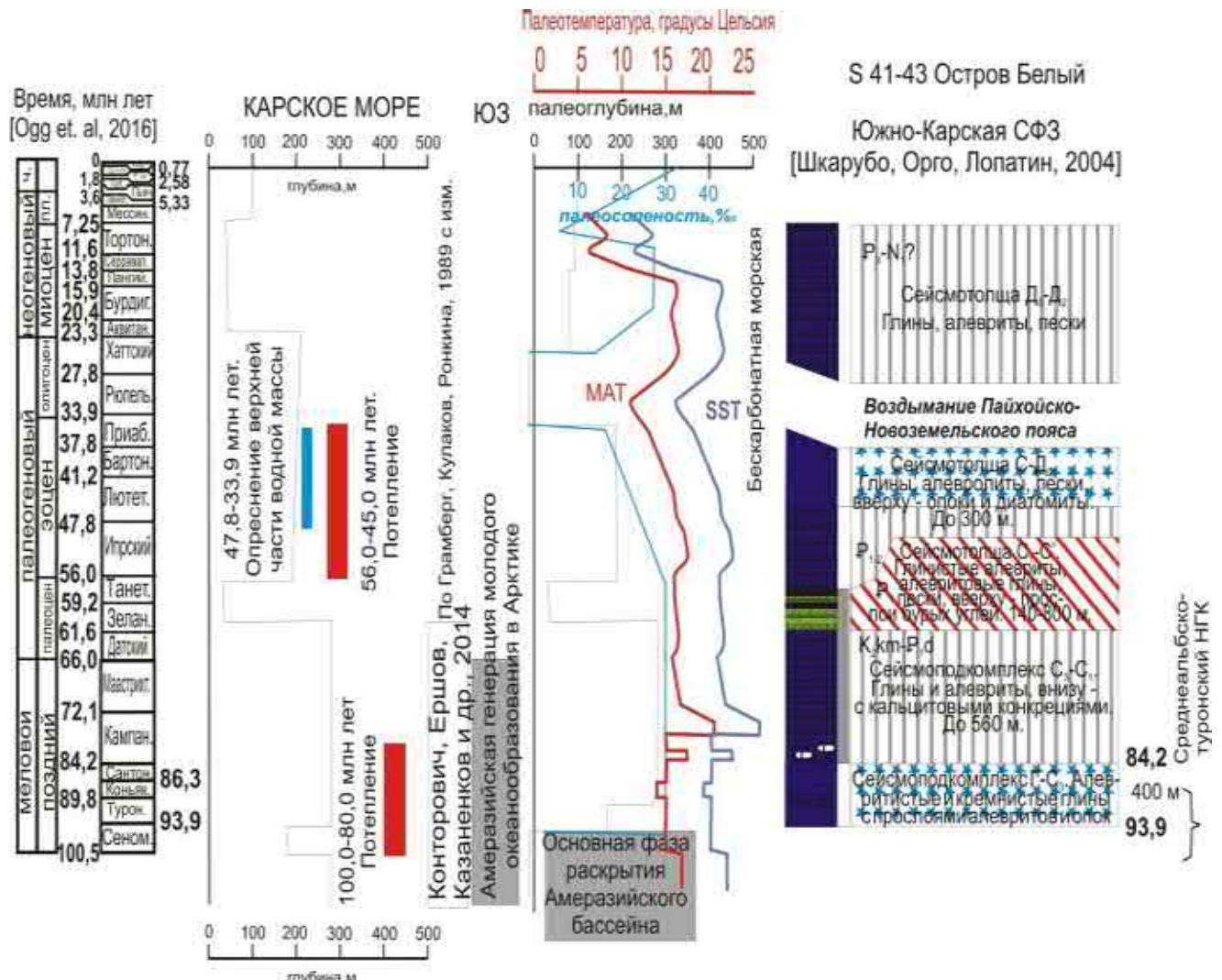


Рис. 6-18. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика верхнемеловых-современных отложений Южно-Карской СФЗ, начало.

Даниловская свита (J_2-K_1gl , келловей-берриас). Глины алевроитистые со стяжениями пирита и карбонатными конкрециями. В основании – песчаники глинистые и алевролиты с подчиненными прослоями конгломератов и гравелитов по базальтам и туфам основного состава. До 110 м.

Нижнехетская свита (K_1nh , берриас-валанжин). Глины аргиллитоподобные с пластами алевролитов и мелкозернистых песчаников, в основании – с подчиненными прослоями конгломератов и гравелитов по базальтам и туфам основного состава. До 100 м.

Суходудинская свита (K_{1sd} , валанжин-готерив). Песчаники и глины с пропластками углей. В основании – гравелиты и конгломераты по базальтам и туфам основного состава. До 100 м.

Малохетская свита (K_{1mh} , готерив-апт). Пески и песчаники, прослои алевролитов и углистых глин, в основании – гравелиты и конгломераты по базальтам и туфам основного состава. До 110 м.

Яковлевская свита (K_{2jak} , апт-альб) объединяет переслаивание глин (местами углистых) и алевролитов, песчаников с углефицированным детритом. Редкие прослои угля. Мощность до 100 м.

Долганская свита (K_{1-2dl} , альб-сеноман) представлена песками и алевролитами с углефицированными растительными остатками, с редкими мелкозернистыми агрегатами пирита с подчиненными прослоями глин алевропелитовых, в нижней части - алевролитистых серых с редкими углефицированными растительными остатками, мелкозернистыми агрегатами пирита, чешуйками слюды. Органическое вещество в виде битума встречается по всему разрезу свиты. Образования свиты соответствуют среднемеловому НГК. Мощность до 170 м.

Насоновская свита (K_{2ns} , турон-сантон) охарактеризована пакетами переслаивания глин алевролитистых, с подчиненным количеством углефицированного растительного детрита, редкими чешуйками слюды и алевролитов с редкими углефицированными растительными остатками, грубоокатанными зернами кварца, мелкозернистыми агрегатами пирита. Мощность до 180 м.

Лескинская толща (Q_{2ls}) представлена терригенными песчано-глинистыми дельтовыми осадками. В нижней части – глинами с грубоокатанными зернами кварца, чешуйками слюды, с находками фораминифер, раковин моллюсков, остракод и растительного детрита. В средней части – глинами алевролитистыми, с углефицированными растительными остатками, грубоокатанными зернами кварца, редкими чешуйками слюды, пыльцевыми зернами *Betula* sp., гифами грибов. В верхней части – глинами алевролитистыми и алевролитами, с растительными остатками (пыльцевые зерна родов *Betula*, *Quercus*), грубоокатанными зернами кварца, редкими чешуйками, слюды, в терминальной части – песком или сильнопесчанистой глиной. Мощность до 140 м.

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для Южно-Карской СФЗ автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-17, 6-18, 6-19). В среднетриасово-карнийское время палеоглубины составляли от 300 м в самом начале среднего триаса, затем – до 50 м. С нория по тоар существовала континентальная обстановка с накоплением континентальных формаций (в том числе пестроцветных и угленосных). Далее начинается среднеюрская трансгрессия (с максимумом в кимеридж-титонское время (до 300 м))

и с регрессией в позднем титоне, ближе к юрско-меловому рубежу. В это время в условиях понижения уровня моря формируются богатые органикой нефтегазоматриксные битуминозные глинистые осадки.

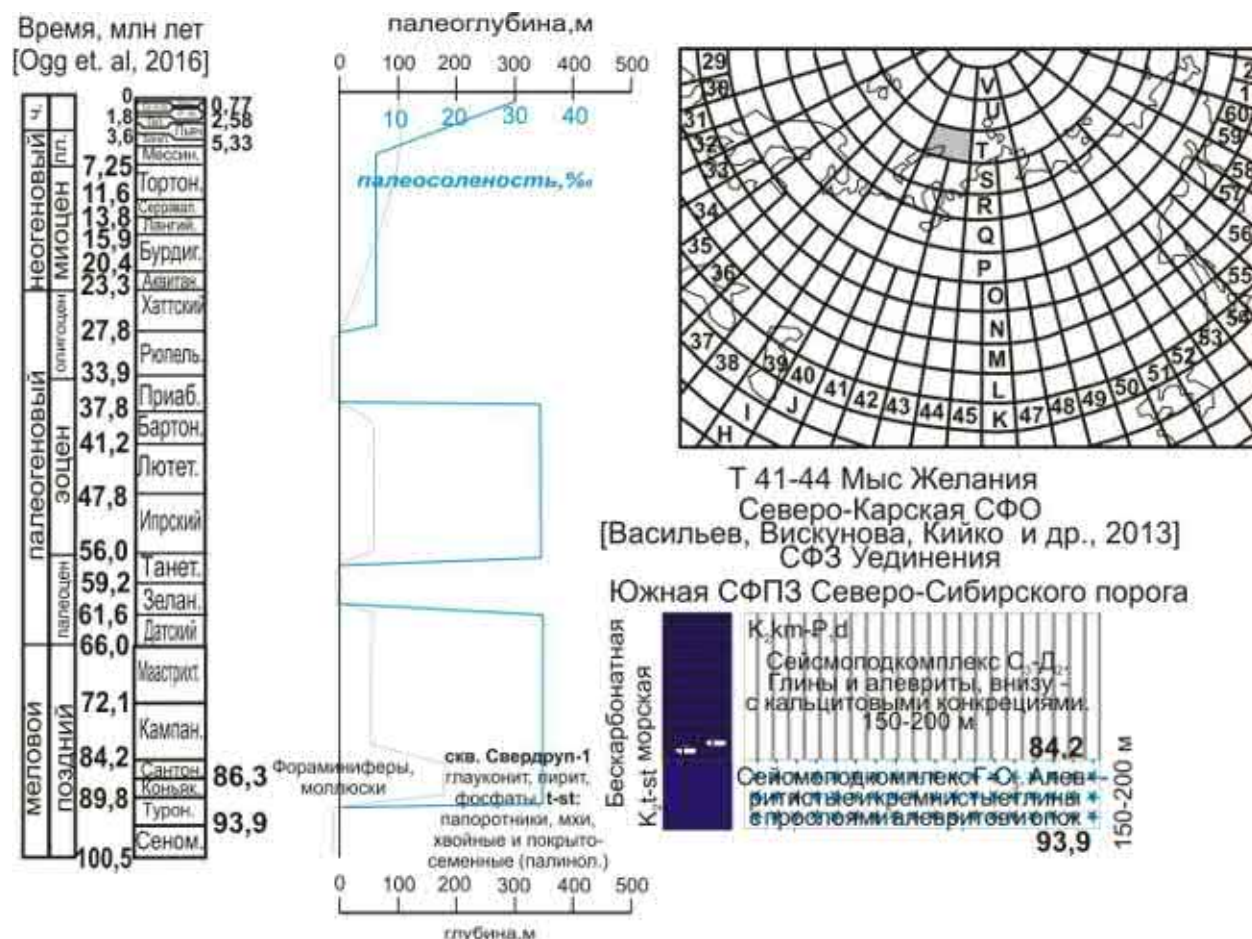


Рис. 6-18. Хронолито-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика верхнемеловых-современных отложений Южно-Карской СФЗ, окончание.

Следующая трансгрессия – позднеберияско-аптская с максимумами палеоглубин (до 200 м) в позднеберияско-раннебарремское время. В это время палеоценоз включает аммониты, пелециподы, белемниты и гастроподы, а также горизонты с фораминиферами. Меление бассейна (до 50–100 м) произошло в поздне барремско-ранне-среднеаптское время.

В альб-сеноманское время территория приподнята, происходит накопление углей.

В зеландское время осадконакопление происходит в континентальной обстановке с формированием бурых углей и накоплением осадков песчано-глинистой континентальной формации.

В танет-эоценовое время седиментация протекает в морском бассейне с глубинами около 50 м. Затем, в олигоцене происходит воздымание территории Пайхойско-Новоземельского

пояса, сменяющееся тектоническим погружением территории в олигоцен-четвертичное время и возникновением морского бассейна с глубинами около 100 м.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая. Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на средне-позднеюрское, позднеберриас-среднеаптское (встречены аммониты, пелециподы, белемниты и гастроподы, а также горизонты с фораминиферами, редкий глауконит [Объяснительная..., 2004]), позднемеловое-датское (в разрезе найдены фораминиферы и моллюски, встречен глауконит, пирит и фосфаты), зеландий-бартонское, плиоцен-четвертичное время.

В хаттско-миоценовое время существует солоноватоводный бассейн.

Нефтегазоносность. Юрские и нижнеберриасские отложения образуют юрский НГК за счет переслаивания горизонтов песчано-алевритовых коллекторов с глинистыми флюидоупорами (рис. 6-17). Следующий НГК – нижнемеловой (нижнеготерив-нижнеальбский, рис. 6-17), выше – среднемеловой (верхнеальбско-туронский, рис. 6-18).

Нефтегазоматеринские отложения. Образования титона-кимериджа содержат доманикоидные глинистые формации, аналогичные баженовской свите.

Палеоклиматические условия. Для этого региона в литературе имеется большой массив данных по палеотемпературам, которые вынесены на схему (рис. 6-13, 6-18, 6-19), они включают результаты расчета среднегодовой температуры (MAT) по данным палинологии [Zakharov et al., 2011]; по растениям-индикаторам климата [Могучева, 2015; Лебедева и др., 2019] с определением количественных значений палеотемператур по [Yamada, Legrand, Harufumi, 2019; Guo et al., 2021; Zhang et al., 2021; Cantrill, 1998]; по таксонам насекомых-индикаторов климата и по находкам плезиозавров [Палеоклиматы Сибири..., 1977]; по литологическим признакам – бокситам [Палеоклиматы Сибири..., 1977]; компилятивные кривые MAT [Волкова, 2011]; по комплексу данных [Палеоклиматы Сибири..., 1977; Конторович и др., 2013]; качественное определение типа климата [Горячева, 2018], с последующей количественной характеристикой автора по [Палеоклиматы Сибири..., 1977], а также результаты определения палеотемператур по индексу-выветривания (для Лескинской скважины [Габдуллин и др., 2022]). Также на схему вынесены данные о значениях SST по геохимическим (изотопным) данным [Маринов и др., 2008; Конторович и др., 2013].

Обобщив литературные и собственные данные, автор построил компилятивные палеотемпературные кривые (SST и MAT) для района Карского моря для мезо-кайнозойского этапа.

В триасовое время значения палеотемператур испытывали слабые вариации, значения МАТ составляли около 12–13°C, а SST – 18–19°C. В фитоассоциациях присутствуют папоротники и гинкговые, в ладинское время шло накопление углей.

Имеются авторские определения палеотемпературы (МАТ) для триас-берриасского времени по Лескинской скважине. Для этого интервала построена кривая вариации палеотемператур. Они не противоречат опубликованным данным по значениям палеотемператур по растениям-индикаторам климата и только для геттанг-плинсбахского интервала превышают имеющиеся значения, но не более чем на 5°C.

Геттанг-тоар. Установлен теплый равномерно-влажный климат для геттанга и плинсбаха, теплый влажный климат для раннего тоара [Конторович и др., 2013]. По другим данным [Горячева, 2018] реконструируется умеренно теплый климат для позднего плинсбаха, умеренно-субтропический климат для конца плинсбаха–раннего тоара, теплый умеренный климат для конца раннего тоара–позднего тоара. Эта качественная характеристика типа климата получила количественную характеристику автора по значениям, взятым в работе [Палеоклиматы Сибири..., 1977]. В частности, получим следующие диапазоны значений палеотемператур (МАТ) для позднего плинсбаха – 16–18°C, для конца плинсбаха–раннего тоара – 16–20°C, для конца раннего тоара–позднего тоара 16–18°C. Эти диапазоны палеотемператур хорошо коррелируют с результатами определения МАТ в Лескинской скважине по индексу выветривания. Осадки геттанга-раннего плинсбаха отнесены автором к мезомиктовой угленосной формации.

С геттанга начинается потепление климата: величины МАТ (в разрезе Лескинской скважины) составляли около 15–20°C, а SST – 20–25°C. Климатический максимум приходится поздний геттанг-плинсбах. В тоаре начинается понижение палеотемператур. Значения палеотемператур по Лескинской скважине коррелируют с таковыми в работах предшественников [Конторович и др., 2013] – МАТ 10–12°C для геттанга и плинсбаха; SST 14,4–19,8°C для геттанга-аалена; SST 16,9–24,5°C для раннего тоара.

Аален-раннекимериджское время. Отмечен теплый влажный климат для аалена-келловея, фиксируется потепление вод Арктического океана в келловее [Конторович и др., 2013]. В байосское и батское время происходило накопление углей и каолинита [Государственная геологическая карта..., 2002].

По другим данным [Горячева, 2018] определены следующие типы климата: теплый умеренный климат для байоса, умеренно-субтропический для бата. Эта качественная характеристика преобразована автором в количественную характеристику по значениям, взятым в работе [Палеоклиматы Сибири..., 1977]. В частности, тогда имеем следующие

диапазоны MAT 16–18°C для баойса и 16–20°C для бата, что, правда, выше диапазонов вариации палеотемператур в Лескинской скважине на первые градусы.

Палеотемпературы, рассчитанные по индексу выветривания для разреза Лескинской скважины слабо менялись и составляли около 11–14°C, а SST – 16–19°C. Значения палеотемператур по Лескинской скважине коррелируют с таковыми в работах предшественников [Конторович и др., 2013] – SST 15–20°C для аалена; MAT 14–16°C для байоса и бата; SST 17–23°C для келловей. Разве что имеющиеся значения SST 11–13°C по данным изотопной палеотермометрии по рострам белемнитов для оксфорда [Конторович и др., 2013] на пару градусов Цельсия ниже полученных значений для разреза Лескинской скважины.

Позднекимериджско-берриасское время. Палеотемпературы, рассчитанные по индексу выветривания для разреза Лескинской скважины составляли: MAT около 13–17°C, а SST – 18–22°C. При этом поздний кимеридж и ранний титон характеризуются относительным потеплением климата: MAT около 15–17°C, а SST – 20–22°C, за которым следует фаза похолодания климата в позднетитонское-берриасское время, когда MAT около 12–14°C, а SST – 17–20°C. Эти значения подтверждаются оценкой палеотемператур произраставшей флоры, определенной Ростовцевой Ю.И. (МГУ) из разреза Лескинской скважины. В частности в породах даниловской (келловей-берриас) свиты, точнее для ее титон-берриасской части определены циатейные (*Syathidites* sp.), произраставшие при значениях MAT > 20°C по (Zhang et al., 2021). К этим значениям палеотемператур близки величины MAT в 10°C и 18°C по данным палинологии из разрезов севера Сибири и Полярного Урала [Zakharov et al., 2011].

Валанжин – туронское время. Имеющийся массив опубликованных данных позволяет оценить вариации палеотемператур в следующем диапазоне: MAT около 13–18°C, а SST – 18–23°C. При этом валанжин и ранний готерив характеризуются относительным потеплением климата: MAT около 17–19°C, а SST – 22–24°C, за которым наступает длительная фаза относительного похолодания климата в позднеготеривско-альбское время, когда MAT около 17°C, а SST – около 22°C. Затем, в сеномане и туроне становится еще прохладнее – MAT понижается до 15°C, а SST – до 20°C. К этим значениям палеотемператур близки величины MAT в 19°C для готерива по данным палинологии из разрезов севера Сибири и Полярного Урала [Zakharov et al., 2011]. На сеноман-туронском рубеже отмечено похолодание, для апта-альба MAT оценивается в 16–20°, а для сеномана-турона в 16–18° с амплитудой вариации в 4–6° [Палеоклиматы Сибири..., 1977].

С готерива по альб время происходило накопление углей [Геологическая карта..., 2002], отложения с готерива по сеноман отнесены автором к мезомиктовой угленосной формации.

Эти величины подтверждаются оценкой палеотемператур произраставшей флоры, определенной Ростовцевой Ю.И. (МГУ) из разреза Лескинской скважины. Например, в породах

яковлевской свиты (апт-альб) обнаружены циатейные папоротники (*Cyathidites minor* Couper) со значениями MAT > 20°C по [Zhang et al., 2021], и глейхениевые (*Gleichenidites laetus* (Bolch.))

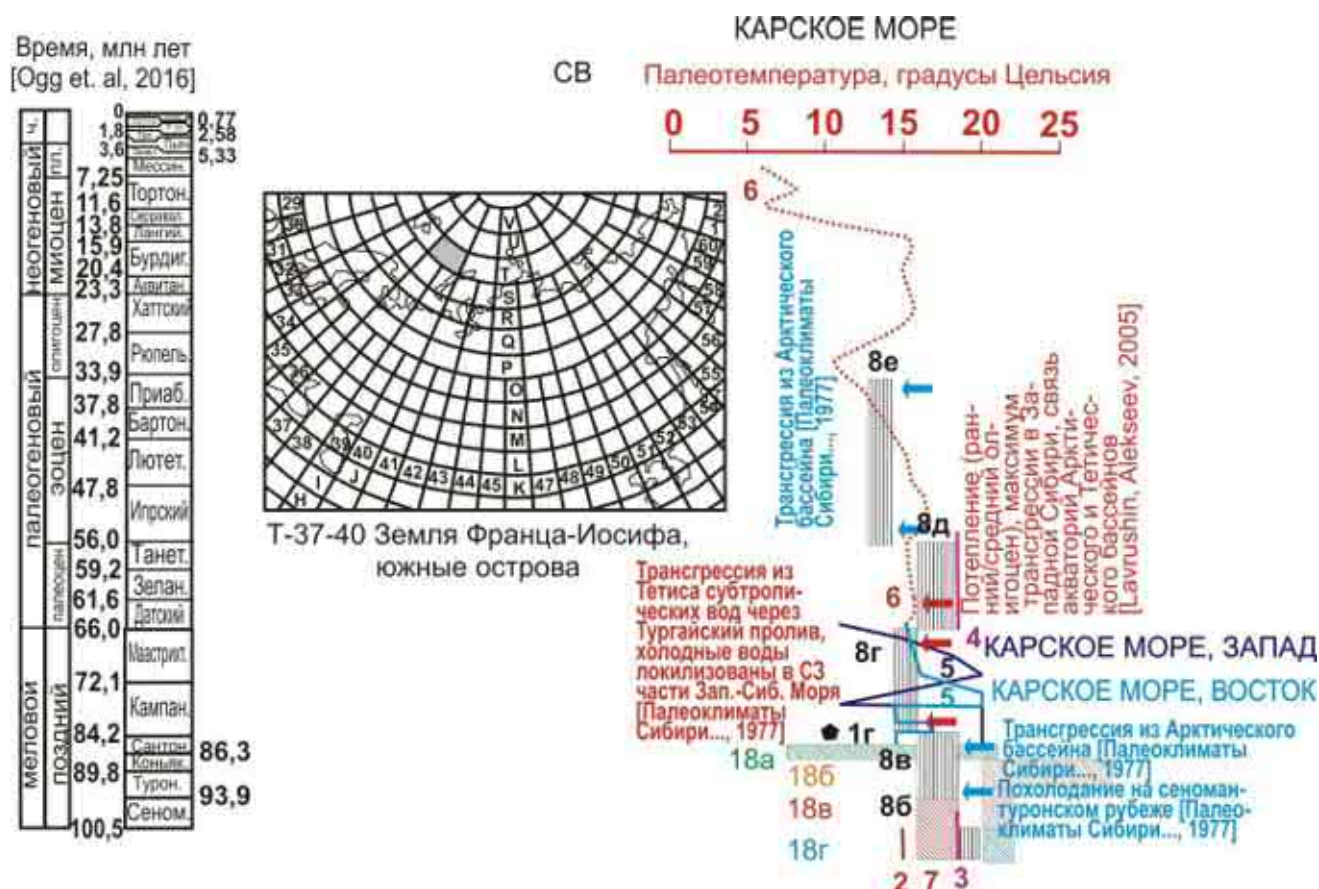


Рис. 6-19. Палеоклиматическая история для осадочного бассейна района Карского моря в позднемеловом-современном интервале. Ссылки на источники – см. рис. 6-13.

Bolch с величинами MAT 8–22°C по (Cantrill, 1998). В образованиях долганской свиты (альб-сеноман) определены циатейные папоротники (*Cyathidites minor* Couper, *Cyathidites australis* Couper) с величинами MAT > 20°C по [Zhang et al., 2021] и глейхениевые *Gleichenidites senonicus* Ross emend. Scarby, *G. laetus* (Bolch.) Bolch., для которых характерны значения MAT в 8–22°C по (Cantrill, 1998), что дает возможность оценить MAT в 20–22°C для апта-сеномана. В породах дорожковской свиты (турон–коньяк) определены циатейные папоротники (*Cyathidites* sp.) с величинами MAT > 20°C по [Zhang et al., 2021], что дает возможность оценить палеотемпературу около (не ниже) 20°C.

Коньяк-маастрихтское время. Для этого фрагмента геологической истории имеются опубликованные и оригинальные авторские данные, по которым построены кривые MAT (вариации значений от 15 до 20°C) и SST (вариации значений от 20 до 25°C). Отмечена тенденция к росту палеотемператур с коньяка по начало кампана, со стабилизацией в раннем

кампане, затем следует фаза понижения палеотемператур с последующим их ростом в позднем кампане. С конца кампана по конец мелового периода происходит понижение палеотемператур МАТ от 20°C в раннем кампане до 15°C в конце маастрихта. Для коньяка-сантона МАТ оценивается в 16–18°C с амплитудой вариации в 6–8°C, а кампана–маастрихта в 14–16°C с амплитудой флуктуации в 8–10°C [Палеоклиматы Сибири..., 1977]. На рубеже сантона и кампана, в середине маастрихта имели место трансгрессии из Тетиса субтропических вод через Тургайский пролив, холодные воды локализованы в СЗ части Западно-Сибирского моря [Палеоклиматы Сибири..., 1977]. Имеются оценки вариации величин SST для Западно-Сибирского эпиконтинтального моря [Маринов и др., 2008] от 12 до 20°C;

Эти величины подтверждаются оценкой палеотемператур произрастающей флоры, определенной Ростовцевой Ю.И. (МГУ) из разреза Лескинской скважины. В образованиях насоновской свиты (коньяк-сантон) определены глейхениевые папоротники (*Gleicheniidites laetus* (Bolch.) Bolch, для которых МАТ составляет 8–22° по [Cantrill, 1998]. Из турон-сантонских пород разреза скважины Свердруп-1 отмечены папоротники, мхи, хвойные и покрытосеменные, а также находки глауконита, пирита и фосфатов [Объяснительная записка..., 2004].

Кайнозойское время. На границе раннего и среднего олигоцена просиходит относительное потепление климата и максимум трансгрессии в Западной Сибири, существует связь акваторий Арктического и Тетического бассейнов [Lavrushin, Alekseev, 2005]. Для этого интервала геологической истории существует (Волкова, 2011) компилятивная кривая МАТ для Западно-Сибирской плиты (55° и севернее), которая была взята автором за основу палеотемпературной кривой. В палеоцене значения МАТ составляли 16–18°C с амплитудой вариаций 8–10°C, а в эоцене – 12–14°C с амплитудой флуктуаций 10–12°C [Палеоклиматы Сибири..., 1977].

В палеоцене значения МАТ составляли около 15–16°C с потеплением на палеоцен-эоуеновом рубеже до 17–18°C. С середины лютета палеотемпературы снижались до границы эоцена и олигоцена до значений МАТ около 12°C. С середины рюпеля начинается фаза потепления (со значениями МАТ около 17°C), продолжающаяся до конца бурдигала. Затем наступает время относительного похолодания (с 17 до 5°C) с кратковременным пиком потепления в середине тортона, когда значения МАТ достигают 7–8°C.

6.1.4. Акватория моря Лаптевых

Дадим анализ доступных сведений о геологической истории и палеогеографии мезо-кайнозоя в пределах акватории моря Лаптевых с запада на восток. В качестве стратиграфической основы были взяты геологические карты: S 51-S 52 Оленекский залив.

Дельта р. Лены [Объяснительная записка..., 2014]; S 53-S 54. Остров Столбовой. Ляховские острова [Объяснительная записка..., 2014; 2016].

Стратиграфическое расчленение и описание разреза *Лено-Оленекской СФЗ и Хараулахско-Арынской СФЗ Таймыро-Верхоянской СФО, Восточнотаймырско-Оленекской СФЗ Верхоянской СФО и Прибрежной СФЗ Лаптевской СФО* взято из объяснительной записки к геологической карте S 51-S 52 Оленекский залив. Дельта р. Лены [Объяснительная записка..., 2014].

Нерасчлененные отложения триаса Лено-Оленекской СФЗ Таймыро-Верхоянской СФО, объединяющие песчаники, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, глинисто-карбонатные и песчано-карбонатные конкреции (535–980 м) отнесены автором к олигомиктовой, переходной к мезомиктовой формации по [Синицын, 1980] и в нижней части к – глинистой формации, а в верхней части – к песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК. Далее следует перерыв в осадконакоплении (рис. 6-20).

Разрез Восточнотаймырско-Оленекской СФЗ Верхоянской СФО включает юрские и нижнемеловые отложения.

Нижнеюрские образования – это кыстыкюряхская, джангыйская и курунгская свиты объединенные, которые объединяют аргиллиты, алевролиты, песчаники, битуминозные глины, конкреции, известковистые, сидеритовые и фосфоритовые, линзы конгломератов (370–630 м).

Выше залегают средне-верхнеюрские образования келимярской, чекуровской серии и станюряхской свиты объединенные, представленные алевролитами, аргиллитами, песчаниками (275–525 м). Затем следует перерыв в осадконакоплении в позднем оксфорд-кимеридже.

Титон – нижнеберриасские образования буолкалахской свиты представлены песчаниками, аргиллитами, битуминозными аргиллитами, алевролитами, в основании фосфоритоносными и алмазоносными конгломератами (140–230 м).

Затем после стратиграфического перерыва следуют верхнеберриас-валанжинские породы кигиляхской свиты, объединяющие песчаники, алевролиты, линзы конгломератов, фосфоритовые конкреции (140–260 м). В кровле наблюдается перерыв, связанный с воздыманием Восточно-Таймырско-Оленекской ветви.

Затем следуют готеривские образования косюрсой свиты, включающие алевролиты, аргиллиты, песчаники, пласты каменных углей, стяжения известковистых пород (140-260 м).

Отложения последних трех стратонов с титона по берриас включительно отнесены автором к песчаниковой формации по ТК, аален-оксфордские образования – к песчано-алевро-

СВ	S 51-S 52 Оленекский залив. Дельта р. Лены	ЮЗ

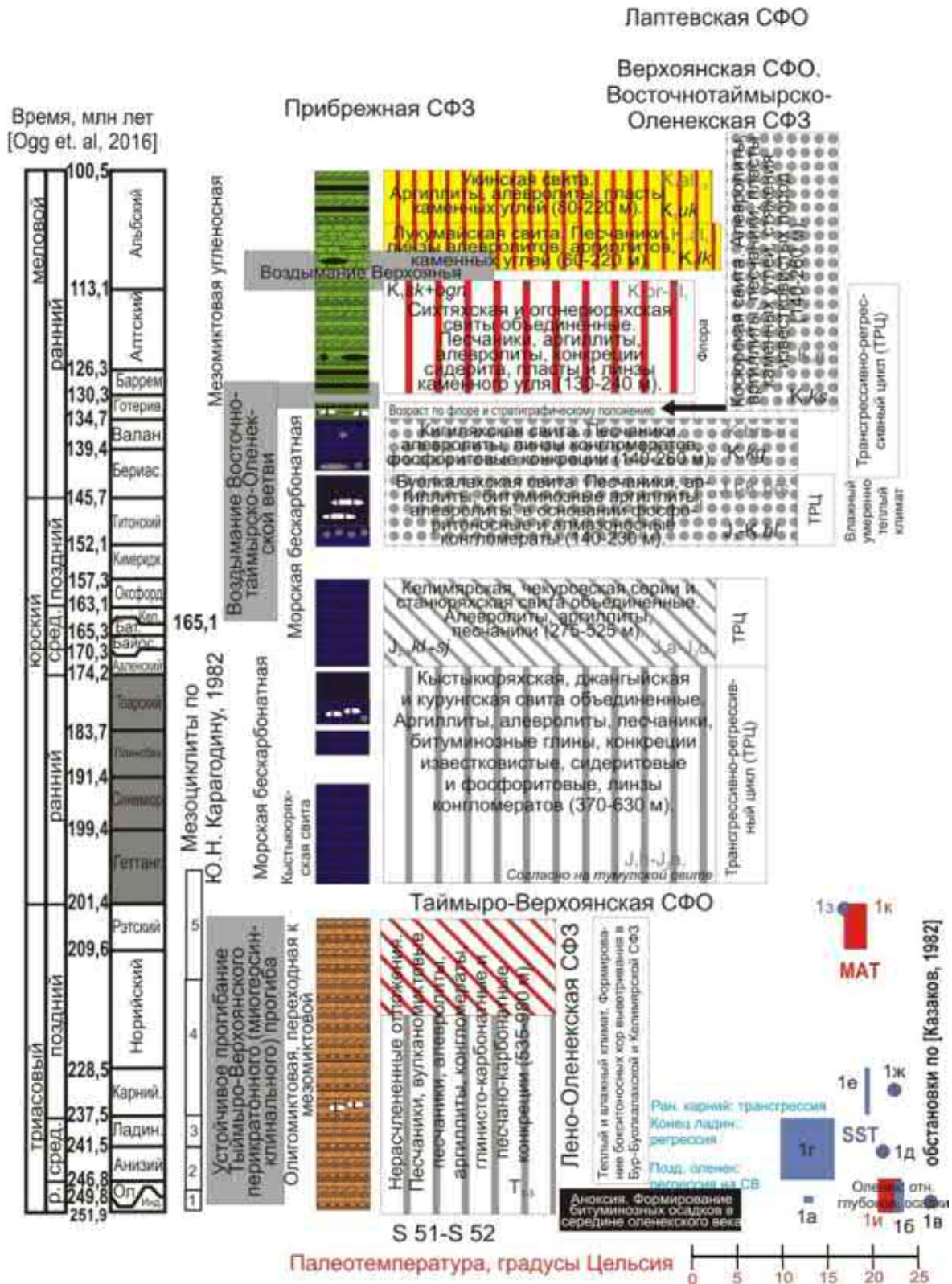


Рис. 6-20. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-нижнемеловых отложений бассейнов района моря Лаптевых. Палеотемпературные данные: 1а – SST 14°C, р. Оленек, масс-спектроскопия раковин головоногих моллюсков (верхний оленек, [Курушин, Захаров, 1995]); 1б – SST 24, изотопные

соотношения раковин двустворчатых моллюсков (ранний триас [Курушин, Захаров, 1995]); 1в – SST 27°C, кислородно-изотопный анализ [Курушин, Захаров, 1995]; 1г – SST 11–15°C – изотопные соотношения, 11–16°C – отношение Ca/Mg, по раковинам двустворчатых моллюсков *Bekevella*, титановый модуль ~ 5–20, гумидный теплый климат (средний триас [Курушин, Захаров, 1995]); 1д – SST 22°C, кислородно-изотопный анализ [Курушин, Захаров, 1995]; 1е – SST 20°C, отношение Ca/Mg раковины двустворчатых моллюсков (устье р. Лены [Курушин, Захаров, 1995]); 1ж – SST 24°C, кислородно-изотопный анализ [Курушин, Захаров, 1995]; 1з – SST 17 °C, кислородно-изотопный анализ, климат теплый и влажный (поздний триас [Курушин, Захаров, 1995]); 1и – MAT 22–24°C, квазитропический климат (ранний триас [Курушин, Захаров, 1995]); 1к – MAT 18–21°C, ослабленный тропический климат (конец триаса [Курушин, Захаров, 1995]).

литовой (терригенной) формации по ТК, а геттанг-нижнеааленские образования – к глинистой формации по ТК. Все выше перечисленные нижнеюрско-нижнемеловые образования отнесены автором к бескарбонатной морской формации.

Выше следуют породы баррем-аптской сихтяхской и огонерюяхской свит объединенных, включающих в себя песчаники, аргиллиты, алевролиты, конкреции сидерита, пласты и линзы каменного угля (130–240 м), отнесенные автором к терригенной угленосной формации по ТК. Затем следует перерыв, вызванный воздыманием Верхоянья.

Разрез наращивают две свиты альба, отнесенные автором к континентальной угленосной формации. Лукумайская свита (нижний-средний альб) охарактеризована песчаниками, линзами алевролитов, аргиллитов и каменных углей (60–220 м). Выше следует укинская свита, объединяющая аргиллиты, алевролиты, пласты каменных углей (80–220 м). Нижнемеловые образования отнесены автором к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980]. Затем следует перерыв, связанный со складко- и горообразованием, воздымание Восточно-Таймырско-Оленекской ветви.

Разрез венчают палеоген-неогеновые нерасчлененные отложения Прибрежной СФЗ Лаптевской СФО, включающие в себя песчаники, алевролиты, аргиллиты, бурые угли, глины, алевролиты, пески, конгломераты (более 800 м), отнесенные автором к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980] и к грубообломочной (в нижней, преимущественно палеогеновой части) и к песчано-глинистой континентальной формации (в верхней, в основном неогеновой части) по ТК (рис. 6-21).

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для Лено-Оленекской СФЗ Таймыро-Верхоянской СФО, Восточнотаймырско-Оленекской СФЗ Верхоянской СФО и Прибрежной СФЗ Лаптевской СФО автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-22).

Палеогеографическая характеристика, приведенная в объяснительной записке к геологической карте S 51-S 52 [Объяснительная записка..., 2014], описывает позднеиндскую

лагунную и глубоководную оленекскую обстановку. В оленеке и анизии-ладине было два трансгрессивных цикла с палеоглубинами, оцененными в 150 м [Казаков, 1982]. Трансгрессия в оленеке пришла из Арктического бассейна, происходит формирование битуминозных осадков в середине оленекского века в аноксийных условиях [Объяснительная записка..., 2014]. Регрессии отмечены в позднем оленеке и в конце ладина, частые трансгрессии и регрессии имели место в ладине [Объяснительная записка..., 2014].

В начале карния происходит новая трансгрессия, глубины бассейна последовательно уменьшаются со 100 м в начале карнийского века до 50 м в позднем карнии и до 25 м в раннем нории [Казаков, 1982]. Регрессия в середине нории сменяется временем тектонического воздымания территории до начала геттанга. В позднем нории-рэте осадкоанкопление протекает в континентальном режиме.

В раннем геттанге (по ранний синемюр включительно) происходит новая трансгрессия с палеоглубинами до 250 м (палеоценоз представлен аммонитами [Объяснительная записка..., 2014]). В позднем синемюре и в раннем плинсбахе территория вновь приподнята и представляет собой область денудации.

В позднем плинсбахе вновь возникают трансгрессивные условия с палеоглубинами до 100 м [Девятков, Никитенко, Шурыгин, 2011]. Палеоценоз включает аммониты, двустворки, редкие фораминиферы [Объяснительная записка..., 2014]. На рубеже плинсбаха и тоара море отступает, территория вновь приподнята и представляет собой область денудации.

В тоаре происходит очередная трансгрессия с палеоглубинами до 70 м [Девятков, Никитенко, Шурыгин, 2011]. В основании тоара присутствует трансгрессивный горизонт с конденсированной фауной. Палеоценоз включает аммониты, белемниты, двустворки, редкие фораминиферы. Встречены цианобионты и аллохтонное ОВ растительного генезиса, в бассейне существовали аноксийные условия [Объяснительная записка..., 2014]. На рубеже тоара и аалена происходит регрессия и подъем территории.

Следующая трансгрессия – аален-оксфордская с палеоглубинами в байосе-бате до 120 м [Девятков, Никитенко, Шурыгин, 2011] и до 200 м в келловее-оксфорде. Небольшая регрессия [Объяснительная записка..., 2014] имеет место на байос-батском рубеже с обмелением бассейна до 50 м. Оценки величины палеоглубины из опубликованных работ и, по мнению автора, хорошо коррелируют со сменой палеоценозов [Объяснительная записка..., 2014]: двустворки и белемниты в аалене; аммониты, двустворки, белемниты, фораминиферы в байосе; аммониты в бате и оксфорде. В конце оксфорда происходит регрессия с подъемом территории, которая представляет собой область денудации в течении кимериджа.

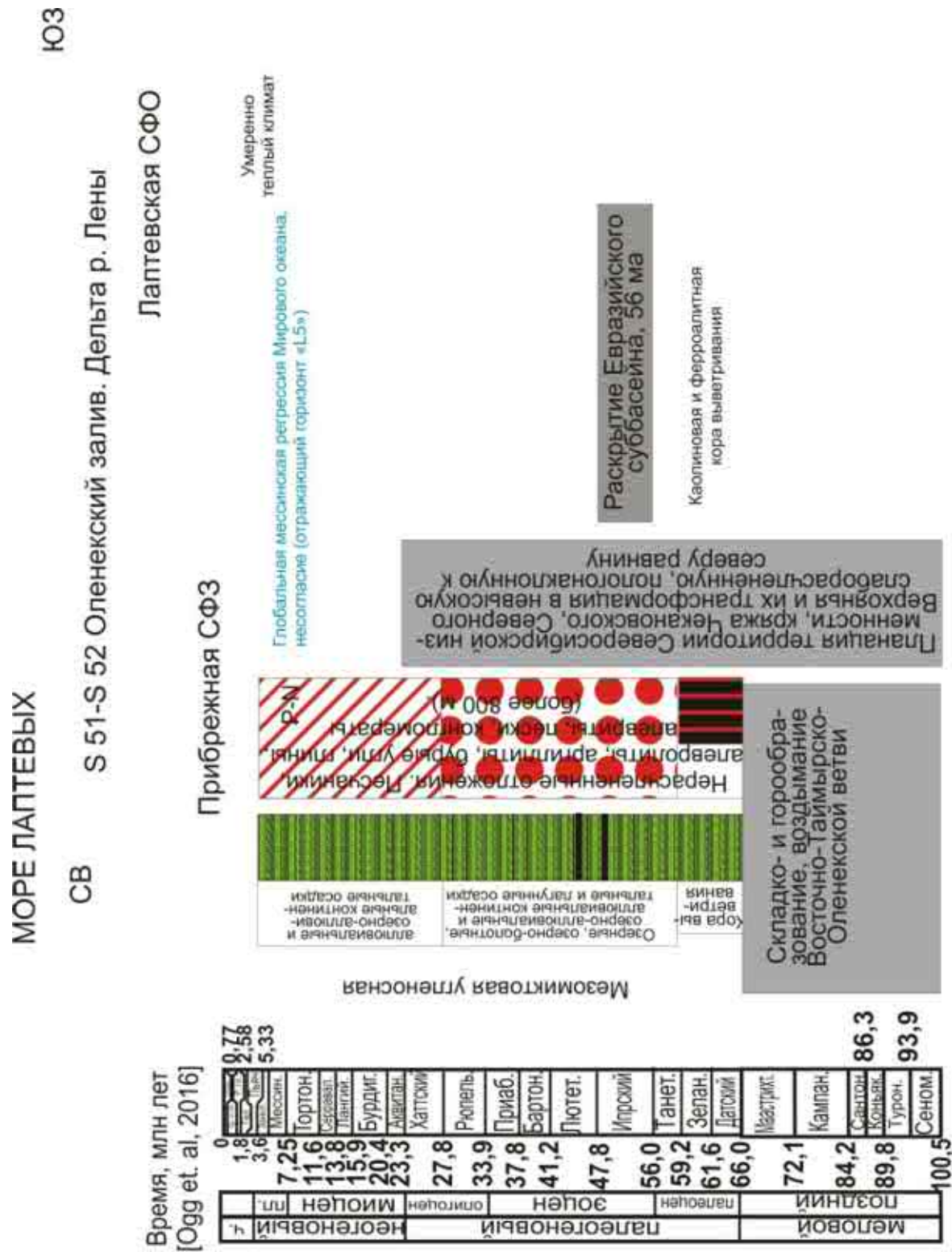


Рис. 6-21. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика верхнемеловых-современных отложений бассейнов района моря Лаптевых.

S 51-S 52 Оленёкский залив. Дельта р. Лены

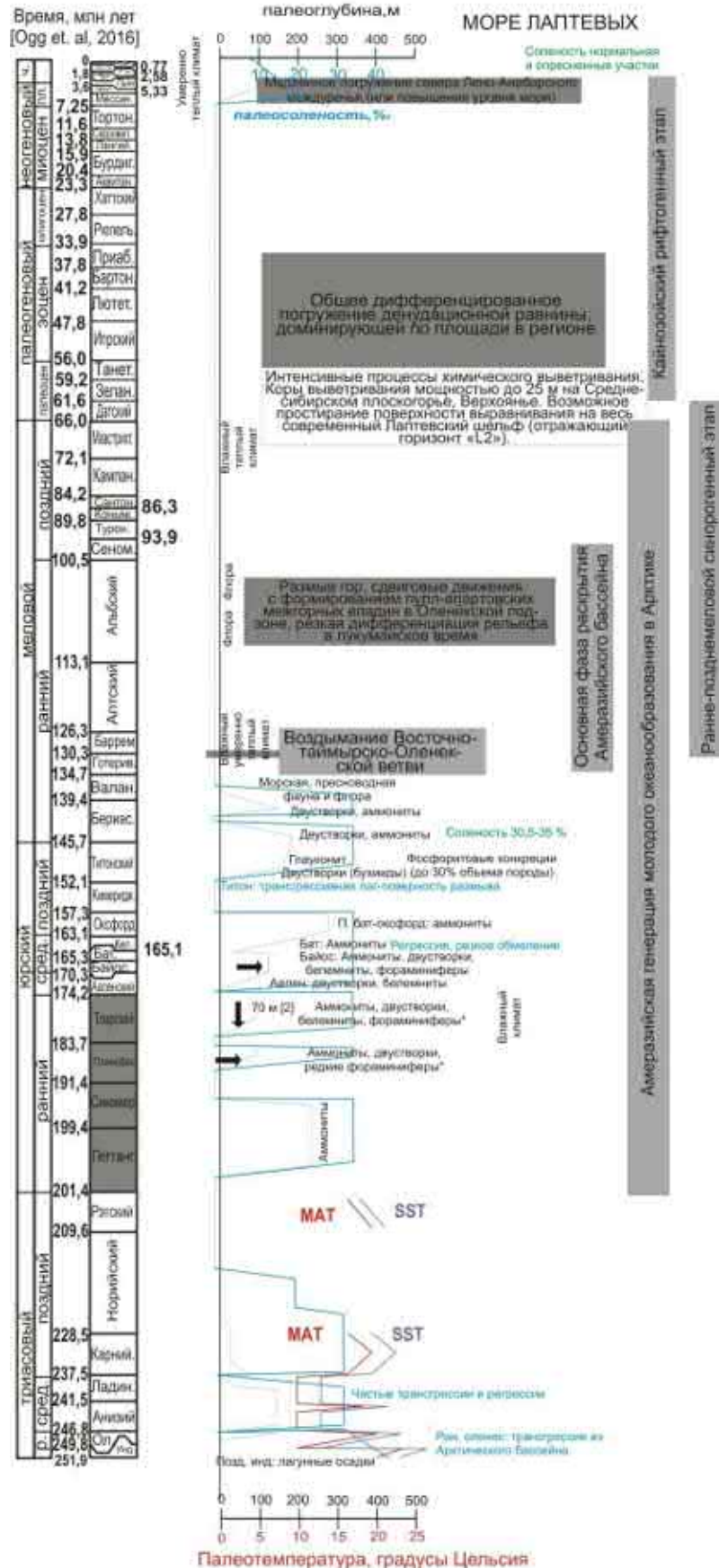


Рис. 6-22. Палеогеографическая характеристика геологической истории бассейна моря Лаптевых (Оленёкский залив, дельта реки Лены) в мезо-кайнозойском интервале.

В титоне начинается новая трансгрессия с палеоглубинами до 250 м. Палеоценоз представлен [Объяснительная записка..., 2014] двустворками и аммонитами в самом начале титона – двустворками (бухидами). В разрезе выделяется трансгрессивная лаг-поверхность, в основании которой находится горизонт фосфоритовых конкреций (до 30% объема породы), а выше – глауконит содержащие осадки [Объяснительная записка..., 2014]. В раннем берриасе бассейн начинает мелеть, происходит регрессия, подъем и осушение территории в позднем берриасе.

Затем после непродолжительного перерыва начинается новый позднеберриаско-ранневаланжинский трансгрессивно-регрессивный цикл, который характеризует морская (аммониты и двустворки), пресноводная (двустворки) фауна и флора [Объяснительная записка..., 2014]. Палеоглубины не превышают 150 м.

Далее с позднего валанжина и по конец миоцена осадконакопление протекает в континентальной обстановке, аккумулируются осадки мезомиктовой угленосной формации.

В плиоцен-четвертичное время глубины в бассейне составляют около 100 м. Отмечается [Объяснительная записка..., 2014] глобальная мессинская регрессия Мирового океана, ей отвечает несогласие (отражающий горизонт «L5»)

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-22). В индское время соленость в лагунной обстановке была выше нормальной. Осолоненные бассейны существовали в позднем нории.

Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на анизий-ранний норий, геттанг-синемюр (аммониты), поздний плинсбах (аммониты), тоар (аммониты, белемниты), аален-оксфорд (аммониты и местами – белемниты), титон-ранний валанжин (аммониты, глауконит в титоне), в плиоцен-четвертичное время. Соленость в титоне оценивается в 30,5-35 промилле, а нормальная соленость и опресненные участки характеризуют плиоцен [Объяснительная записка..., 2014].

Нефтегазоматеринские породы. В оленеке и тоаре происходит формирование битуминозных осадков в аноксидных условиях.

Палеоклиматические условия. Для этого региона в литературе имеется немного данных по палеотемпературам, которые вынесены на схему (рис. 6-20, 6-22), они включают результаты расчета среднегодовой температуры (MAT) и температуры поверхностных вод (SST) по данным изотопной палеотермометрии, масс-спектро스코пии и отношения Ca/Mg раковин головоногих моллюсков [Курушин, Захаров, 1995].

В основном, имеющиеся количественные оценки есть для триаса, для более молодых осадков они в основном качественные, например, в триасе отмечают теплый и влажный климат, что объясняется формированием бокситоносных кор выветривания в Бур-

Буолкалахской и Келимярской СФЗ [Объяснительная записка..., 2014]. Авторы определяют следующие климатические условия [Курушин, Захаров, 1995]: квазитропический климат с МАТ 22–24°C (ранний триас); гумидный теплый климат (средний триас); климат теплый и влажный с SST 17°C (поздний триас); ослабленный тропический климат с МАТ 18–21°C (конец триаса). В конце инда, ладине и анизии было относительное похолодание климата с значениями МАТ около 10°C, а SST – до 14–15°C. В начале инда имело место относительное потепление климата с величинами МАТ около 20–22°C, а SST – до 24–26°C. В оленеке, позднем анизии и карнии значения МАТ составляли около 15–20°C, а SST – до 20–23°C.

Также отмечен влажный тип климата в тоаре, влажный и умеренно теплый климат в титоне-барреме, влажный теплый климат в кампане-зеландии (формирование каолиновых и ферроалитных кор выветривания в дании-зеландии), умеренно теплый климат в миоцене [Объяснительная записка..., 2014].

Стратиграфическое расчленение и описание разреза *Хараулахско-Арынской СФЗ, Восточнотаймырско-Оленекской СФЗ Верхоянской СФО и Притаймырско-Южнолаптевской СФЗ Лаптевской СФО* взято из объяснительной записки к геологической карте S 51-S 52 Оленекский залив. Дельта р. Лены [Объяснительная записка..., 2014].

Отложения триаса Хараулахско-Арынской СФЗ – это нижнетриасовые чекановская, ыстаннахская, пастахская и чайдахская свиты объединенные (рис. 6-23). Они объединяют алевролиты, аргиллиты, песчаники, туфопесчаники, битуминозные известняки, карбонатные и фосфоритовые конкреции (160–235 м).

Выше следуют карангатинская, туорахаинская, устьоленекская и олимпийская свиты среднего триаса объединенные, включающие в себя песчаники, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, песчано-карбонатные конкреции, в основании – конгломераты (125–170 м), песчаники, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, песчано-карбонатные конкреции, в основании – конгломераты (125–170 м).

Затем идут верхнетриасовые образования осипайской и чайдахской свит объединенных, включающие алевролиты, аргиллиты, песчаники, конгломераты, вулканомиктовые песчаники (до 50 м). Образования триаса отнесены автором к песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК и к бескарбонатной морской формации. В отложениях среднего и верхнего триаса можно выделить отдельные клинья, отнесенные автором к песчано-глинистой континентальной формации по ТК и к олигомиктовой, переходной к мезомиктовой формации по [Синицын, 1980].

Далее с рэта по конец средней юры происходит воздымание территории и превращение ее в область денудации.

103



Верхнеюрско-нижнемеловые нерасчлененные образования *Восточно-Таймырско-Оленекской СФЗ Верхоянской СФО* (рис. 6-23) представлены аргиллитами, алевролитами,

песчаниками (мощность до 800 м). По мнению автора, они отвечают бескарбонатной морской формации и терригенной (глинисто-алевритовой) контуритовой формации по ТК. В конце апта происходит перерыв, вызванный воздыманием Верхоянья.

Альб-верхнемеловые образования *Притаймырско-Южнолаптевской СФЗ Лаптевской СФО*, отвечающие орогенной стадии развития мезозойд отнесены автором к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980] и терригенной угленосной формации по ТК. Они включают нерасчлененные отложения альбского сейсмокомплекса А-L₁, представленного песчаниками, линзами конгломератов, прослоями алевролитов и углей (до 3000 м). Выше идут нерасчлененные верхнемеловые отложения – сейсмокомплекс L₁-L₂, включающий в себя песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями бурых углей (до 4500 м).

На мел-палеогеновом рубеже происходит складко- и горообразование, воздымание Прончищевско-Оленёвской полого-складчатой зоны и погребенной Лено-Таймырской области пограничных поднятий шельфа, что приводит к перерыву в осадконакоплении.

Выше идут нерасчлененные отложения палеоцена и эоцена (рис. 6-24) – сейсμοподкомплекс L₂-L₃, отнесенные автором к грубообломочной формации по ТК и мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980], представляющие собой глины, аргиллиты с пластами бурых углей, прослои алевролитов, песчаников, линзы галечников (до 2500 м). Затем следует перерыв, связанный с процессами тектонической активизации.

Разрез продолжают олигоцен-раннеплиоценовые нерасчлененные отложения сейсμοподкомплекса L₃-L₄, объединяющие глины, пески мелкозернистые глинистые, прослои алевролитов, бурых углей мощностью до 2400 м. Они отнесены автором к отвечающие орогенной стадии развития мезозойд отнесены автором к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980] и терригенной углеосной формации по ТК. Далее следует перерыв в осадконакоплении.

Затем идут нерасчлененные отложения среднего-верхнего миоцена сейсμοподкомплекса L₄-L₅, которые включают в себя пески средне-мелкозернистые глинистые, прослои алевритов, глин (до 2000 м). По мнению автора, их возможно соотнести с песчано-алевролитовой (терригенной) формацией по ТК и с мезомиктовой угленосной формацией по [Синицын, 1980].

Разрез венчают плиоценовые (плиоцен-четвертичные) образования сейсμοподкомплекса L₅-L₆, которые представляют собой переслаивание глин, алевритов, песков (150–500 м), отнесенные атором к морской бескарбонатной формации по [Синицын, 1980] и к песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК.

МОРЕ ЛАПТЕВЫХ

ЮЗ

SV_S 51-S 52 Оленекский залив. Дельта р. Лены

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]



Бескарбонатная морская

Притаймырско-Южнолаптевская СФЗ

Сейсмоподкомплекс L5-L6. Переслаивание $^{s}N_2$ глин, алевроитов, песков. 150-500 м.



Нерасчлененные отложения. Сейсмоподкомплекс L4-L5. Пески средне-мелкозернистые глинистые, прослои алевроитов, глин. До 2000 м.

Нерасчлененные отложения. Сейсмоподкомплекс L3-L4. Глины, пески мелкозернистые глинистые, прослои алевроитов $^{s}P_3-N_1$, бурых углей. До 2400 м.

Обстановка сжатия, частые перерывы, поверхность «L4»

Нерасчлененные отложения. Сейсмоподкомплекс L2-L3

Глины, аргиллиты с пластиками бурых углей, прослои алевроитов, песчаников, линзы галечников. До 2500 м.

Складко- и горообразование, воздымание Прончищевско-Оленёкской полого-складчатой зоны и погребенной Лено-Таймырской области пограничных поднятий шельфа

Рис. 6-24. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика кайнозойских отложений бассейнов района моря Лаптевых.

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для Хараулахско-Арынской СФЗ, Восточнотаймырско-Оленекской СФЗ Верхоянской СФО и Притаймырско-Южнолаптевской СФЗ Лаптевской СФО автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-25).

Палеогеографическая характеристика приведенная в объяснительной записке к геологической карте S 51-S 52 [Объяснительная записка..., 2014], описывает существование морской обстановке в оленеке-анизии, прибрежно-морскую, континентальную обстановку в ладинское время, прибрежно-морские условия в карние, лагунную обстановку в первой половине нория, а во второй половине – континентальную.

Для раннего и среднего триаса палеоглубины оцениваются в 150 м, для позднего триаса – в 50 м. В раннем триасе обитали аммониты, двустворки, конодонты, в среднем – аммониты, двустворки, наутилоидеи. В ладинском веке произошло обмеление бассейна (в разрезе встречен растительный детрит и глауконит). В позднем триасе глубина постепенно уменьшается (от аммонитов, двустворок, брахиопод, фораминифер в карние к аммонитам и двустворкам в начале нория и к двустворкам в конце нория). В рэтских отложениях встречены ризоиды (растительный детрит, следы корней наземной растительности, палеопочвы). На рубеже оленека и ладина, ладина и карния территория приподнята. С конца нория по конец титона территория приподнята и представляет собой область денудации.

В титон-берриасское время палеоглубины достигали 200 м, в позднеберриас-валанжинское время – 150 м. В середине берриаса и с середины валанжина по конец миоцена территория приподнята и представляет собой область денудации. В плиоцен-четвертичное время глубина оценивается в 100 м.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-25). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на оленек-ранний норий (аммониты, наутилоидеи, брахиоподы, глауконит [Объяснительная записка..., 2014]) титон-ранний берриас, поздний берриас-валанжин и плиоцен-четвертичное время.

Стратиграфическое расчленение и описание разреза *Ляховско-Столбовской СФЗ Верхоянской СФО* взято из объяснительной записки к геологической карте S 53-S 54. Остров Столбовой. Ляховские острова [Объяснительная записка..., 2014; 2016].

Разрез юры (рис. 6-26) начинают образования оксфорда-кимериджа скалистой свиты, представленной чередованием пачек ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов мощностью более 670-720 м.

Выше разрез наращивается образованиями бериаса-валанжина – столбовской свиты, представленной ритмичным переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов мощностью более 400 м.

Эти три стратона отнесены автором к бескарбонатной морской формации и к терригенной (глинисто-алевритовой) контуритовой формации по ТК.

Выше следует перерыв, вызванный формированием в начале баррема складчато-надвиговой структуры о. Бол. Ляховский, происходит складчатость позднеюрских – раннемеловых отложений Лаптевской СФО, имеет место складчатость на островах Анжу.

Разрез мела выше можно проследить в пределах *Востоchnолаптевско-Бурохаинской СФЗ Лаптевской СФО* [Объяснительная записка..., 2016]. Здесь (рис. 6-26) нерасчлененные отложения альба составляют сейсмокомплекс А-L₁, объединяющий песчаники, линзы конгломератов, прослой алевролитов и углей (до 1000 м), отвечает орогенной стадии развития мезозойд.

Выше разрез мела наращивают нерасчлененные отложения верхнего мела – сейсмокомплекс L₁-L₂ – песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями углей мощностью до 1000 м. Затем следует перерыв, вызванный складко- и горообразованием, воздыманием Прончищевско-Оленёкской полого-складчатой зоны и погребенной Лено-Таймырской области пограничных поднятий шельфа.

Затем следуют палеоцен-эоценовые нерасчлененные отложения сеймоподкомплекса L₂-L₃. Это – глины, аргиллиты с пластами бурых углей, прослой алевролитов, песчаников, линзы галечников (450–1000 м). Затем следует перерыв, связанный с обстановками сжатия.

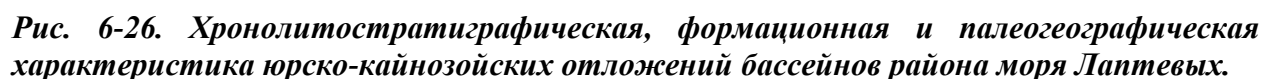
Выше перерыва залегают нерасчлененные отложения хатта-бурдигала (аналог нерпичинской свиты) – сеймоподкомплекс L₃-L₄, объединяющий глины, пески мелкозернистые глинистые, прослой алевролитов, бурых углей мощностью 500–1300 м. затем следует перерыв, после которого залегают образования следующего стратона.

Это – нерасчлененные отложения бурдигала-тортона, отвечающие сеймоподкомплексу L₄-L₅, включающие пески средне-мелкозернистые глинистые, прослой алевролитов, глин (до 500 м).

Все пять стратонов, начиная с альба, отнесены автором к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980] и к терригенной угленосной формации по ТК.

Выше, после перерыва, разрез наращивают образования мессиния-пьяченция сеймоподкомплекс L₅-L₆, представленные переслаиванием глин, алевролитов, песков (150 м). Они отнесены автором к бескарбонатной морской формации по [Синицын, 1980] и к песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК.

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]



Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для Ляховско-Столбовской СФЗ Верхоянской СФО и для Восточнолаптевско-Бурохаинской СФЗ Лаптевской СФО автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-27).

В оксфорд-титонское время палеоглубины накопления флишевых отложений составляли около 200 м (двустворки и аммониты для оксфорда и кимериджа; фораминиферы и остракоды для титона [Объяснительная записка..., 2016]), в берриас-валанжинское время – около 50 м (двустворки (бухииды) в валанжине [Объяснительная записка..., 2016]). В конце кимериджа и титона территория была приподнята и представляла собой область денудации. Далее с конца валанжина по поздний бурдигал седиментация происходила в континентальном режиме (континентальная угленосная формация). В позднем миоцене осадконакопление происходило в лагунных условиях, глубины в первые метры-первые десятки метров, затем после подъема территории на рубеже тортона и мессиния следует новый цикл тектонического погружения с палеоглубинами бассейна до 100 м.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-27). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на оксфорд-валанжинское (аммониты в оксфорде и кимеридже, фораминиферы в титоне, двустворки (бухииды) в валанжине [Объяснительная записка..., 2016]).

Стратиграфическое расчленение и описание разреза *Фадеевской СФЗ Новосибирской СФО* взято из объяснительной записки к геологической карте S 53-S 54 [Объяснительная записка..., 2016].

Разрез начинают нерасчлененные отложения триаса – аргиллиты, алевролиты, песчаники (1500 м), отнесенные автором к песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК (рис. 6-28).

Выше идут юрские тугуттахская и глубокинская толщи объединенные - аргиллиты, глины, алевролиты, песчаники (более 800 м), отнесенные автором к терригенной (песчанико-алевритовой) флишевой (турбидитовой) формации по ТК. Эти оба стратона по мнению автора отвечают бескарбонатной морской формации.

Далее разрез мезозоя наращивается в пределах Бунговско-Хромской СФЗ. Здесь вскрыта апт-альбская (или ?берриас-альбская) балыктахская свита, объединяющая глины, пласты каменных углей, туфы риолитового состава в кровле с покровом риолитов (более 80 м).

Выше следует сеноман-туронская бунгинская свита, включающая глины, алевролиты, пески и песчаники часто туфогенные, пласты алевролитов, аргиллитов, бурых углей, галечников, включения древесины (350–400 м).

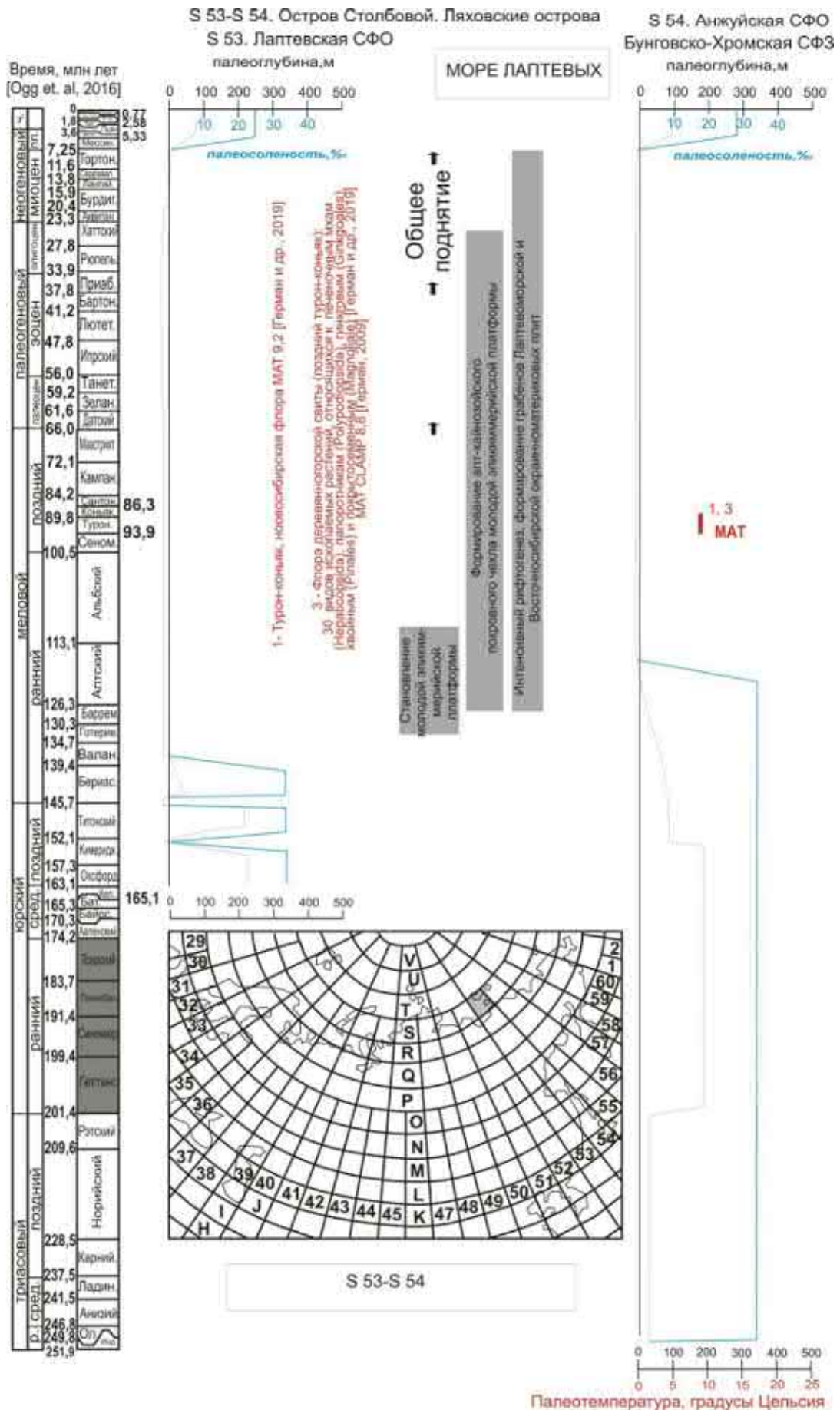


Рис. 6-27. Палеогеографическая характеристика геологической истории развития бассейнов района моря Лаптевых в мезо-кайнозое

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]

МОРЕ ЛАПТЕВЫХ
S 54. Анжуйская СФО
Бунговско-Хромская СФЗ

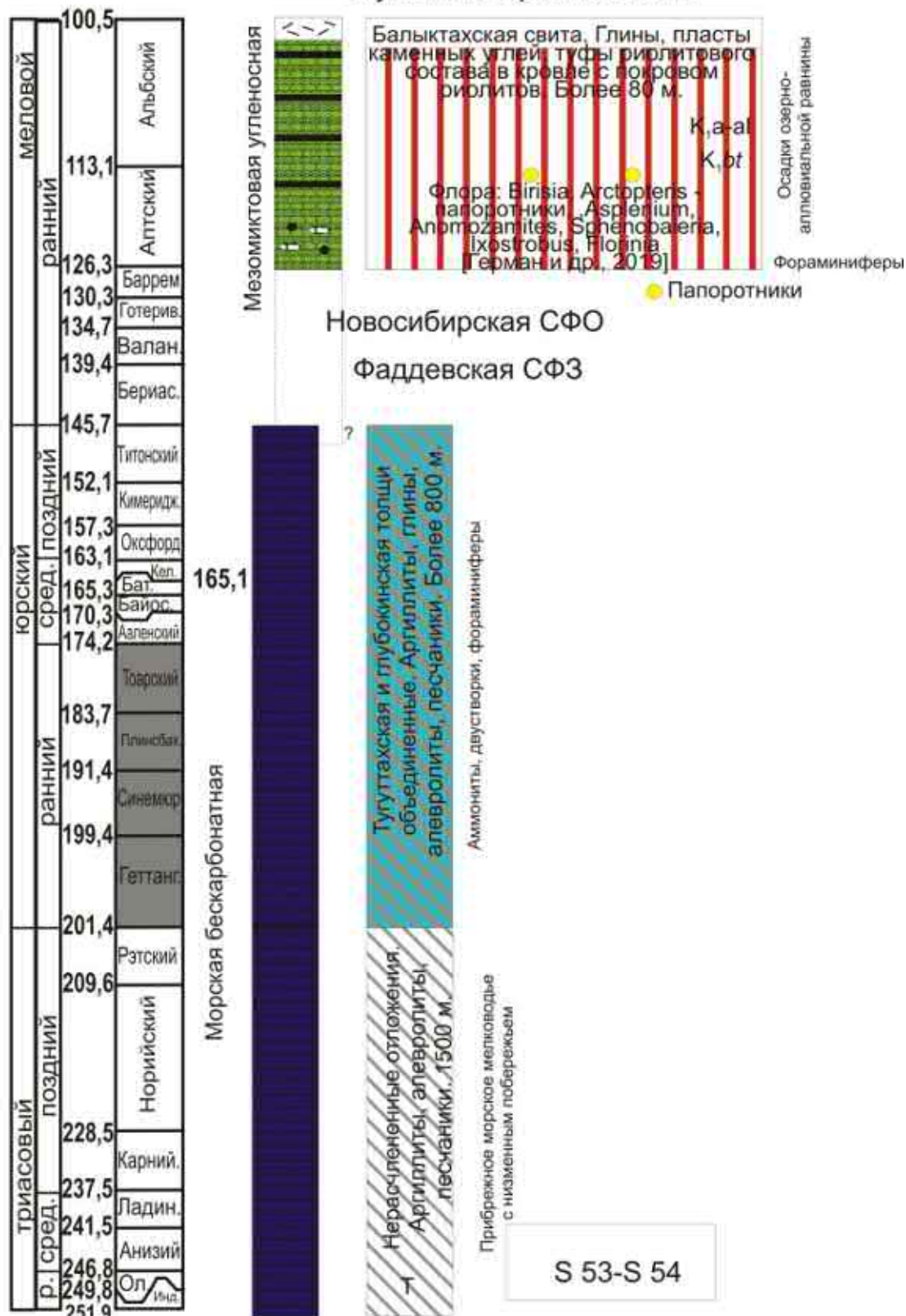


Рис. 6-28. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-нижнемеловых отложений бассейнов района моря Лаптевых

Далее следует перерыв, связанный со складко- и горообразованием, воздыманием Прончищевско-Оленёкской полого-складчатой зоны и погребенной Лено-Таймырской области пограничных поднятий шельфа.

Выше залегают палеоценовые образования анжуйской свиты (рис. 6-29) – аллювиальные, озерно-аллювиальные и прибрежно-морские глины, алевроиты, пески с пластами бурых углей, прослоями и линзами галечников (10–155 м).

После перерыва, выше разрез надстраивают породы нерпичинской свиты (хатт-ранний бурдигал), объединяющие аллювиальные, озерно-аллювиальные и прибрежно-морские пески с прослоями и линзами галечников, глины, алевроиты, прослой и линзы бурых углей (200 м).

Все четыре стратона с апта по нижний бурдигал отнесены автором к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980] и к терригенной угленосной формации по ТК. Отдельные (лишенные углесности) части отложений анжуйской и нерпичинской свит возможно в виде клиньев отнести к песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК.

Разрез венчают средне-верхнемиоценовые образования санта-балаганской, кустанюрхской и гидробазовской толщ объединенных – это пески, алевроиты и глины (до 79 м). Они отнесены автором к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980] и к песчано-глинистой континентальной формации по ТК.

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для Фадеевской СФЗ Новосибирской СФО и для Бунговско-Хромской СФЗ автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-27).

На настоящее время имеются следующие оценки палеогеографических условий седиментации [Объяснительная записка..., 2016]. В триасе существовало прибрежное морское мелководье с низменным побережьем, в апте-альбе – озерно-аллювиальная равнина, в палеоцен-раннемиоценовое время – аллювиальные, озерно-аллювиальные и прибрежно-морские условия.

В триасе на взгляд автора палеоглубины бассейна составляли около 25 м, в юрское время – не глубже 200 м (аммониты, двустворки и фораминиферы [Объяснительная записка..., 2016]) с уменьшением палеоглубины до 100 м с начала титона и постепенным обмелением бассейна к раннему апту. Далее осадконакопление протекает в континентальном режиме до плиоцена с накоплением углей. Затем глубины в плиоцен-четвертичное время оцениваются в 100 м.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая. Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на триас-ранний мел и плиоцен-четвертичное время. В юрское время существовал бассейн нормальной солености, что подтверждают находки аммонитов, двустворок, фораминифер, а в самом начале апта – фораминифер [Объяснительная записка..., 2016].

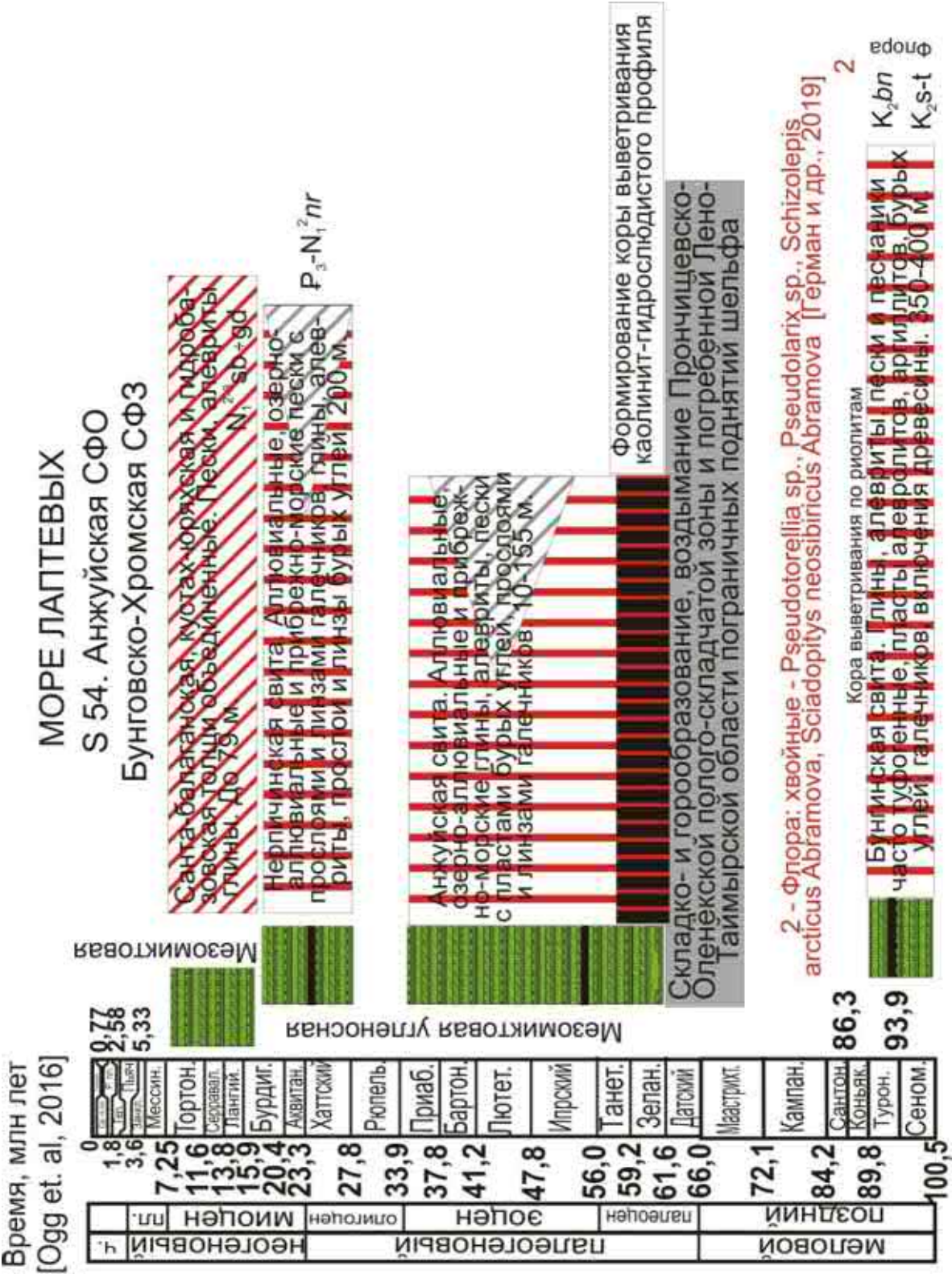


Рис. 6-29. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика верхнемеловых-кайнозойских отложений бассейнов района моря Лаптевых.

Палеоклиматические условия. Для этого региона в литературе имеется очень мало данных по палеотемпературам, которые вынесены на схему (рис. 6-27), они включают результаты расчета среднегодовой температуры (MAT) по данным CLAMP-анализа [Герман и др., 2019] для разновозрастных отложений рядом расположенных разрезов.

В частности, палеотемпературы (MAT) для турон-коньякской ноовосибирской флора оценены в 9,2°C [Герман и др., 2019], а для времени формирования деревянногорской свиты (поздний турон-коньяк) в 8,2°C [Герман, 2009]. Последний фитокомплекс включает 30 видов ископаемых растений, относящихся к печеночным мхам (Hepaticopsida), папоротникам (Polypodiopsida), гинкговым (Ginkgoales), хвойным (Pinales) и покрытосеменным (Magnoliales) [Герман и др., 2019]. В апт-альбских оложениях встречены папоротники [Герман и др., 2019].

В середине мела формируется кора выветривания по риолитам, а зеландии и раннем танете происходит формирование коры выветривания каолинит-гидрослюдистого профиля [Объяснительная записка..., 2016]. С апта до плиоцена идет накопление углей (мезомиктовая угленосная формация).

Имеющиеся обрывочные данные по палеотемпературам не дают возможность построить палеотемпературную кривую.

6.1.5. Акватория Северного-Ледовитого океана

Дадим анализ доступных сведений о геологической истории и палеогеографии мезокайнозоя в пределах акватории Северного-Ледовитого океана с запада на восток. В качестве стратиграфической основы были взяты геологические карты: U 53, 54, 55, 56. Хребет Ломоносова [Объяснительная записка..., 2011].

Разрез района *хребта Ломоносова, котловин Амундсена и Подводников* начинают нерасчлененные отложения протерозоя-баррема (сейсмокомплексы Ia, Ib, IIa, IIb, IIv, IIg), объединяющие хлорит-биотитовые и кварц-мусковитые сланцы, кварцевые песчаники и алевролиты, доломиты и известняки, аргиллиты и базальты (до 500 м), отнесенные автором к умеренно-карбонатной морской формации по [Синицын, 1980] и к карбонатно-терригенной флишевой и терригенной (песчанико-алевритовой) флишевой (турбидитовой) формациям по ТК (рис. 6-30). Далее следует перерыв.

Отложения апта и альба (рис. 6-31) – это сейсмокомплекс ССК-III (Ia, Ib, IIa, IIb, IIv, IIg), объединяющие глины, алевролиты и алевролиты, пески и песчаники с прослоями и линзами конгломератов, пласты каменного угля (до 500 м).

Выше следуют сеноман-сантонские образования сейсмокомплекса ССК-II₂ (Ia, Ib, IIa, IIb, IIv, IIg), включающие в себя аргиллитоподобные глины и алевролиты с прослоями песков и галечников, изредка песчаников и бурых углей (от 200 до 1500 м).

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

У 53, 54, 55, 56. Хребет Ломоносова

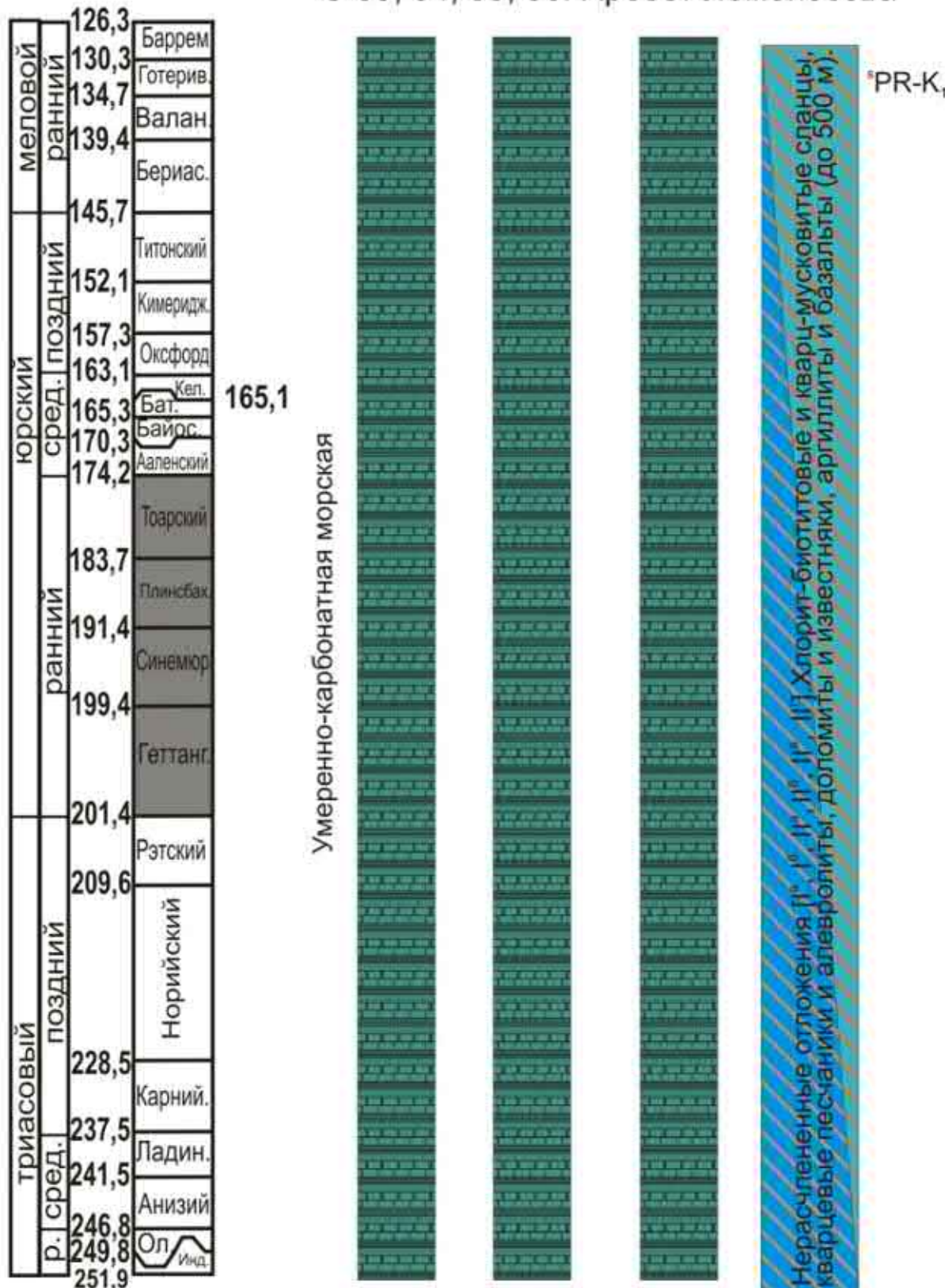


Рис. 6-31. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-нижнемеловых отложений акватории Северного-Ледовитого океана, начало. Слева направо: котловина Амундсена, хребет Ломоносова, котловина Подводников

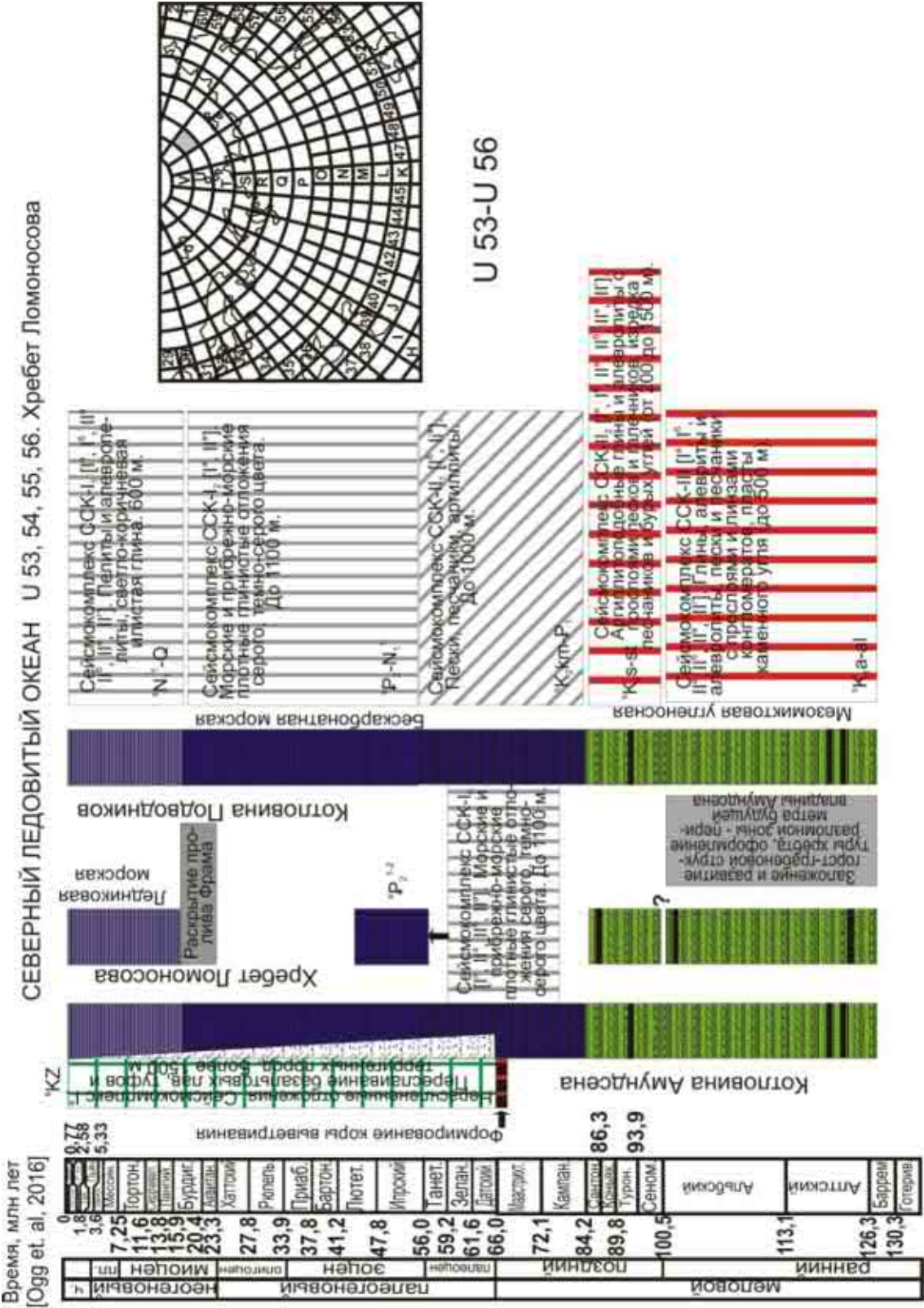


Рис. 6-31. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика нижнемеловых-кайнозойских отложений акватории Северного-Ледовитого океана, окончание.

Меловые осадки, отнесенные автором к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980] и к терригенной угленосной формации по ТК, аккумулируются во время заложения и развития горст-грабеновой структуры хребта, оформления разломной зоны – периметра будущей впадины Амундсена.

Выше, в разрезе *котловин Амундсена и Подводников* следуют кампан-палеоценовые отложения сейсмокомплекса ССК-II₁ (Iб, Пв), объединяющего пески, песчаники, аргиллиты (до 1000 м), отнесенные автором к бескарбонатной морской формации по [Синицын, 1980] и к песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК. Отложения этого времени отсутствуют в разрезе *хребта Ломоносова*.

Разрез *котловин Амундсена и Подводников* надстраивает сейсмокомплекс ССК-I₂ (Iа, Пв) эоцена-нижнего миоцена, объединяющий морские и прибрежно-морские плотные глинистые отложения серого, темно-серого цвета (до 1100 м). Разрез отложений этого времени на *хребте Ломоносова* сокращен и представлен сейсмокомплексом ССК-Iб (Iа, Па, Пб, Пв), включающий в себя морские и прибрежно-морские плотные глинистые отложения серого, темно-серого цвета (до 1100 м). Эти образования отнесены автором к бескарбонатной морской формации по [Синицын, 1980] и к глинистой формации по ТК.

Выше следуют нижнемиоценово-четвертичные образования сейсмокомплекса ССК-I₁ (Iа, Iб, Па, Пб, Пв, Пг), объединяющие пелиты и алевропелиты, светло-коричневые илистые глины (600 м), отнесенные автором к ледниковой морской формации по [Синицын, 1980] и к глинистой формации по ТК.

В районе котловины Амундсена выделены нерасчлененные отложения кайнозоя – представленные сейсмокомплексом Iа. Это – переслаивание базальтовых лав, туфов и терригенных пород мощностью более 1500 м. Отнесены автором к базальтовой формации по ТК и к бескарбонатной морской формации по [Синицын, 1980].

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для акватории Северного-Ледовитого океана автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-32).

В триасе-раннем барреме на взгляд автора палеоглубины бассейна составляли около 200 м, в позднебаррем-сантонское время протекала континентальная седиментация с накоплением углей мезомиктовой угленосной формации. Далее с кампана по середину бурдигала палеоглубины в районе *впадин Амундсена и Подводников* составляли не более 100 м. Исключением является район хребта Ломоносова, для которого палеоглубины в 100 м были характерны для ипра и лютета, а в кампан-танетское и в бартон-раннебурдигальское время территория была приподнята и представляла собой область денудации. Далее, с раннего миоцена глубина увеличивается вплоть до 1 км в настоящее время.

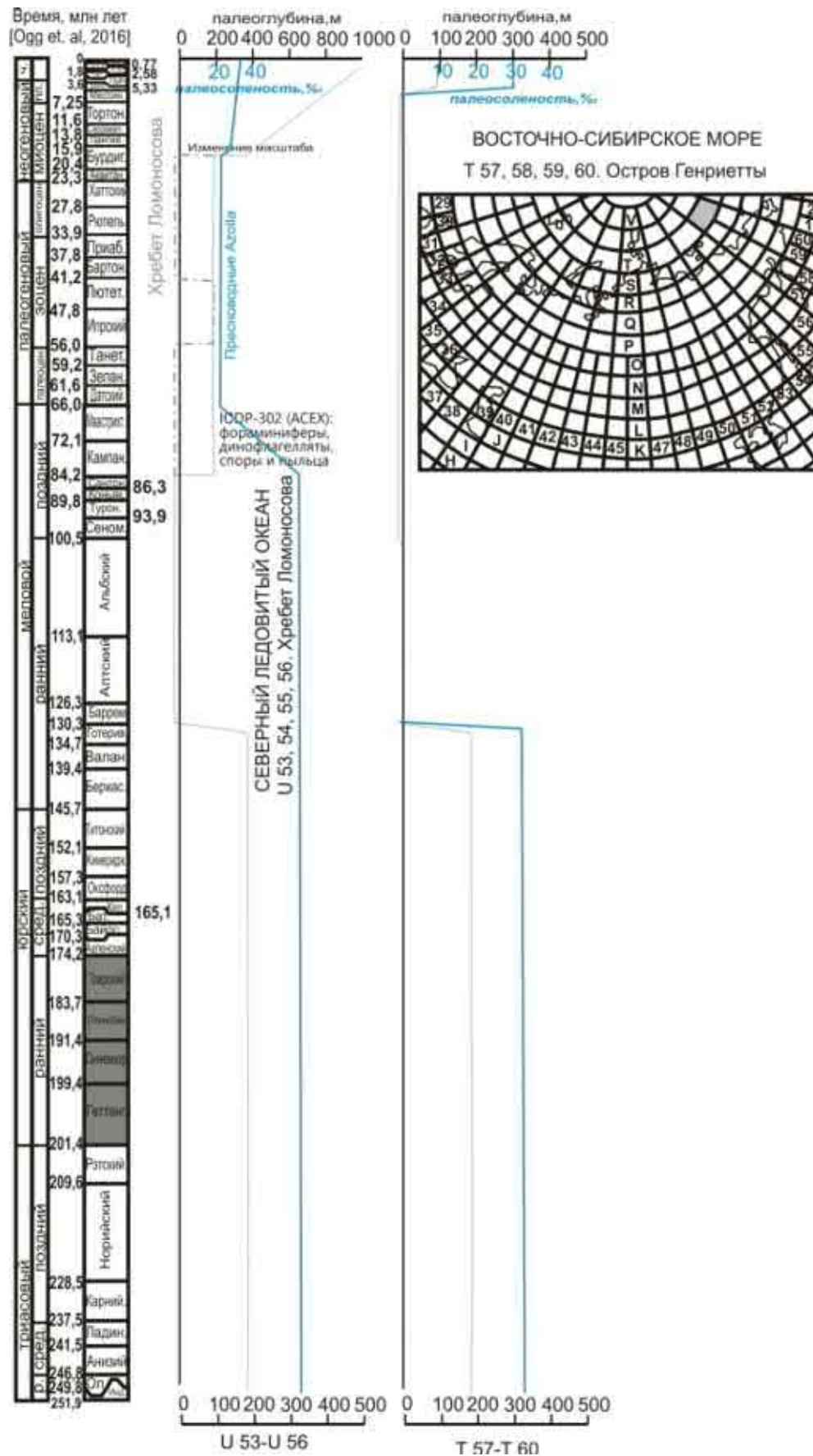


Рис. 6-32. Палеогеографическая характеристика геологической истории развития бассейнов акватории Северного-Ледовитого океана в мезо-кайнозое.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-32). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на триас-сантон и плиоцен-четвертичное время. В остальное время соленость была пониженной, существовали опресненные, солоновато-водные бассейны, что подтверждается находками эоцен-олигоценых пресноводных *Azolla* и кампан-маастрихтских фораминифер, динофлагеллят, спор и пыльцы в скважине ICDP-302 (ACEX) [Объяснительная записка..., 2011].

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

имени М.В. ЛОМОНОСОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

ГАБДУЛЛИН РУСЛАН РУСТЕМОВИЧ

**ВЫСОКОТОЧНАЯ ЦИКЛИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ
ФАНЕРОЗОЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ КАК ОСНОВА ДЛЯ
АКТУАЛЬНЫХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ И
ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ**

1.6.2 – Палеонтология и стратиграфия

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

доктора геолого-минералогических наук

в 2 книгах

Книга 2

Научный консультант:

доктор геолого-минералогических наук,

профессор

Никишин Анатолий Михайлович

Москва – 2023

СОДЕРЖАНИЕ

6.1.6. Акватория Восточно-Сибирского моря.....	3
6.1.7. Акватория Охотского моря.....	7
6.1.8. Акватория моря Бофорта (север полуострова Аляска и дельта реки Маккензи).....	13
6.1.9. Бассейн Свердруп.....	28
6.1.10. Акватория моря Ванделя, остров Гренландия.....	38
6.2. Литолого-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика разрезов осадочных бассейнов мезо-кайнозоя низких широт.....	44
6.2.1 Лиссабонская (Лузитанская) впадина и Западный внутренний бассейн.....	44
6.2.2 Кантабрийские горы.....	50
6.2.3 Балеарские острова.....	57
6.2.4. Иберийский полуостров.....	64
6.2.5. Аквитанская и Воконтская впадины.....	74
6.2.6. Горный Крым.....	79
6.2.7. Тамань.....	102
6.2.8. Акватория Черного моря.....	105
6.2.10. Северный и Центральный Кавказ.....	120
6.2.11. Акватория Каспийского моря.....	131
6.2.12. Туркменистан.....	134
6.3. Астрономо-климатическая цикличность в разрезах мезо-кайнозоя Северной Евразии.....	151
6.4. Модель климатической истории Северного полушария в мезо-кайнозое.....	157
6.4.1. Высокие широты.....	157
6.4.2. Низкие широты.....	163
Заключение.....	176
Список литературы.....	178
Приложения.....	247
Приложение 1. Условные обозначения.....	248
Приложение 2. Климатическая история регионов акватории Баренцева и Карского морей в юрско-современное время.....	249
Приложение 3. Климатическая история регионов акватории моря Лаптевых и Охотского моря в юрско-современное время.....	250
Приложение 4. Климатическая история района п-ва Аляска в юрско-современное время.....	251
Приложение 5. Климатическая история регионов бассейна Свердруп и о-ва Гренландия в юрско-современное время.....	252
Приложение 6. Модель климатической истории Северного полушария.....	253

6.1. Литолого-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика разрезов осадочных бассейнов мезо-кайнозоя высоких широт

6.1.6. Акватория Восточно-Сибирского моря

Дадим анализ доступных сведений о геологической истории и палеогеографии мезо-кайнозоя в пределах акватории Восточно-Сибирского моря с запада на восток). В качестве стратиграфической основы были взяты геологические карты: Т 57, 58, 59, 60. Остров Генриетты [Объяснительная записка..., 2015]. Разрез *Ломоносово-Менделеевской флексурно-разломной зоны, впадины Подводников, поднятия Кучерова и прогиба Вилькицкого* начинают нерасчлененные отложения среднего карбона-нижнего мела (баррема), соответствующие сейсмокомплексу ПГ-I-O-I (II, III, IV, V, VI, VI). Он объединяет известняки, доломитизированные известняки, доломиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты (2000 м), отвечает высококарбонатной и экстракарбонатной морской формации по [Синицын, 1980] и карбонатно-терригенно флишевой формации по ТК (рис. 6.33).

Выше следуют нерасчлененные отложения апта, соответствующие сейсмо-комплексу и объединяющие O-I O-II (III, IV, V, VI, VI) песчаники, алевролиты, аргиллиты, покровы базальтов (2300–2400 м), отнесенные автором к базальтовой формации по ТК (рис. 6.34). Излияние щелочных базальтов – подготовительная стадия заложения глубоководных впадин Северного Ледовитого океана [Объяснительная записка..., 2015].

Только в разрезе *поднятия Кучерова и прогиба Вилькицкого* этот аптский стратон без перерыва переходит в следующий, альбский. Во всех остальных зонах на рубеже апта и альба происходит перерыв в осадконакоплении.

Затем в разрезах *Ломоносово-Менделеевской флексурно-разломной зоны, впадины Подводников, поднятия Кучерова и прогиба Вилькицкого*, а также в *поднятии Де-Лонга и Предменделеевской структурной ступени* идут образования альба – сейсмокомплекс В-I-V-II (I), включающий базальты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, каменные угли, конгломераты (700 м), отвечающий по мнению автора грубообломочной (в нижней части) и терригенной угленосной формации (в средней и верхней частях) по ТК. В результате эрозионного события в середине мела формируются перерыв.

Разрез наращивают верхнемеловые нерасчлененные отложения сейсмокомплекса В-II-V-IV (I), объединяющие уплотненные пески, глины, пласты бурых углей, линзы галечников (200–300 м) и сейсмокомплекс O-II-O-III (II, III, IV, V, VI), включающие песчаники, алевролиты, аргиллиты (2000 м). В результате эрозионного события в конце мела формируются перерыв.

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]

ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ МОРЕ

Т 57, 58, 59, 60. Остров Генриетты

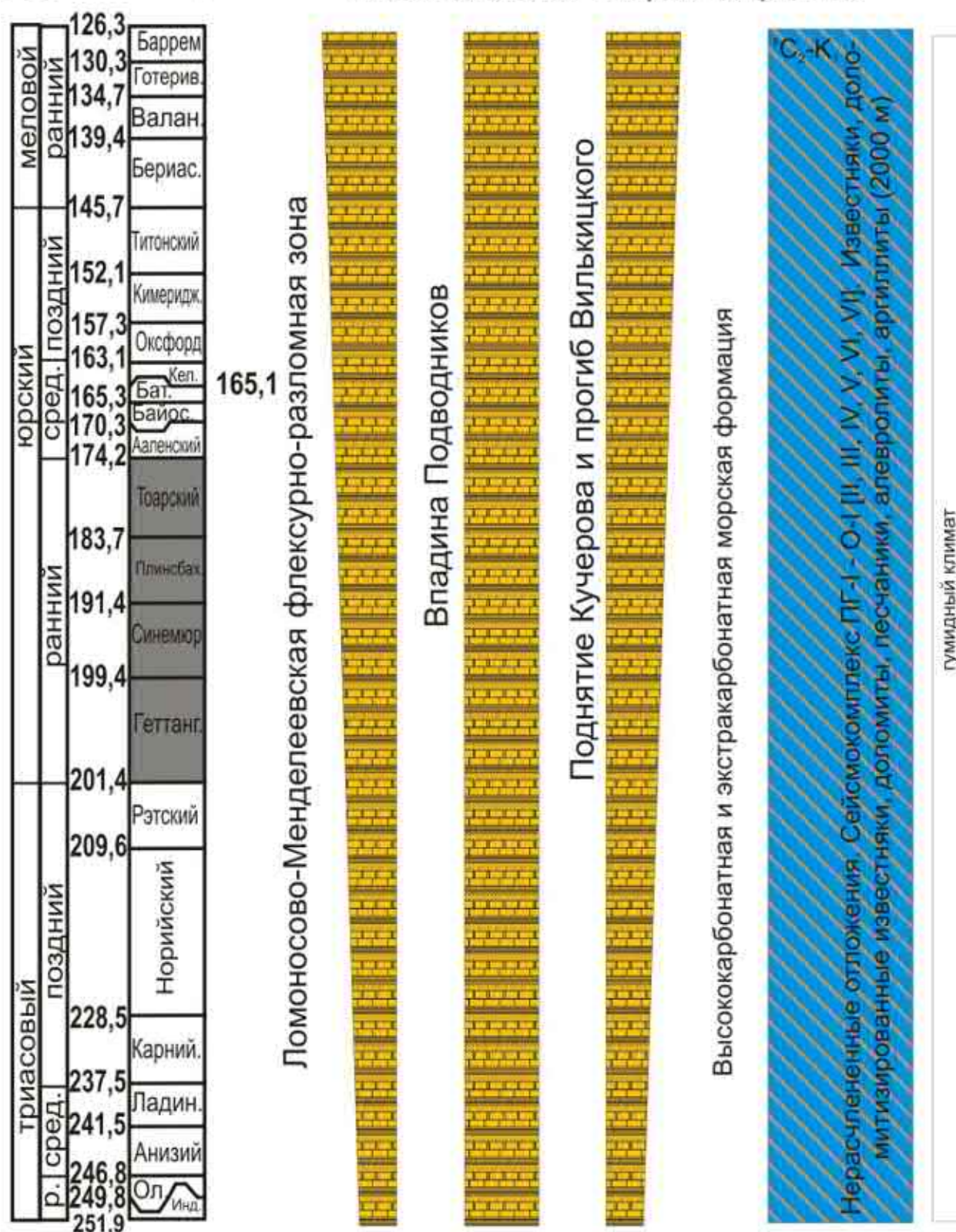


Рис. 6-33. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-нижнемеловых отложений акватории Восточно-Сибирского моря.

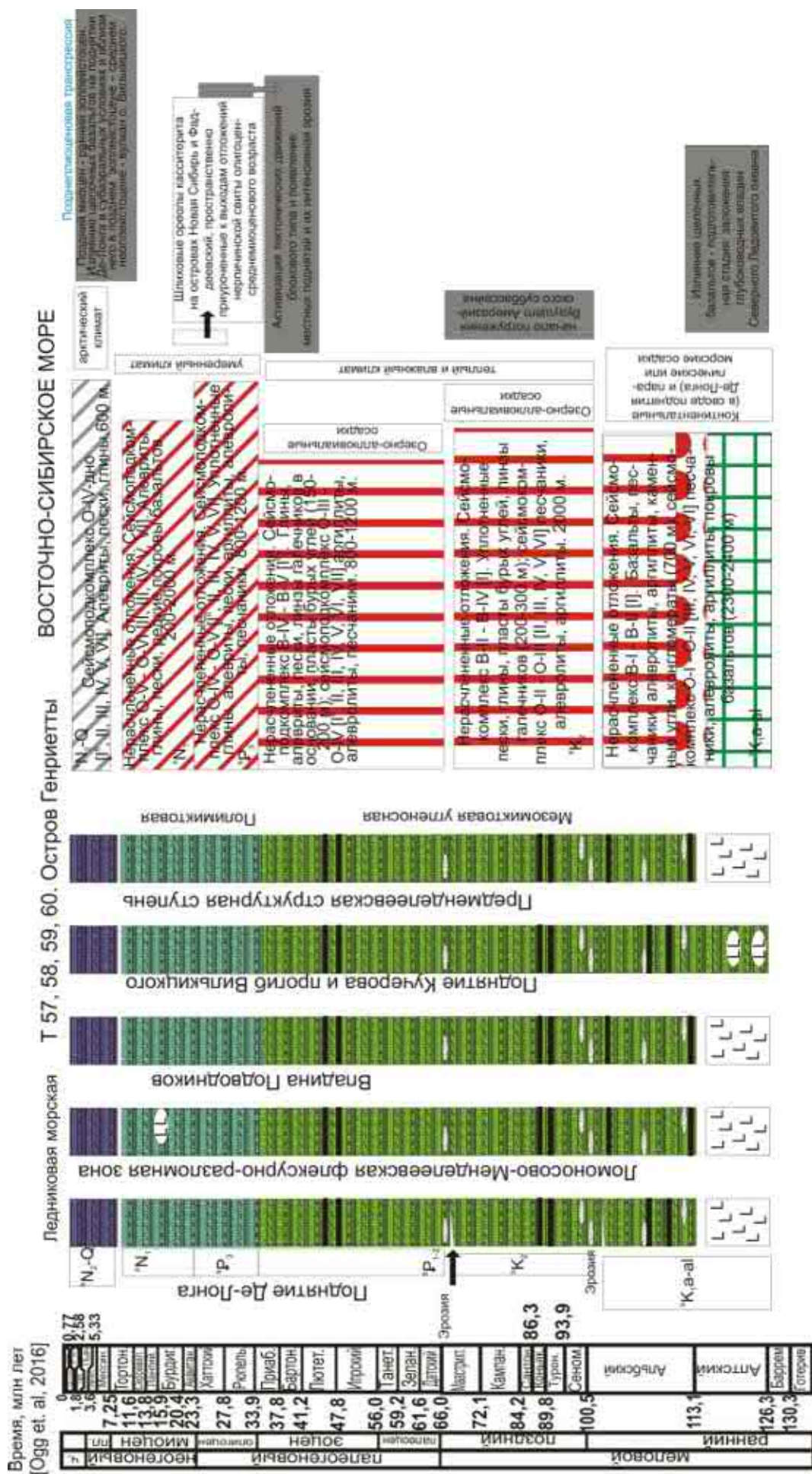


Рис. 6-34. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика меловых-кайнозойских отложений акватории Восточно-Сибирского моря.

Выше следуют палеоцен-эоценовые нерасчлененные отложения, отвечающие сейсμοподкомплексу В-IV-В-V (Iб) – глины, алевроиты, пески, линзы галечников в основании, пласты бурых углей (150–200 м) и сейсμοподкомплексу О-III-О-IV (Iб, II, III, IV, V, VI, VII) аргиллиты, алевролиты, песчаники (800–1200 м). Все стратоны, начиная с сеномана по приабон отнесены автором к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980] и к терригенной угленосной формации (в средней и верхней частях) по ТК.

Еще выше залегают олигоценовые нерасчлененные отложения сейсμοподком-плекса О-IV-О-V (Iб, II, III, IV, V, VI) – уплотненные глины, алевроиты, пески, аргиллиты, алевролиты, песчаники мощностью 800–1200 м.

За ними следуют нерасчлененные отложения миоцена, объединенные в сейсμοподкомплекс О-V-О-VI (II, III, IV, V, VI) – алевроиты, глины, пески, редкие покровы базальтов (200–2000 м). Образования олигоцена и миоцена соответствуют по мнению автора мезомиктовой формации по [Синицын, 1980] и песчано-глинистой континентальной формации. В кровле – стратиграфический перерыв.

Разрез венчает миоцен-четвертичный сейсμοподкомплекс О-IV-дно (Iб, II, III, IV, V, VI), включающий в себя алевроиты, пески, глины (600 м), отнесенный автором к ледниковой морской формации по [Синицын, 1980] и к песчано-алевролитовой терригенной формации по ТК.

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для акватории Восточно-Сибирского моря автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-32).

В триасе-раннем барреме на взгляд автора палеоглубины бассейна составляли около 200 м, в апт-альбское время седиментация протекала в лагунных, крайне мелководно-морских условиях (с палеоглубинами, близкими к нулю), в сеноман-миоценовое время протекала континентальная седиментация, иногда прерывавшаяся краткими фазами эрозии (в середине и в конце мела) с накоплением углей мезомиктовой угленосной формации (по конец эоцена). Для данного района есть качественные оценки палеогеографических условий [Объяснительная записка..., 2015]: континентальные (в своде поднятия Де-Лонга) и паралические или морские осадки в апт-альбское время, озерно-аллювиальные условия в позднемеловое-эоценовое время. В плиоцен-четвертичное время глубины достигали 100 м.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая. Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на триас-ранний баррем и плиоцен-четвертичное время.

Палеоклиматические условия. Для данного района имеются лишь качественные оценки климатических условий [Объяснительная записка..., 2015]. В частности, для триас-

раннебарремского времени характерен гумидный тип климата, для позднего мела – эоцена – теплый и влажный тип климата, умеренный тип климата для олигоцен-миоценового времени и арктический тип климата для плиоцен-четвертичного времени.

6.1.7. Акватория Охотского моря

Дадим анализ доступных сведений о геологической истории и палеогеографии мезокайнозоя в пределах акватории Охотского моря с запада на восток. В качестве стратиграфической основы взята геологическая карта: Остров Врангеля. Р 1, 2. (Виноградов, 2014). Дана характеристика зоны Прибрежной моноклинали, Новосибирско-Чукотской складчатой системы, Лонговского поперечного поднятия и Южно-Чукотского прогиба, Врангелевского поднятия, Врангелевско-Геральдской зоны горстов и грабенов, Геральдского поднятия, Северо-Чукотского прогиба и вала Барроу.

В разрезе *Новосибирско-Чукотской складчатой системы* выделяется амгуэмская свита (IX), представленная ниже-среднетриасовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами (1200–1500 м) и верхнетриасовая гавайская толща (IV), объединяющая аргиллиты, глинистые сланцы, алевролиты, песчаники (2000 м). Триасовые осадки отнесены автором к бескарбонатной морской формации по [Синицын, 1980] и к терригенной (глинисто-алевритовой) контуритовой формации по ТК (рис. 6-35).

Среднепалеозойско-триасовые отложения *зоны Прибрежной моноклинали и Южно-Чукотского прогиба, Врангелевско-Геральдской зоны горстов и грабенов и Геральдского поднятия* (рис. 6-36) представлены карбонатно-терригенными отложениями мощностью 6000–7000 м. Среднепалеозойско-нижнемеловые отложения *Лонговского поперечного поднятия* представлены карбонатно-глинистыми отложениями мощностью 8000-9000 м. Эти стратоны сопоставлены автором с умеренно-карбонатной морской формацией по [Синицын, 1980] и карбонатно-терригенной флишевой формацией по ТК.

Верхнетриасовые образования *Врангелевского поднятия* представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами (900 м) мымлеренецкой серии (IX). Они отнесены автором к бескарбонатной морской формации по [Синицын, 1980] и к терригенной (глинисто-алевритовой) контуритовой формации по ТК (рис. 6-36).

Среднепалеозойско-нижнемеловые нерасчлененные отложения *Северо-Чукотского прогиба и вала Барроу* отвечают сейсмоподкомплексу Ч-II–Ч-III (I), объединяющие аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки мощностью 1000–1500 м. Они сопоставлены автором с бескарбонатной морской формацией по [Синицын, 1980] и карбонатно-терригенной флишевой формацией по ТК (рис. 6-36).

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]



ЮЗ

ОХОТСКОЕ МОРЕ

СВ

Остров Врангеля. R 1, 2.
Лонговское поперечное поднятие,
Южно-Чукотский прогиб

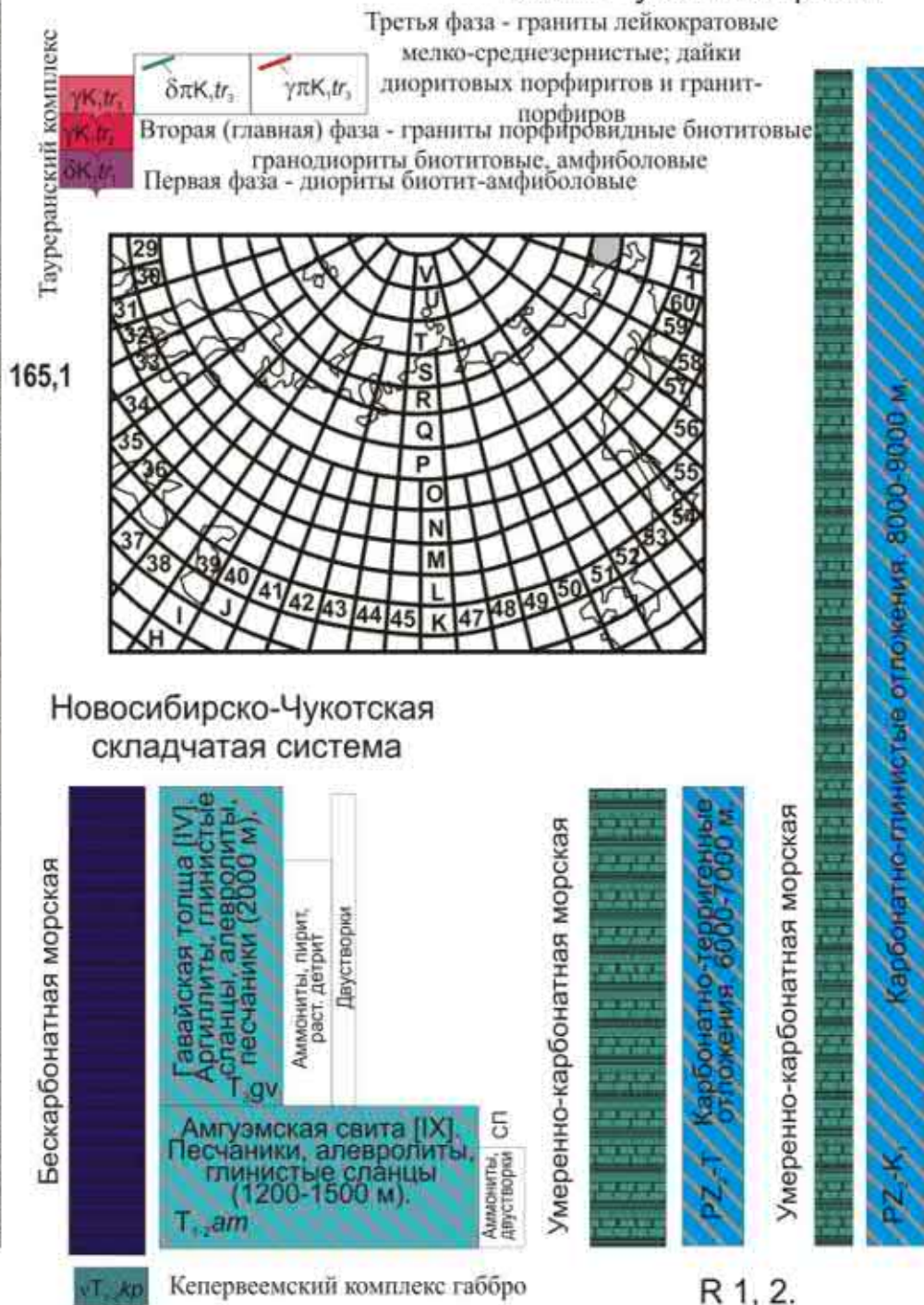


Рис. 6-35. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-нижнемеловых отложений акватории Восточно-Охотского моря.

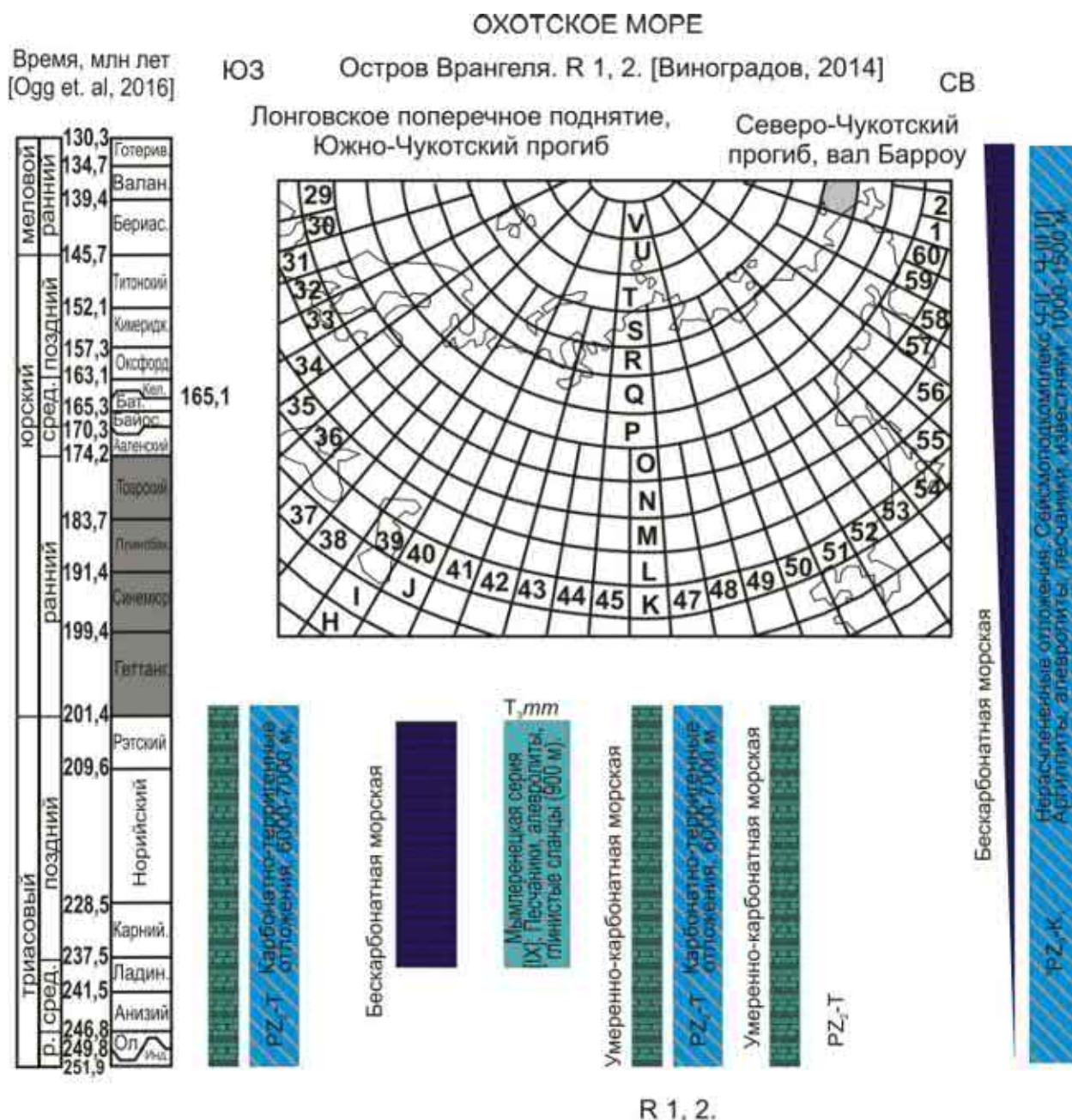


Рис. 6-36. Хронолито-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-нижнемеловых отложений акватории Восточно-Охотского моря. Примечание: среднепалеозойско-триасовые отложения в нижней части схемы (слева направо): зоны Прибрежной моноклинали и Южно-Чукотского прогиба, Врангелевско-Геральдской зоны горстов и грабен и Геральдского поднятия

После перерыва, вызванного складчатыми деформациями и внедрением диоритов и гранитов тауреранского комплекса, разрез наращивают нерасчлененные отложения баррема-альба, отвечающие сейсмокомплексу Ч-III–Ч-IV (I, III, V–VIII) и включающие в себя молассовые континентальные аргиллиты, алевролиты, песчаники, туфоконгломераты, линзы каменного угля (100–4000 м), распространенные везде, кроме зоны Врангелевского поднятия. Эти образования отнесены автором к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980]

и континентальной угленосной молассовой формации по ТК (рис. 6-37 и 6-38). Они являются эквивалентом ниже-брукских отложений (Виноградов, 2014).

Следующим стратонем являются нерасчлененные верхнемеловые континентальные отложения сейсмокомплекса Ч-IV–Ч-VI (I, III, VI-VIII), объединяющие пески, песчаники, алевроиты, алевролиты, глины, аргиллиты, галечники, конгломераты (1000–1100 м). Эти образования отнесены автором к мезомиктовой формации по [Синицын, 1980] и песчано-глинистой континентальной формации по ТК.

Выше по разрезу в зоне *Прибрежной моноклинали* (рис. 6-37) залегают палеоген-миоценовые образования тыноокеанской свиты, пестрой толщи, вивианитовой свиты и вельмайской свиты объединенные (VII), включающие в себя глины, пестроцветные галечники и гравийники, суглинки, пески, алевроиты, прослой торфа (90–100 м). Они отнесены автором к терригенной пестроцветной формации по ТК и мезомиктовой формации по [Синицын, 1980]. Возрастным аналогом этого стратона являются нерасчлененные отложения сейсмокомплекса Ч-V–Ч-VII (I-IV, VI, VII), включающие в себя пески с гравием, алевроиты, глины, галечники (300–400 м), распространенные во всех оставшихся вышеперечисленных зонах, кроме области *Геральдского поднятия*. Эти образования отнесены автором к песчано-глинистой континентальной формации по ТК и мезомиктовой формации по [Синицын, 1980].

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для акватории Охотского моря автором была построена палеогеографическая кривая (рис 6-39).

В триасе на взгляд автора палеоглубины бассейна составляли около 200 м, в юрское и меловое время территория была приподнята (сначала представляла собой область денудации до баррема, а с баррема имело место континентальное осадконакопление с формированием осадков мезомиктовой угленосной формации). В кайнозойское время палеоглубины составляли около 50 м.

Исключением является существование области денудации в ладине на месте Новосибирско-Чукотской складчатой системы и продолжение существования палеоглубин в 200 м в юрско-готеривское время в зоне Лонговского поперечного поднятия и Южно-Чукотского прогиба.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-39). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на триас-готеривское и неоген-четвертичное время. Это подтверждается находками радиолярий в триасе на востоке Корякского Нагорья [Пчелина, 2009], находками аммонитов в инде-анизии и карние-норие [Объяснительная записка..., 2014] и породами умеренно карбонатной морской формации.

Рис. 6-37. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика нижнемеловых-современных отложений юго-западной части акватории Охотского моря.

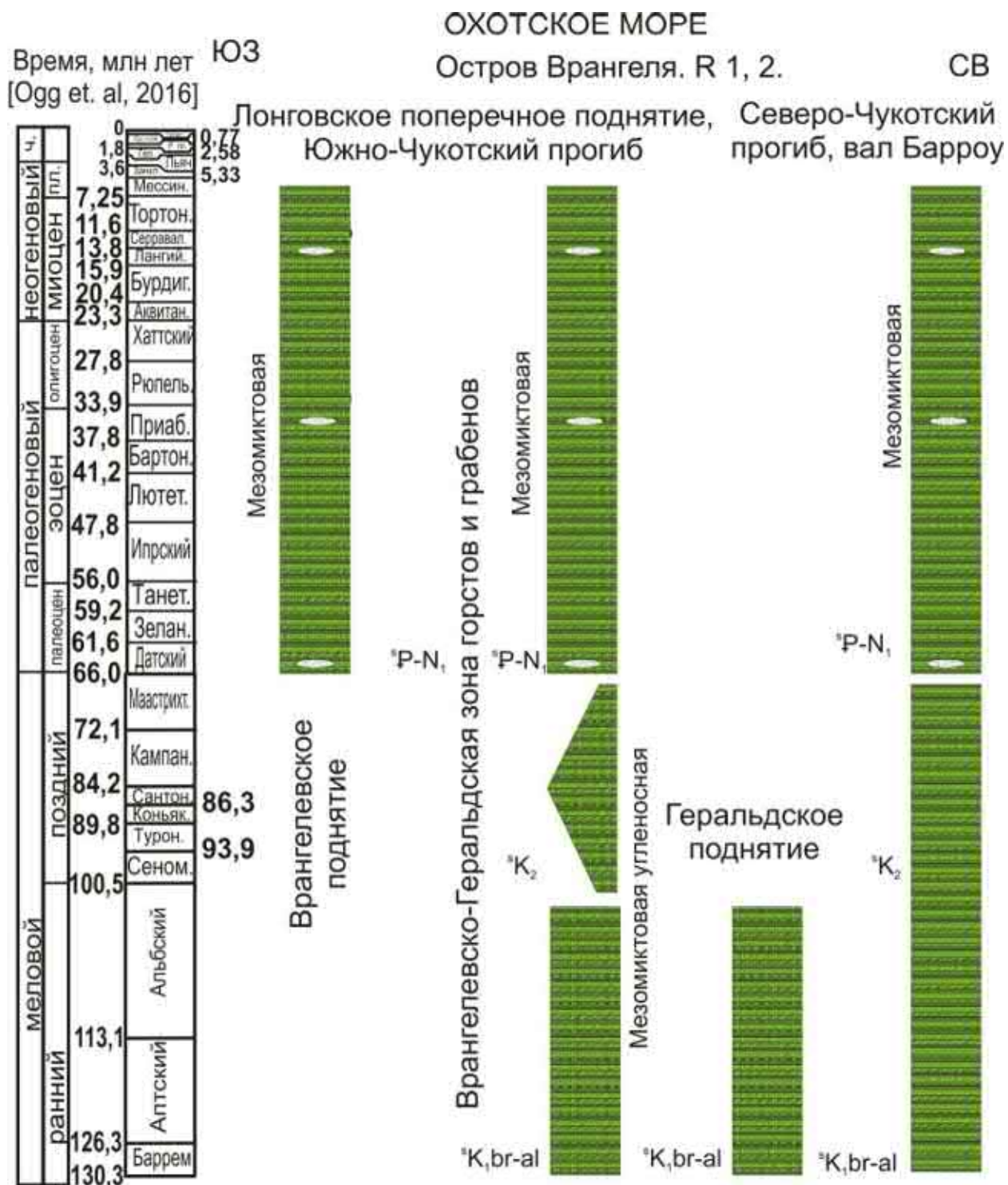


Рис. 6-38. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика нижнемеловых-современных отложений центральной и северо-восточной части акватории Охотского моря.

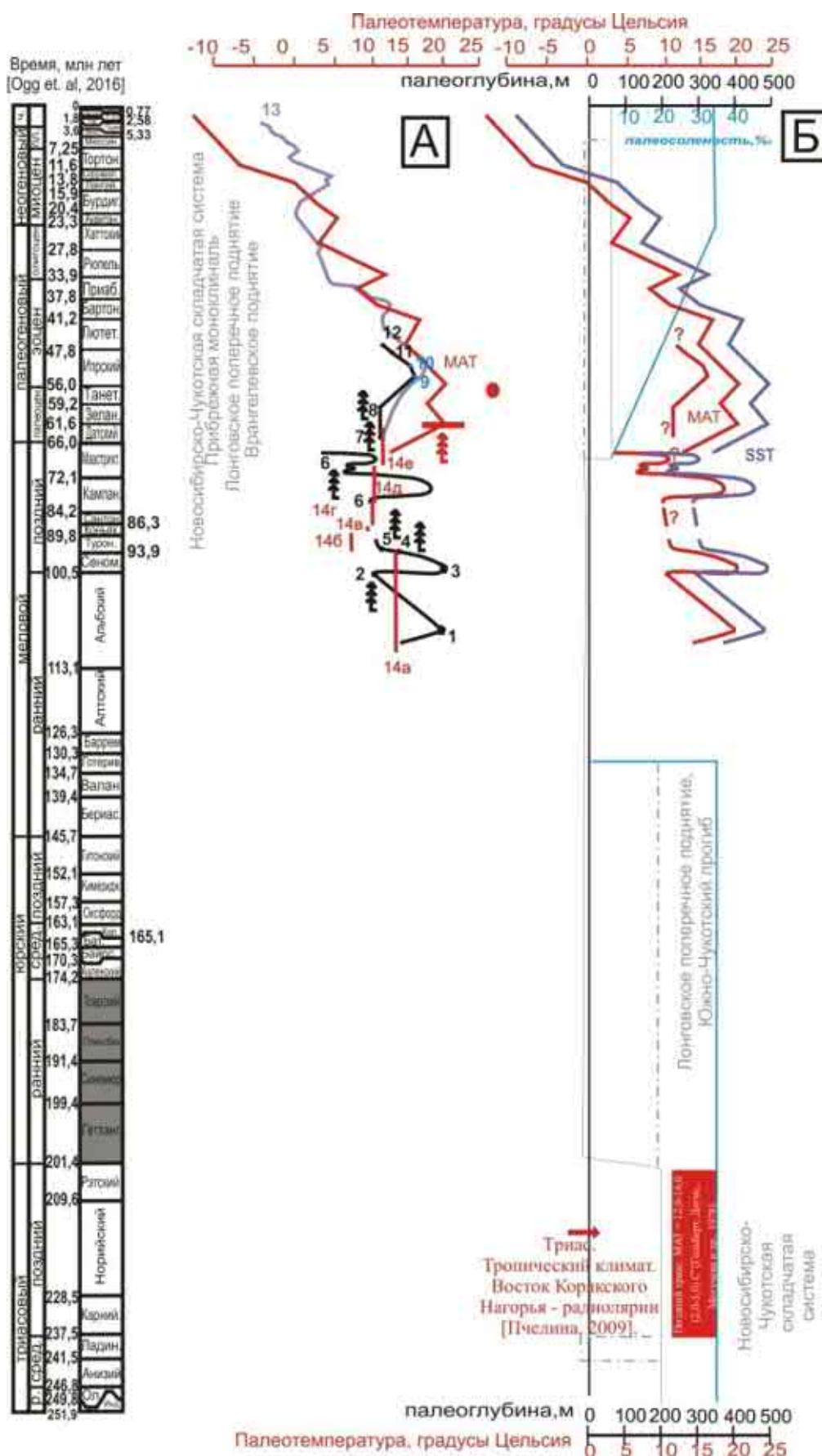


Рис. 6-39. Палеогеографическая характеристика геологической истории развития бассейнов акватории Охотского моря в мезо-кайнозое. Палеотемпературные кривые, источники: 1 – MAT, палинология, Корякское нагорье, 60-65° с.ш. [Zakharov et al., 2011]; 2 –

MAT (CLAMP), Корякское нагорье Новосибирские о-ва (Herman, Spicer, 1996); 3 – MAT, палинология, Корякское нагорье, 60-65° с.ш. [Zakharov et al., 2011]; 4 – MAT (CLAMP), 72° с.ш., п-ов Камчатка [Herman, Spicer, 1996]; 5 – MAT (CLAMP), 72°, п-ов Камчатка (Herman, Spicer, 1996); 6 – MAT (CLAMP) 70-82° с.ш., Корякское нагорье и Аляска (Herman, Spicer, 2016); 7 – MAT (CLAMP) 62° Корякское нагорье [Буданцев, 1999]; 8 – MAT (CLAMP), о-в Айон, 69-70° с.ш. [Golovneva, 2000]; 9 и 10 – MAT, морские палиноморфы, о-в Айон, 69° с.ш. [Волкова, 2011]; 11, 12 – MAT (CLAMP), п-ов Камчатка, 72° с.ш. [Буданцев, 1999]; 13 – климатический тренд (приведен автором к температурным значениям), Корякское нагорье, 55-60° с.ш. [Fot'yanova, Serova, 1993]; 14a – MAT (CLAMP) 13,0, гребенкинская флора (этап), 76° с.ш. [Golovneva, 2004]; 14б – MAT (CLAMP) 7,0, пенжинская флора (этап), 76° с.ш. [Golovneva, 2004]; 14в – MAT (CLAMP) 9,5, кайваямская флора (этап), 76° с.ш. [Golovneva, 2004]; 14д – MAT (CLAMP) 10,0, горнореченская флора (этап), 76° с.ш. [Golovneva, 2004]; 14е – MAT (CLAMP) 11,0, рарыткинская флора (этап), 76° с.ш. [Golovneva, 2004].

В палеогеновое время сначала существовал существенно опресненный бассейн, соленость в котором постепенно увеличивалась.

Палеоклиматические условия. Для данного района имеются качественные [Fot'yanova, Serova, 1993] (климатический тренд был приведен автором к абсолютным температурным значениям) и количественные оценки климатических условий для мела-палеогена (в основном это величины MAT, рассчитанные методом CLAMP-анализа [Буданцев, 1999; Herman, Spicer, 1996; Golovneva, 2004; Herman, Spicer, Spicer, 2016], определенные по морским палиноморфам [Волкова, 2011], по данным палинологии [Zakharov et al., 2011]), единичные – для триаса [Гольберт и др., 1978].

По анализу состава фитоценозов имеются качественные и количественные оценки вариаций климата [Гриненко, Сергеев, Белолюбский, 1997; Анисимов др., 2012] для кайнозойского времени (рис. 6-39 – 6-40).

Климат саканьинского и тимкинского горизонтов (даний, ранний зеландий) определен как теплый, влажный, возможно, близкий субтропическому с величиной MAT в 19,7°C, а киенгского горизонта (поздний зеландий, танет) как теплый и влажный, но более прохладный. Климат кенгейского времени (ранний ипр) теплоумеренный с возможными элементами субтропиков с величиной MAT в 19,7°C. Климат тастахского времени (средний ипр) близок к субтропическому, очень теплый и влажный, со снисывающими сезонными колебаниями со значением MAT в 15°C. В тенкиченское время (поздний ипр-ранний приабон) климат был теплоумеренный, влажный со значением MAT в 16,5°C. В паршинское время (поздний приабон) значения MAT во время похолодания падают до 7,25°C, а сам климат оценивается как теплый и влажный. В нижнеколымское время (ранний рюпель) климат умеренный со значениями MAT в 6,5°C, а в омолойское время (поздний рюпель) – теплоумеренный, влажный с величинами MAT до 11,5°C. Умеренный, сухой, прохладный тип климата господствует в онкучахское (хаттское) время со значением MAT в 6,5°C. В ильдикиляхское и силгенское (аквитанско-серравальское)

время величина МАТ составляла около 5°C. В хапчанское время (тортон и мессиний) климат был холодный и умеренно-холодный со значениями МАТ до 5°C. В бегуновское (позднеплиоценовое) время климат был холодный с нулевым значением МАТ. В современное время климат охарактеризован как холодный субарктический с величиной МАТ в -6°C.

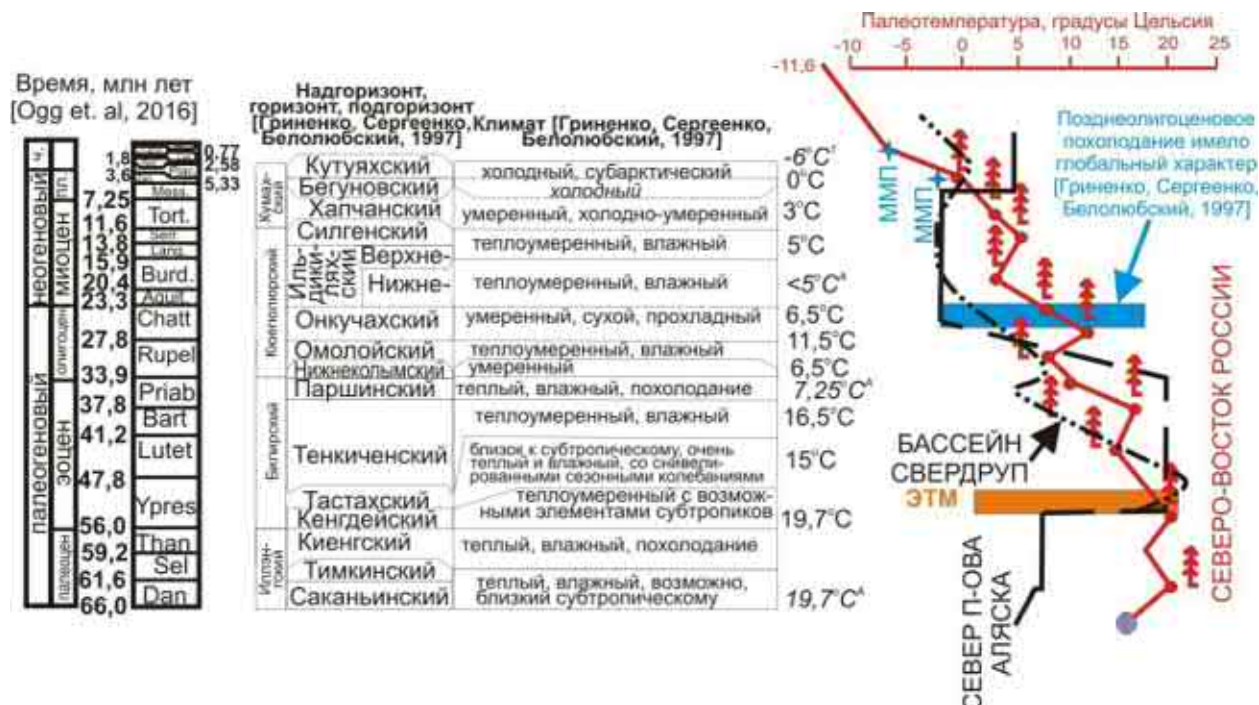


Рис. 6-40. Климатическая характеристика кайнозойских отложений района Охотского моря [по Гриненко, Сергеенко, Белолубский, 1997]. Примечание: ЭТМ – эоценовый термальный максимум; 1 – [по Анисимов и др., 2012]; А – по аналогии [по Гриненко, Сергеенко, Белолубский, 1997].

Смена климата четко фиксируется сменой фитоценозов (рис. 6-41).

Следы глобальных климатических событий – эоценового термального максимума и позднеолигоценового похолодания [Гриненко, Сергеенко, Белолубский, 1997] установлены и разрезах данного региона.

Для позднего триаса значения МАТ составляют 12,0-16,0°C с амплитудой вариации (2,0-5,0°C) [Гольберт и др., 1978], определено по радиоляриям [Пчелина, 2009], что господствовал тропический тип климата.

Обобщив большой массив данных для мел-кайнозойского интервала геологической истории, автор построил компилятивную палеотемпературную кривую (рис. 6-39). В начале альба и сеномана, в начале позднего кампана начинается потепление климата, значения МАТ достигают 20°C, но потом снижаются до 10°C. В это время накапливаются отложения мезомиктовой угленосной формации. В турон-сантонское время значения МАТ предположительно составляли 10–15°C вновь происходит потепление. В начале маастрихта

Надгоризонт, горизонт, подгоризонт [Гриненко, Сергеенко, Белолюбский, 1997]		Характеристика палеофитоценоза [Гриненко, Сергеенко, Белолюбский, 1997]	
Кузнецкий Бегуновский Хатчанский Силгенский Верхне- Байкальский Нижне- Байкальский	Кузнецкий	Лесотундровые ландшафты, чередующиеся с листовечно-березовыми с примесью ели лесами	
	Бегуновский	Листовечно-березовые и елово-лиственничные с участием сосны леса; местами - открытые травянистые ассоциации и, возможно, ценозы, близкие к тундровым	
	Хатчанский	Смешанные сосново-мелколиственные с незначительной примесью листопадных широколиственных	
	Силгенский	Широколиственно-сосново-мелколиственные леса с ограниченным участием травянистых ассоциаций	
	Верхне- Байкальский	Листопадные широколиственные и хвойно-лиственные леса. Резкое увеличение количества термофильных покрытосеменных, в частности бука	
Кедрово-березовый Онкучахский Омолыйский Нижне- Паршинский	Нижне- Байкальский	Сосново-березовые леса с участием листопадных широколиственных. Увеличилась роль таксодиевых, буковых, других теплолюбивых покрытосеменных	
	Онкучахский	Смешанные сосново-березовые леса с небольшим участием листопадных широколиственных	
	Омолыйский	Широколиственные листопадные и сосново-березовые леса с участием таксодиевых и редко вечнозеленых	
	Нижне- Паршинский	Смешанные сосново-березовые леса с примесью широколиственных листопадных	
	Паршинский	Смешанные широко- и мелколиственно-сосновые, березово-сосновые и широколиственные с участием таксодиевых леса (Pinus, Picea, Betula, Alnus)	
Байкальский Тенкинский	Байкальский	Широколиственные листопадные с примесью вечнозеленых леса, сосуществующие с хвойными и смешанными лесами	
	Тенкинский	Широколиственные леса из листопадных и вечнозеленых пород	
Ильин- Горный Саканьинский	Тастахский		
	Кендейский	Хвойно-широколиственные леса (таксодиевые, сосновые, листопадные и вечнозеленые).	
	Киевский	Хвойные сосново-таксодиевые и смешанные леса из листопадных и вечнозеленых	
	Тимкинский	Хвойно-широколиственные леса с участием субтропических вечнозеленых	
	Саканьинский	Хвойные (сосново-таксодиевые) и листопадные с вечнозелеными растениями леса, в которых были широко распространены папоротники	

Рис. 6-41. Характеристика палеофитоценозов для кайнозоя района Охотского моря [по Гриненко, Сергеенко, Белолюбский, 1997].

величины МАТ составляют около 7°C, затем имеет место потепление до 10–12°C и вновь похолодание в конце маастрихта до 5°C. В дании и зеландии идет потепление климата с 10 до 15°C с похолоданием в танете до 17°C и последующим потеплением в ипре до 20°C и похолоданием в начале лютета до 15°C. В бартоне климат становится более холодным, значения температуры падают до 7°C, затем происходит потепление до 10°C в рюпеле. Затем вновь температура снижается до 3°C на рюпель-хаттском рубеже с потеплением до 3°C в аквитане. Далее, с конца бурдигала значения МАТ становятся отрицательными вплоть до современного времени – господствует холодный субарктический климат со значениями МАТ около -6°C. Тенденция к постепенному снижению температуры фиксируется с палеоцен–эоценового рубежа. Значения SST оцениваются автором выше величин МАТ примерно на 5°C.

6.1.8. Акватория моря Бофорта (север полуострова Аляска и дельта реки Маккензи)

Рассмотрим имеющиеся данные о геологической истории и палеогеографии мезокайнозоя *северной части полуострова Аляска* (отвечают номенклатуре листов – R3-R9), с запада на восток. В качестве источников стратиграфической основы была взяты работы [Detterman et al., 1975; Eittreim, Grantz, 1979; Carman, Hardwick, 1983; Craig, Sherwood, Johnson, 1985; Leith et al., 1993; Tye et al., 1999; Mull et al., 2000, 2003; Craddock et al., 2014], с использованием которых эта основа была составлена автором.

Разрез северной части полуострова Аляска начинают индо-оленокские образования Kavik Member (рис. 6-42), объединяющие морские песчанистые глины и алевроиты с аммонитами и двустворками мощностью 37–213 м [Detterman et al., 1975], отнесенные автором к глинистой и песчаниковой формациям по ТК и морской бескарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Выше, после стратиграфического перерыва следуют оленекско-анизийские флювиально-дельтовые песчаники Ivishak Formation, мощностью 182 м [Tye et al., 1999], отнесенные автором к песчаниковой формации по ТК и олигомиктовой, близкой к мономиктовой по [Синицын, 1980].

Выше, после стратиграфического перерыва залегают Shublik Fm. Органогенные битуминозные морские глинистые известняки и доломиты, мергели и кварцевые песчаники (в верхней части) мощностью 0–140 м ладина-рэта [Eittreim, Grantz, 1979], отнесенные автором к умеренно-карбонатной морской формации по [Синицын, 1980] и к глинисто-карбонатной формации по ТК.

Местами развиты морские глауконитовые глинистые песчаники Barrow Fm. мощностью 37 м [Craig, Sherwood, Johnson, 1985], отнесенные автором к песчаниковой формации по ТК и бескарбонатной морской формации по [Синицын, 1980].

Север п-ова Аляска, море Бофорта, R3-R9, S3-S10
[Leith et al., 1993; Craddock, Buursink, Covault et al., 2014]

Время, млн лет
[Ogg et al., 2016]

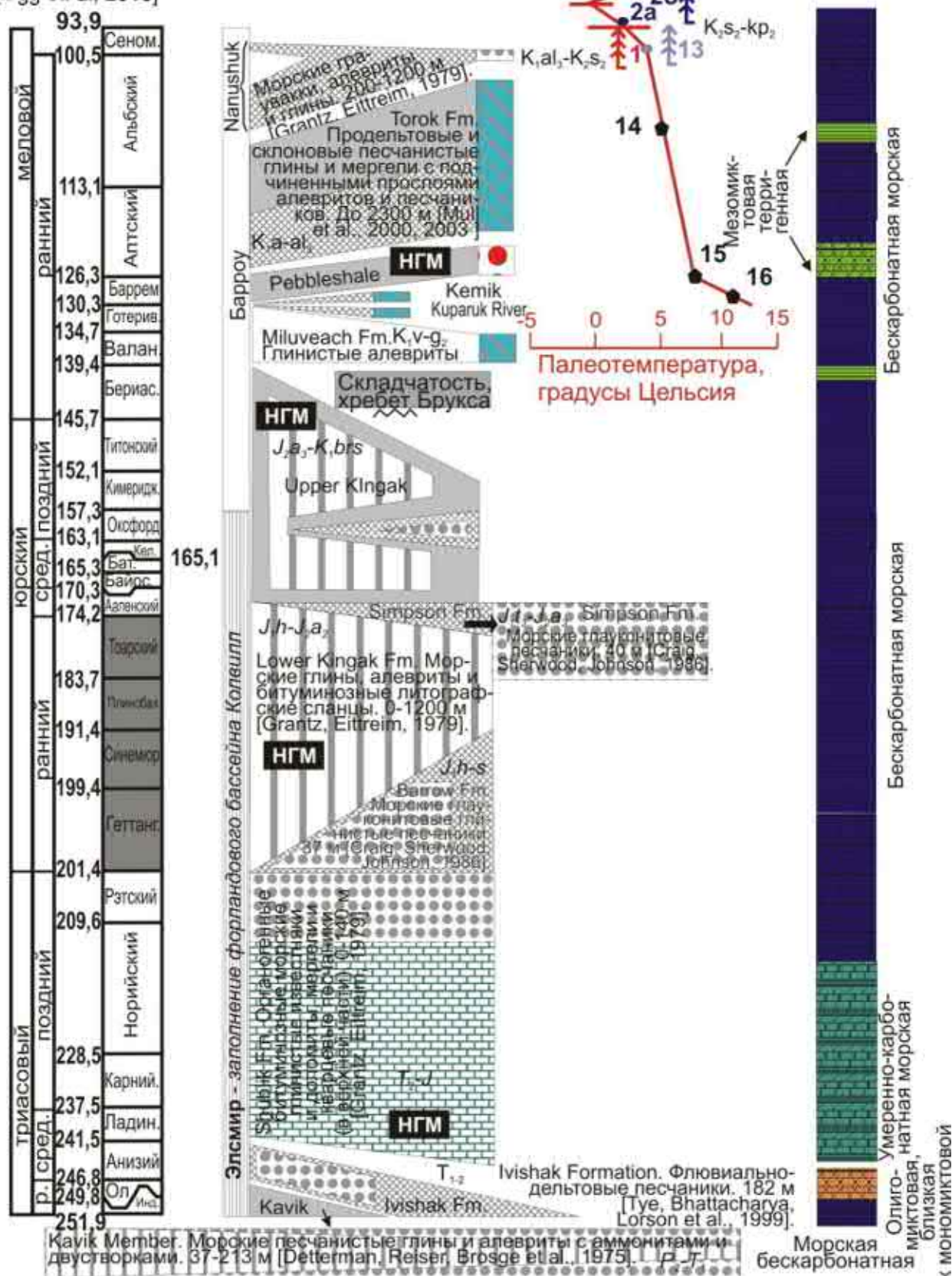


Рис. 6-42. Хронолито-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-нижнемеловых отложений бассейнов в западной части акватории моря Бофорта.

Разрез наращивают морские глины, алевроиты и битуминозные литографские сланцы Lower Kingak Fm. мощностью 0–1200 м геттанга-среднего аалена [Eittreim, Grantz, 1979], соответствующие формации битуминозных сланцев по ТК и бескарбонатной морской формации по [Синицын, 1980].

Местами выше залегают морские глауконитовые песчаники Simpson Fm. мощностью 40 м [Craig, Sherwood, Johnson, 1985] верхнего тоара – аалена, отнесенные автором к песчаниковой формации по ТК и бескарбонатной морской формации по [Синицын, 1980].

Разрез наращивают глины с песчаниками в центральной части Upper Kingak Fm. [Leith et al., 1993; Craddock et al., 2014] верхнего аалена-берриаса, отнесенные автором к формации битуминозных сланцев и к песчаниковой формации по ТК и бескарбонатной морской формации по [Синицын, 1980]. Описанный комплекс отложений отвечает секвенции Элсмир, отвечающей заполнению форландового бассейна Колвилл [Carman, Hardwick, 1983]. Далее следует перерыв, вызванный складчатостью на хребте Брукса, выше него – осадки секвенции Барроу [Carman, Hardwick, 1983].

Выше него залегают глинистые алевроиты Miluveach Fm. валанжина-верхнего готерива [Leith et al., 1993; Craddock et al., 2014], отнесенные автором к мезомиктовой терригенной формации по [Синицын, 1980] в нижней, валанжинской части к бескарбонатной морской в своей верхней, готеривской части, где встречен пирит и пиритизированные фораминиферы [Carman, Hardwick, 1983].

Выше местами залегают глауконитовые биотурбированные песчаники Kuparuk River Fm. верхнего готерива и песчаники Kemik Fm. нижнего баррема [Carman, Hardwick, 1983]. Описанные три стратона отнесены автором к терригенной (глинисто-алевритовой) контуритовой формации по ТК и морской бескарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Разрез наращивают образования баррема-нижнего апта (Pebbleshale Fm.), включающие в себя высокорadioактивный разномзернистый несортированный песок, гравий, гальку и валуны [Leith et al., 1993; Craddock et al., 2014], отнесенный автором к грубообломочной формации по ТК и мезомиктовой терригенной формации по [Синицын, 1980]. Далее следует стратиграфический перерыв.

Далее следуют продельтовые и склоновые песчанистые глины и мергели с подчиненными прослоями алевроитов и песчаников мощностью до 2300 м [Mull et al., 2000, 2003] апта-альба Torok Fm., отнесенные автором к терригенной (глинисто-алевритовой) контуритовой формации по ТК и морской бескарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Морские граувакки, алевроиты и глины верхнего альба-среднего сеномана Nanushuk Fm. мощностью 200–1200 м [Eittreim, Grantz, 1979], отнесенные автором к песчаниковой формации по ТК и морской бескарбонатной формации по [Синицын, 1980] завершают разрез секвенции

Барроу. Далее следует стратиграфический перерыв, синхронный со складчатостью на хребте Брукса, выше которого залегают образования секвенции Брукс [Carman, Hardwick, 1983].

Разрез секвенции Брукс (рис. 6-43) начинают образования Colville Group мощностью 900–3600 м [Eittreim, Grantz, 1979].

В нижней части – это морские песчаники, алевроиты, горючие сланцы и туфы турона-кампа Seabee Fm., отнесенные автором к терригенной (глинисто-алевритовой) контуритовой формации и формации битуминозных сланцев по ТК и к морской бескарбонатной формации по [Синицын, 1980]. Далее следует стратиграфический перерыв.

Затем идут морские и неморские песчаники алевроиты, глины и конгломераты, угли и туфы коньяка-маастрихта Prince Creek Fm., соответствующие по мнению автора в своей нижней части – морской бескарбонатной формации по [Синицын, 1980] и терригенной (глинисто-алевритовой) контуритовой формации по ТК, а также мезомиктовой угленосной по [Синицын, 1980] и к песчано-глинистой континентальной формации по ТК – в своей верхней части. Далее следует стратиграфический перерыв.

Затем следуют палеоген-миоценовые неморские и мелководно-морские глины и слабо сцементированные алевроиты и конгломераты с прослоями известковых глин, лигнита и бентонита Sagavanirtoq Fm. мощностью до 2500 м [Eittreim, Grantz, 1979], отвечающие континентальной обстановке прибрежной поросшей лесом равнины [Fiorillo, 2009]. Они отнесены автором к песчано-глинистой континентальной формации (и мезомиктовой терригенной по [Синицын, 1980]), а отдельными горизонтами – к терригенной угленосной формации по ТК (и мезомиктовой угленосной по [Синицын, 1980]). В середине эоцена следует стратиграфический перерыв, синхронный со складчатостью на хребте Брукса. В олигоцене в толще конгломератов на месторождении Хили вскрыты мощные пласты угля, формировавшиеся во влажных дождевых лесах [Askin, Spicer, 1995]. Верхняя, миоценовая часть отвечает, по мнению автора, ледниковой континентальной формации по [Синицын, 1980].

Выше следуют миоцен-четвертичные морские граувакки, алевроиты и глины мощностью 20–200 м Gubik Fm. [Eittreim, Grantz, 1979], отвечающие, по мнению автора, ледниковой морской формации по [Синицын, 1980] и песчано-глинистой формации по ТК.

Нефтегазоматеринские породы. Среди них следует отметить ладинские органогенные битуминозные морские глинистые известняки и доломиты, мергели Shublik Fm., а также битуминозные сланцы Kingak Fm. (геттанг-берриас) и высокорadioактивные, обогащенные органикой образования грубообломочной формации баррема-нижнего апта (Pebbleshale Fm., рис. 6-42 и 6-43).

Север п-ова Аляска, море Бофорта, R3-R9, S3-S10
[Leith et al., 1993; Craddock, Buursink, Covault et al., 2014]

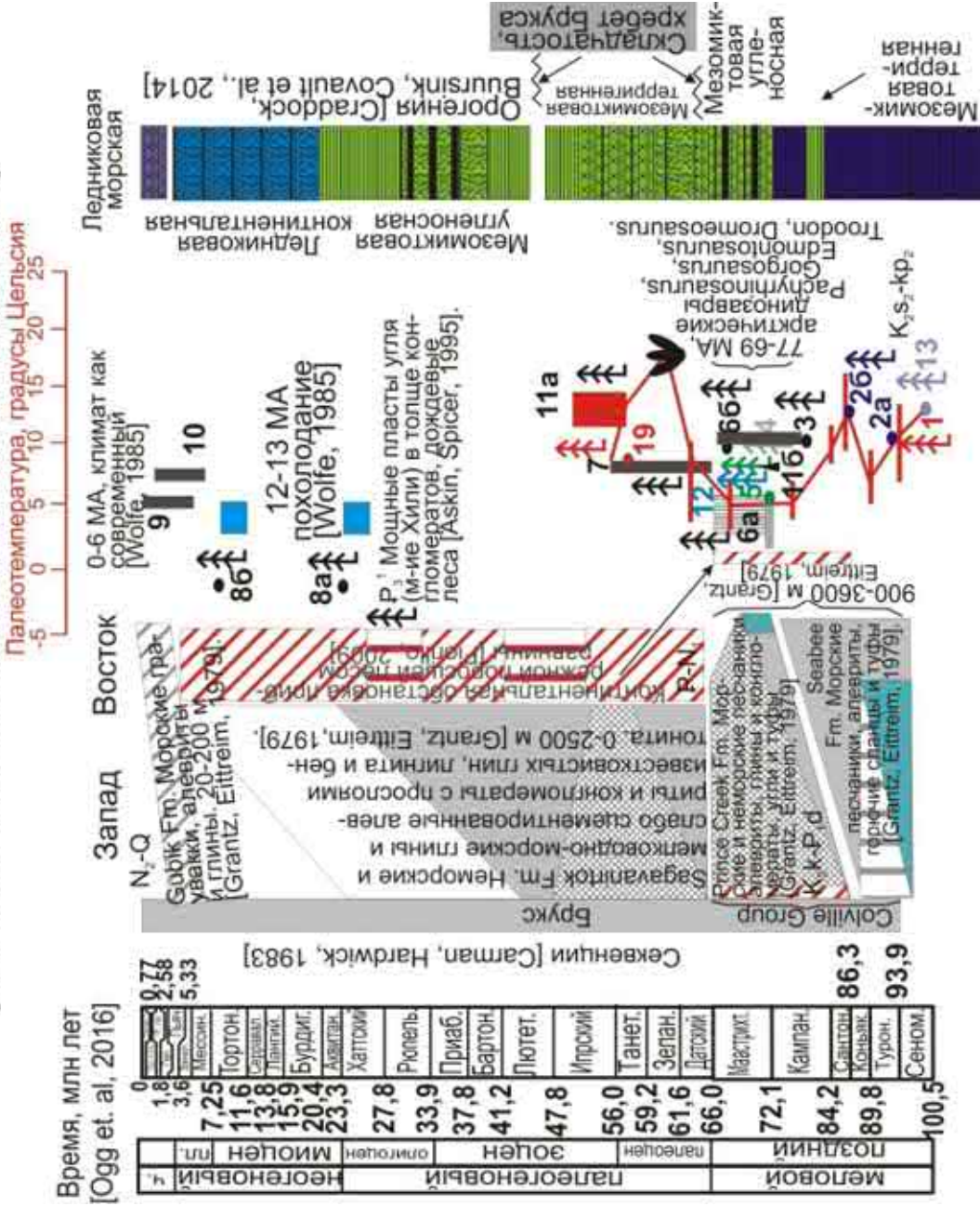


Рис. 6-43. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика верхнемеловых-кайнозойских отложений бассейнов в западной части акватории моря Бофорта. Палеотемпературные кривые: 1 – МАТ

CLAMP, р. Колвилл [Price, Grimes, 2007]; 2a – 10,0°C MAT CLAMP K₂s/t [Parrish, Spicer, 1988]; 2b – 13,0°C MAT CLAMP K₂k, 57° с.ш. [Parrish, Spicer, 1988]; 3 – 10,0°C MAT CLAMP, 80 млн лет назад (<https://www.nps.gov/dena/learn/nature/cretaceous-climate.htm>); 4 – 2,0-6,0°C MAT, р. Колвилл, K₂m₁ [Browsers et al., 1987]; 5 – MAT 5,5°C, 70 млн лет назад, р. Колвилл [“Arctic Dinosaurs” Nova Documentary]; 6a – 2,5–5,0°C MAT K₂m [Parrish et al., 1987]; 7 – 7,0°C MAT P₁, угли, влажный климат [Askin, Spicer, 1995]; 8 – *Salix* sp. [Wolfe, 1985], N₁¹ и N₁³ MAT = -1,5°C [по Седяевой, Квитко, 2009]; 9 – 0–6 млн лет назад, климат как современный [Wolfe, 1985], MAT 4,8°C [<https://ru.climate-data.org/>]; 10 – 2,48–3 млн лет назад, Savaganirktok+Gubik Fm.; SBT 7,0°C морские ostracodes [Browsers, 1994]; 11a – 11,0–14,6°C MAT CLAMP, Chikagoon Fm. [Sunderlin et al., 2011]; 11b – MAT 8°C, зубы динозавров, 77° с.ш., хр. Брукса, Аляска [Suarez et al., 2013]; 12 – MAT 8,0°C, CLAMP, 72°, Аляска [Zakharov et al., 2011]; 13 – MAT 13°C, CLAMP, 72° с.ш., Аляска [Zakharov et al., 2011]; 14 – MAT 15,0°C, палинология, 69° с.ш., Аляска [Zakharov et al., 2011]; 15 – MAT 18°C, палинология, 69° с.ш., Аляска, хребет Брукса [архивные данные Д.П.Найдина (МГУ)]; 16 – MAT 22°C, палинология, 69° с.ш., Аляска, хребет Брукса [архивные данные Д.П.Найдина (МГУ)]; 17 – MAT 5–6°C [Flaig, 2010; Flaig, McCarthy, Fiorillo, 2011]; 18 – пролив Шеликова, J₁h, 78° с.ш., 200 млн лет назад, Kamishak Fm., Матануска-Суситна, склон горы Мак-Кинли. Флора: *Baiera gracilis* (Bean) Bunbury, *Coniopteris burejensis* (Zalessky) Seward, *C. hymenophylloides* (Brongniart) Seward, *Ginkgo digitata* (Brongniart) Heer, *G. huttoni* (Sternberg) Heer, *Pagiophyllum kurii* (Pomel) Schimper, *Podozamites lanceolatus* (Lindley and Hutton) Braun (assigned to *Lindleycladus*, Harris, 1979). Мангровые заросли [Barbacka, Pálffy, Smith, 2006], MAT 19,5-21°C CLAMP [no Li et al., 2015]; 19 – MAT 8,0°C, CLAMP, 72°, Аляска [Spicer et al., 2016]; 20 – MAT 10,6°C, Cantwell Formation (K₂kp-m), Аляска [Spicer et al., 2016].

Нефтегазоносность. Хорошими коллекторами выступают песчаные тела, как правило ограниченными глинистыми флюидоупорами в отложениях триаса-аллена, оксфорда, готерива-ипра (рис. 6-42 и 6-43). Коллекторы и покрышки показаны на рис. [по Craddock, et al., 2014].

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для акватории моря Бофорта (северной части полуострова Аляска), автором была построена палеогеографическая кривая (для западной и восточной частей местами построены ее самостоятельные фрагменты – рис. 6-44).

В интервале с триаса по берриас на взгляд автора палеоглубины бассейна составляли не более 200 м, а зачастую еще меньше (в верхнем триасе-геттанге найдены кораллы [Donn, 1988], а в геттанге существовали мангровые леса, хотя палеообстановку триаса-берриаса оценивают [Coakley, Watts, 1991] как шельф и склон). В отдельные интервалы времени палеоглубину составляли до 100 м – на рубеже триаса и юры, лейаса и доггера, доггера и мальма.

Палеоглубины в 200 или 100 м существовали за исключением анизийского времени времени флювиально-дельтовой обстановки и кратковременных перерывов между фазами седиментации, когда территория была приподнята и представляла собой область денудации в раннем и в среднем триасе. На рубеже берриаса и валанжина происходит складчатость в зоне хребта Брукса и, как следствие, воздымание территории и эрозия.

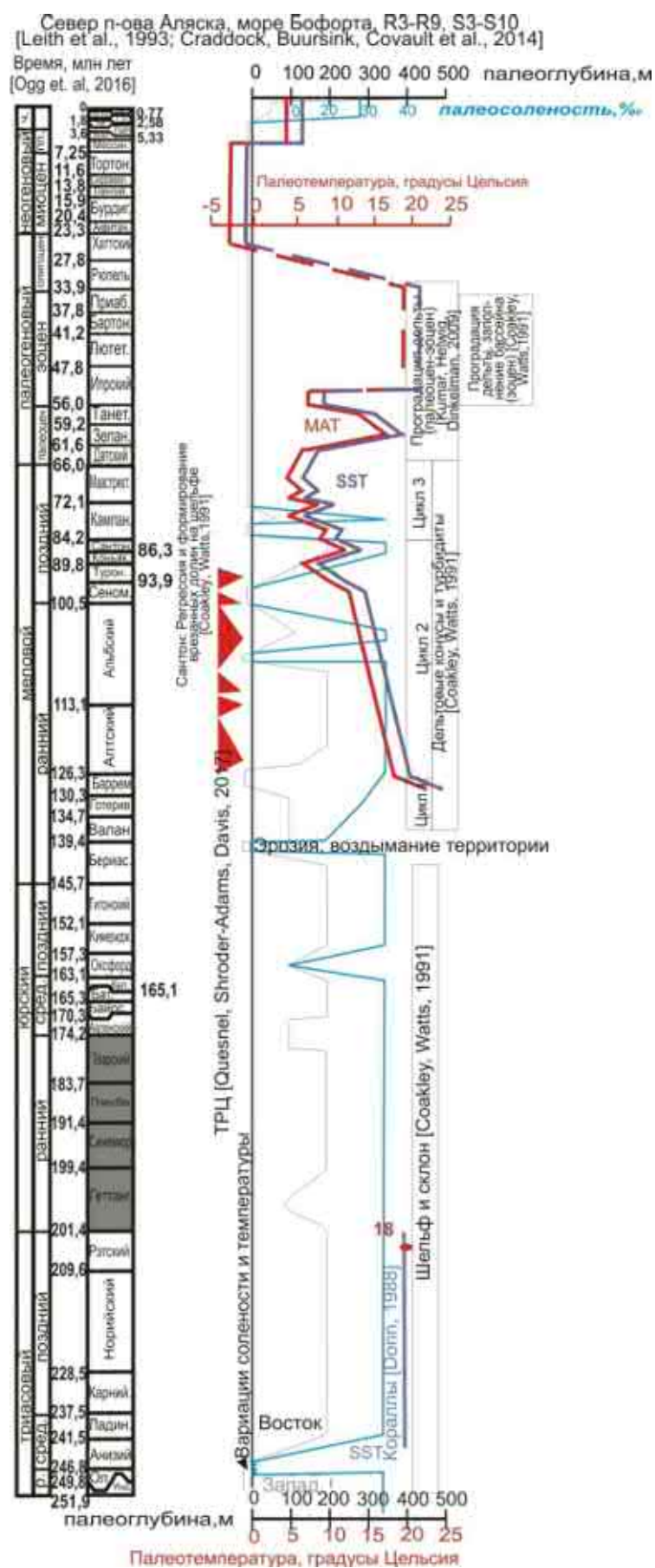


Рис. 6-44. Палеогеографическая характеристика геологической истории развития бассейнов акватории моря Бофорта в мезо-кайнозое.

В валанжин-готеривское время формируется бассейн с палеоглубинами до 100 м, в барреме осадконакопление протекает в континентальной обстановке. В апте и раннем альбе палеоглубины оцениваются автором в 200 м, затем следует кратковременный перерыв, подъем территории и эрозия. Затем в среднем и позднем альбе глубина бассейна составляет не более 100 м. В сеномане (на рубеже двух секвенций – Брукс и Барроу) территория вновь приподнята, идет эрозия. Затем в туроне-коньяке происходит трансгрессия с палеоглубинами до 200 м, а затем в сантоне – регрессия и формирование врезанных долин на шельфе [Coakley, Watts, 1991], а в кампане – новая трансгрессия с палеоглубинами до 50 м. Обстановка с готерива по маастрихт оценивается как время формирования дельтовых конусов и турбидитов [Coakley, Watts, 1991] с тремя крупными трансгрессивно-регрессивными циклами (ТРЦ): валанжин-готеривским, апт-коньякским и кампан-маастрихтским. В апт-туронском интервале возможно выделить 6 ТРЦ меньшего порядка [Davis et al., 2018].

С маастрихта по миоцен протекает континентальная седиментация с накоплением осадков мезомиктовой угленосной формации в кампан-маастрихтское и формированием образований мезомиктовой терригенной формации в эоцен-раннемиоценовое время и палеоцен-раннеэоценовое время. В плиоцен-четвертичное время палеоглубины увеличивались с 50 до 500 м.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-44). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на триас-берриасское время (кораллы в позднем триасе), меловое (радиолярии и динофлагелляты в кампане [Carman, Hardwick, 1983] и плиоцен-четвертичное время.

Пресноводный бассейн существовал в конце оленека-в раннем анизии (вариации солености и температуры [Coakley, Watts, 1991]), солоновато-водный в конце оксфорда-начале кимериджа.

Палеоклиматические условия. Для данного района имеется большой массив количественных данных (рис. 6-43, 6-45) по величине среднегодовой палеотемпературы (MAT), полученным в результате CLAMP-анализа [Parrish, Spicer, 1988; Price, Grimes, 2007; Zakharov et al., 2011; Spicer et al., 2016], анализа фитоассоциации [Barbacka, Pálffy, Smith, 2006; Wolfe, 1985], палинологическому анализу (архивные данные Д.П.Найдина (МГУ)); изотопной палеотермометрии по зубам динозавров [Suarez et al., 2013], а также другими методами по флоре [Flaig, 2010; Flaig, McCarthy, Fiorillo, 2011; Brouwers et al., 1987; Parrish et al., 1987]. Значения величины палеотемпературы поверхностных вод (SST) получены по кораллам [Donn, 1988], а донных вод (SBT) – по морским остракодам [Brouwers, 1994].

Для позднего триаса-геттанга находки кораллов говорят о палеотемпературе воды не ниже 20°C [Donn, 1988], что также подтверждается наличием мангровых лесов [Barbacka, Pálffy, Smith, 2006] с MAT 19,5–21°C CLAMP [по Li et al., 2015].

В интервале с баррема по турон происходило постепенное понижение значений палеотемператур MAT с 22 до 7°C. Для этого временного интервала имеется немного данных. Далее к концу коньяка-середине сантона палеотемпературы достигают значений в 14°C MAT и вновь падают до значений в 7°C к концу сантона. В начале кампана MAT увеличивается до 10°C. В середине и конце кампана MAT составляет около 4–5°C с повышением до 7–8°C в позднем кампане, раннем маастрихте и на дат-зеландском рубеже (эпохи относительного потепления чередуются с эпохами относительного похолодания). Затем начинается этап потепления с максимумом в танете – значения MAT достигают 17°C, сменяющийся временем похолодания в раннем ипре (величины MAT падают до 7°C). Затем во второй половине ипра происходит потепление, предположительно продолжающееся до конца эоцена, когда значения MAT достигают 20°C. В позднемеловое и эоцен-раннепалеоценовое время происходит накопление осадков мезомиктовой угленосной формации. Для эоцен-четвертичного время имеются единичные значения MAT, позволяющие выделить время относительного постепенного похолодания со слабо отрицательными величинами MAT в конце олигоцена-миоцене и потеплением в плиоцен-четвертичное время до значений MAT в 5°C. Для последних 6 млн лет палеоклимат оценивается как современный [Wolfe, 1985]. Значения SST оценены автором как превышающие величины MAT приблизительно на 5°C.

Рассмотрим имеющиеся данные о геологической истории и палеогеографии мезо-кайнозоя района *дельты реки Маккензи* (отвечают номенклатуре листов – S3–S10) с запада на восток (рис. 6-45). В качестве источников стратиграфической основы была взяты работы [Dixon et al., 1992; Leith et al., 1993; Craddock et al., 2014; Upper Jurassic..., 2018] с использованием которых эта основа была составлена автором.

Разрез мезо-кайнозоя района дельты реки Маккензи начинают келловейские образования Bug Creek Fm., объединяющие морские шельфовые песчаники [Dixon et al., 1992]. Затем следует стратиграфический перерыв.

Далее следуют оксфорд-нижневаланжинские морские глины (в том числе битуминозные) Husky Fm., содержащие аммониты, двустворки, остракоды, фораминиферы [Upper Jurassic..., 2018] и являющиеся нефте-газоматеринскими образованиями.

Их перекрывают нижневаланжин-готеривские морские песчаники глинистые Parsons Fm. Затем следует стратиграфический перерыв.

Выше идут морские барремские алевроиты и глины Mount Gocoenough Fm., которые перекрываются аптскими песчаниками эквивалента Upper Sandstone Fm.

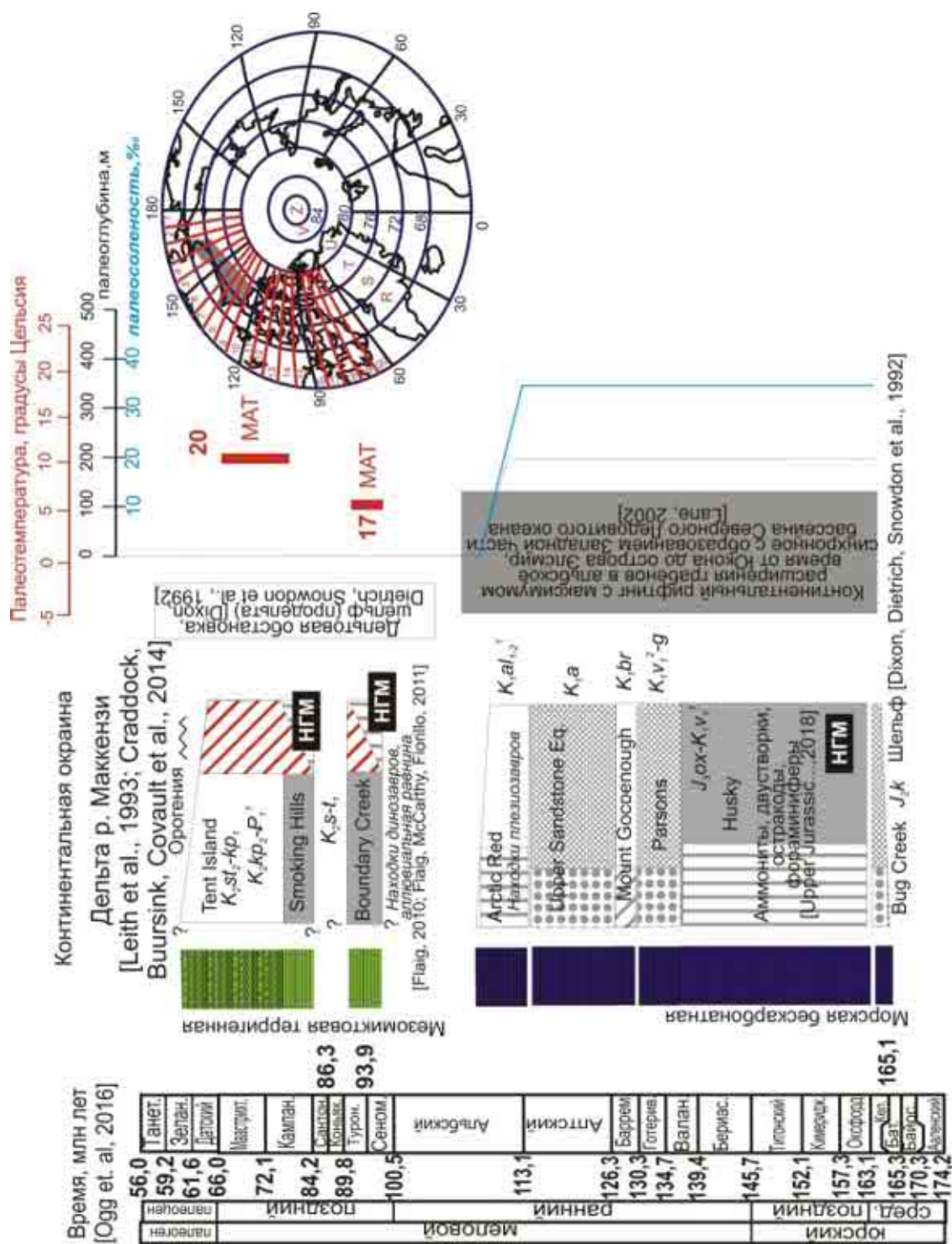


Рис. 6-45. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика юрско-палеогеновых отложений бассейнов в восточной части акватории моря Бофорта. Источники для палеотемпературных кривых на рис. 6-43.

После стратиграфического перерыва разрез наращивают морские песчаники, алевроиты и глины Arctic Red Fm. первой половины альба, содержащие находки плезиозавров. Далее следует перерыв, территория приподнята, местами протекает осадконакопление в континентальной обстановке аллювиальной равнины (находки динозавров из отложений сеномана вышележащей Boundary Creek Fm. [Flaig, 2010; Flaig, McCarthy, Fiorillo, 2011]).

Песчанистые образования келловей, раннего валанжина-готерива и апта отнесены автором к песчаниковой формации по ТК. Глинистые толщи оксфорда-нижнего валанжина отнесены автором к битуминозной формации по ТК, апта – к глинистой формации, а баррема – к песчано-глинистой терригенной формации по ТК. Осадки келловей-альба отнесены автором к бескарбонатной морской формации по [Синицын, 1980].

Сеноман-нижнетуронские континентальные глины Boundary Creek Fm. и верхнесантон-нижекампанские континентальные глины Smoking Hills Fm., разделенные стратиграфическим перерывом и содержащие органическое вещество растительного и животного происхождения отнесены автором к песчано-глинистой континентальной и глинистой формации по ТК. Выше следуют континентальные песчаники, алевроиты и глины Tent Island Fm., отнесенные автором к песчано-глинистой континентальной формации по ТК. Выше осадки отсутствуют, что связано с орогенцией в зоне хребта Брукса.

Нефтегазоносность. Песчанистые образования келловей, раннего валанжина-готерива и апта являются коллекторами, глинистые толщи оксфорда-нижнего валанжина и апта – флюидоупорами.

Нефтегазоматеринские породы. Оксфорд-нижеваланжинские морские глины (в том числе битуминозные), сеноман-нижнетуронские континентальные глины и верхнесантон-нижекампанские континентальные глины, содержащие органическое вещество растительного и животного происхождения являются нефтегазоматеринскими.

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для акватории моря Бофорта (*дельты реки Маккензи*), автором была построена палеогеографическая кривая. Юрско-раннемеловое время существовал бассейн с палеоглубинами не более 200 м (аммониты, двустворки, остракоды, фораминиферы в оксфорде-раннем валанжине [Upper Jurassic..., 2018], плезиозавры в первой половине альба [Flaig, 2010; Flaig, McCarthy, Fiorillo, 2011]). В это время имел место континентальный рифтинг с максимумом расширения грабенов в альбское время от Юкона до острова Элсмир, синхронное с образованием Западной части бассейна Северного Ледовитого океана [Lane, 2002].

Позднемеловые условия оценены как дельтовая обстановка, шельф (продельта) [Dixon et al., 1992], подтвержденные находками динозавров, заселявших аллювиальную равнину [Flaig, 2010; Flaig, McCarthy, Fiorillo, 2011].

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая. Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на келловей-среднеальбское время (аммониты в оксфорде-раннем валанжине [Upper Jurassic..., 2018], плезиозавры в первой половине альба [Flaig, 2010; Flaig, McCarthy, Fiorillo, 2011]).

Палеоклиматические условия. Для данного района имеется крайне мало количественных данных по величине среднегодовой палеотемпературы, включающие две единичные оценки MAT 5–6°C [Flaig, 2010; Flaig, McCarthy, Fiorillo, 2011] для сеномана-раннего турона и 10,6°C кампана-маастрихта [Spicer et al., 2016].

6.1.9. Бассейн Свердруп

Рассмотрим имеющиеся данные о геологической истории и палеогеографии мезо-кайнозоя бассейна Свердруп (отвечает номенклатуре листов – U16–U20, T10–T16; рис. 6-46). В качестве источников стратиграфической основы была взяты работы [Embry, 1984; Fyles, 1990; Trettin, 1991; Embry et al., 1992; Embry, Johannessen, 1992; Leith et al., 1993; Basinger, Greenwood, Sweda, 1994; Midwinter et al., 2016; Brent, Embry, 2008; Galloway et al., 2013; Embry, 2013; Pugh et al., 2014; Kondla et al., 2014; Embry, Beauchamp, 2019], интернет-ресурсы

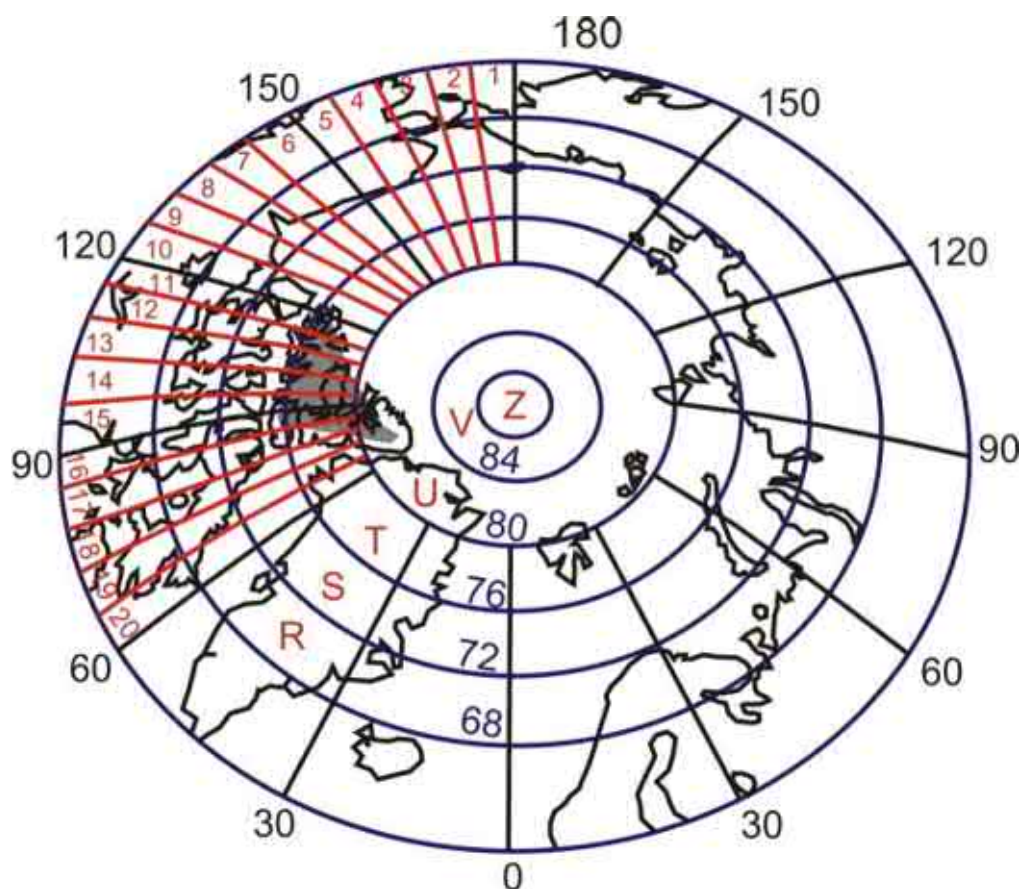


Рис. 6-46. Схема расположения (номенклатура) листов в циркумполярной области Северного полушария. Серым цветом показан бассейн Свердруп.

[<https://weblex.nrcan.gc.ca>], с использованием которых, эта основа была составлена автором.

Разрез начинают (рис. 6-47) нижнетриасовые дельтовые песчаники Bjorne Formation [Midwinter et al., 2016] мощностью до 1000 м [Embry et al., 1992; *на западе*], отнесенные автором к песчаниковой формации по ТК или глубоководно-морские мадстоуны конуса выноса рек Blind Fiord Formation [Midwinter et al., 2016] мощностью до 475 м [Embry, 1986; *на востоке*], отнесенные автором к терригенной (песчанико-алевритовой) флишевой (турбидитовой) формации по ТК.

На западе после стратиграфического перерыва следуют верхнеанизийские-нижнекарнийские мелководно-морские и дельтовые (на запад) Roche Points Fm. песчаники, алевролиты, сланцы и шельфовые известняки [Trettin, 1991] мощностью до 250 м [Embry, 1984], отнесенные автором к песчано-алевролитовой терригенной формации. *Восточнее*, без перерыва залегают анизийские-нижнекарнийские дельтовые песчаники, алевролиты (отнесены автором к песчаниковой формации по ТК), морские битуминозные сланцы (соответствуют, по мнению автора, формации битуминозных сланцев по ТК) Murray Harbour Formation [Midwinter et al., 2016] мощностью до 300 м [Kondla et al., 2014]. В нефтегазоматеринских битуминозных сланцах содержание $C_{орг.}$ достигает 10% [Midwinter et al., 2016]. Далее в середине карния следует перерыв.

На западе разрез наращивают верхнекарнийские морские мергели и битуминозные глины Pat Bay Fm. мощностью 2000–3000 м [Trettin, 1991]. *Восточнее* – переслаивание глин (битуминозных на западе) и алевролитов с пластами песчаных известняков Hoyle Bay Fm. среднего и верхнего карния мощностью до 1300 м [<https://weblex.nrcan.gc.ca>], характеризующие дельтовые и глубоководно-морские обстановки [Embry, Beauchamp, 2019]. Эти стратоны на взгляд автора отвечают формации битуминозных сланцев по ТК.

На западе после стратиграфического перерыва следуют образования среднего нория – геттанга Heiderg Group. В своей нижней (средненорийско-нижнерэтской) части – это дельтовые и мелководно-морские песчаники с прослоями глин Skybattle Fm. [Hadlaria et al., 2016], отнесенные автором к песчаниковой формации по ТК. В верхней верхнерэтской-геттангской части – это дельтовые образования MacLean Strait Fm., представленные переслаиванием песчаников, алевролитов и глин; в средней части – с прослоями карбонатных алевролитов и мергелей [Embry, Beauchamp, 2019] мощностью до 370 м [Embry, 1983], отнесенные автором к глинистой формации по ТК.

Восточнее, без стратиграфического перерыва, разрез наращивают дельтовые глины и алевролиты Barrow Formation [Trettin, 1991], отнесенные автором к песчано-глинистой континентальной формации по ТК. Выше следуют морские и солоноватоводные глины и

алевриты рэта-нория Grosvenor I Fm. [Embry, Johannessen, 1992], обогащенные органическим веществом и отнесенные автором к формации битуминозных сланцев по ТК.

Западнее, без стратиграфического перерыва, разрез продолжают синемюр-плинсбахские дельтовые песчаники King Christian Fm. мощностью 396 м [Trettin, 1991], которые соответствуют песчаниковой формации по ТК. *Восточнее* согласно разрез наращивают синемюрские морские глины и алевриты Loughheed I. Fm. [Embry, Johannessen, 1992], их генезис можно связать с глинистой формацией по ТК.

Далее следуют плинсбах-среднеааленские мадстоуны с аммонитами Jameson Bay Fm. [Galloway et al., 2013] мощностью 300 м [Leith et al., 1993], обогащенные органическим веществом и отнесенные автором к формации битуминозных сланцев по ТК. За ними идут морские и прибрежно-морские песчаники среднего-верхнего аалена Sandy Point Fm. [Embry, 2013] с макрофауной [Galloway et al., 2013].

Далее разрез наращивают мадстоуны верхнего аалена-келловей с аммонитами McConnell Island Fm. [Galloway et al., 2013], принадлежащие к глинистой формации по ТК.

За ними идут бат-келловейские песчаники с прослоями алевритов и глин Hiccles Cove Fm. мощностью 155 м [Embry, 1984], принадлежащие к песчаниковой формации.

Мадстоуны с морской макрофауной (аммониты, двустворки, гастроподы), фораминиферами [Galloway et al., 2013] Ringnes Fm. кимериджа-оксфорда, обогащенные органическим веществом, соответствуют формации битуминозных сланцев по ТК.

Выше (*на западе*) следуют кимеридж-берриасские образования, представленные переслаиванием морских и прибрежно-морских песчаников и глин мощностью до 300 м [Trettin, 1991]. Они отнесены автором к глинистой и песчаниковой формациям по ТК. *Восточнее* выделяются титон-валанжинские морские глинистые алевриты и глины Deer Bay Formation (Galloway et al., 2013) мощностью 280 м, отвечающие глинистой формации. Далее следует стратиграфический перерыв.

Выше (рис. 6-48) залегают морские песчаники валанжина-нижнего готерива (песчаниковая формация по ТК), переходящие выше в флювиальные песчаники с прослоями известковистых алевритов, глин, углей и вулканических, и вулканогенно-осадочных туфогенных пород верхнего готерива-нижнего апта (песчано-глинистая континентальная и терригенная угленосная формации по ТК). Эти стратоны отвечают Patterson Island Member, выше которого следуют среднеаптские морские глины и алевриты Rondon Member глинистой формации по ТК. На них ложатся флювиальные песчаники, алевриты, глины с прослоями углей Island Walker Member, отвечающие песчано-глинистой континентальной и терригенной

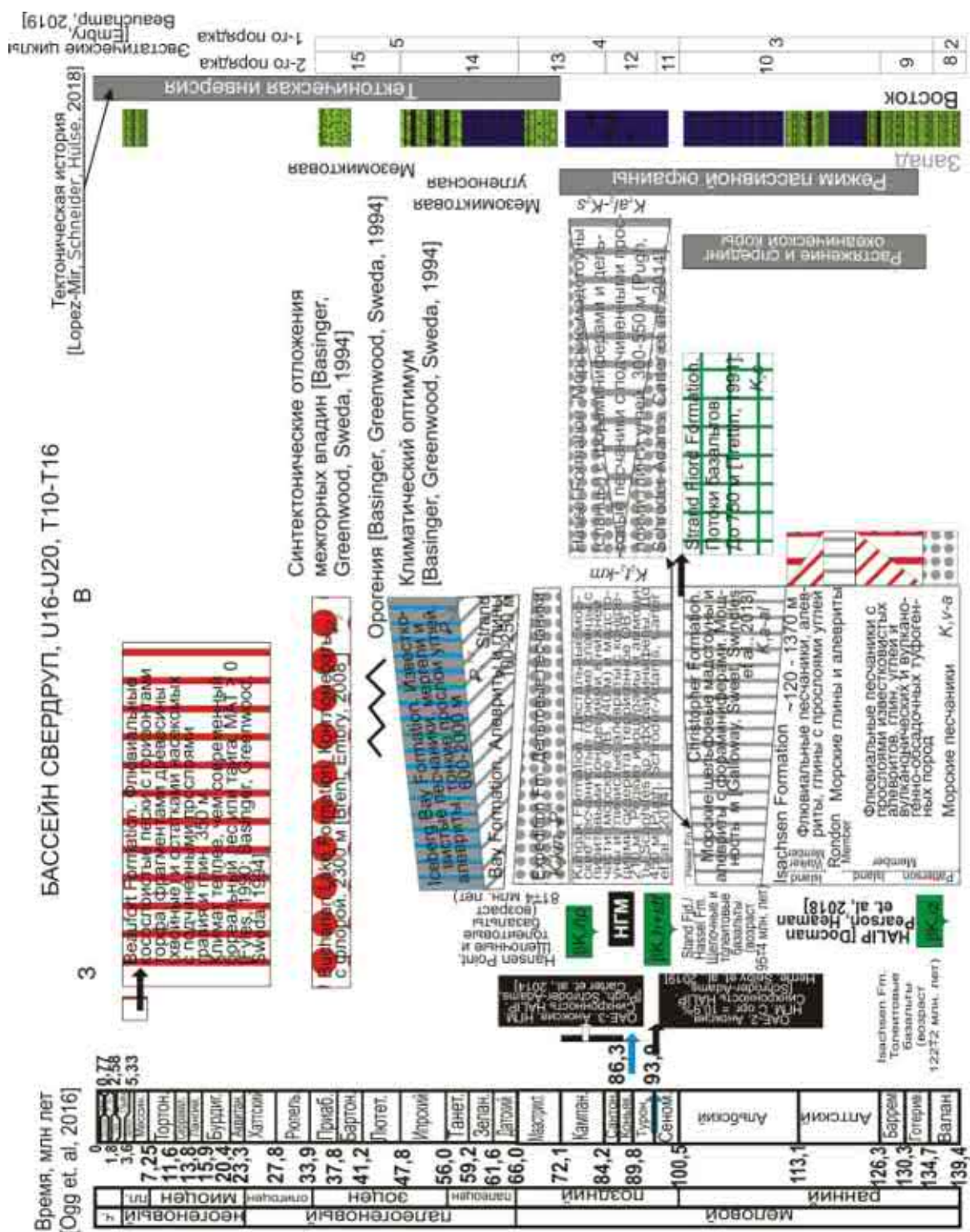


Рис. 6-48. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика нижнемеловых-неогеновых отложений бассейна Свердлов..

угленосной формациям по ТК. Перечисленные стратоны образуют Isachsen Formation мощностью 120–1370 м (Galloway et al., 2013).

Затем следуют апт-альбские морские шельфовые мадстоуны и алевроиты с фораминиферами Christopher Fm. [Galloway et al., 2013], отвечающие глинистой формации по ТК.

Выше залегают верхнеальбско-сеноманские морские мадстоуны (сланцы) с фораминиферами и дельтовые песчаники с подчиненными прослоями глин и углей Hassel Fm. мощностью 300–550 м [Pugh et. al., 2014], отнесенные автором к песчаниковой формации и формации битуминозных сланцев по ТК.

Выше следуют потоки базальтов (базальтовая формация по ТК) Strand Fiord Fm. [Trettin, 1991] мощностью до 750 м.

Затем идут образования среднего турона-кампана Kanguk Fm., включающие в себя дистальные морские песчаные горючие сланцы с пиритовыми конкрециями в нижней части (содержат морское ОБ), мощностью 240 м, а также мадстоуны и глинистые алевроиты с конкрециями сидерита (терригенное ОБ) мощностью 210 м. Мощность стратона, отвечающего формации битуминозных сланцев по ТК, составляет до 450 м. Он содержит редкие иноцерамы и аммониты Scaphites sp., фораминиферы [Pugh, et. al., 2014]. На сеноман-туронском рубеже имело место ОАЕ-2, а в коньяк-кампане – ОАЕ-3 (синхронные HALIP [Pugh et. al., 2014]), когда в аноксидных условиях происходило накопление нефтегазоматеринских осадков, богатых ОБ (для сеномана-турона $C_{org.} = 10,9\%$ [Schröder-Adams et. al., 2019]).

Далее после стратиграфического перерыва следуют кампан-маастрихтские дельтовые песчаники Expedition Fm., отнесенные к песчаниковой формации по ТК. В кровле стратона присутствует перерыв [Basinger, Greenwood, Sweda, 1994].

Затем идут алевроиты и глины нижнего-среднего палеоцена Strand Bay Formation мощностью 100–250 м, отвечающие песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК. Выше – перерыв, синхронный с орогеническими движениями [Basinger, Greenwood, Sweda, 1994].

Разрез наращивают верхнепалеоценовые-нижнеэоценовые известковистые песчаники, мергели и алевроиты, тонкие прослои углей Iceberg Bay Fm. мощностью 600-2000 м, отнесенные автором к морской паралической угленосной формации по ТК [Basinger, Greenwood, Sweda, 1994].

После перерыва следуют бартон-приабонские конгломераты с флорой Buchanan Lake Fm. мощностью 2300 м [Brent, Embry, 2008], отнесенные к грубообломочной формации по ТК, являющиеся отложениями межгорных впадин [Basinger, Greenwood, Sweda, 1994].

После стратиграфического перерыва следуют плиоценовые флювиальные косослоистые пески с горизонтами торфа, фрагментами древесины (хвойные) и остатками насекомых с подчиненными прослоями гравия и глин Beaufort Fm. мощностью 350 м [Fyles, 1990; Basinger, Greenwood, Sweda, 1994]. Они отнесены к терригенной угленосной формации по ТК.

Образования формаций Roche Points и Pat Bay (анизий-карний, запад) отнесены автором к умеренно-карбонатной формации по [Синицын, 1980], осадки King Christian – к мезомиктовой формации по [Синицын, 1980], верхней части Patterson Island Member и Island Walker Member, Expedition, Buchanan Lake, Beaufort – к мезомиктовой угленосной формации по [Синицын, 1980], все остальные описанные выше стратоны отнесены к морской бескарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Нефтегазоносность. Песчанистые образования триаса, синемюра-плинсбаха, среднего-верхнего аалена, бата-келловея, нижней части нижнего и верхнего мела, бартона-приабона являются коллекторами, а разделяющие их глинистые толщи – флюидоупорами.

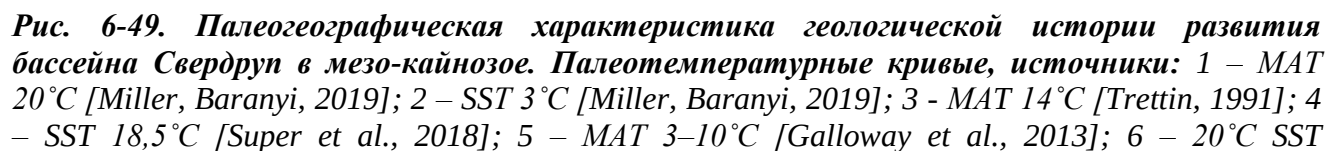
Нефтегазоматеринские породы. Морские битуминозные глины и мергели среднего-верхнего триаса-геттанга, отдельных горизонтов средней и верхней юры, среднего и верхнего мела, содержащие органическое вещество растительного и животного происхождения являются нефтегазоматеринскими.

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для западной и восточной частей бассейна Свердруп, автором были построены палеогеографические кривые для триас-берриассового времени (рис. 6-49).

На западе в индо-ладинское и норий-геттангское, в средне-позднеюрское-берриассовое время палеоглубины составляли первые метры-первые десятки метров, до 200 м – в конце карния. Территория приподнята на рубеже среднего и позднего карния, в раннем нории, местами – в аалене. *На востоке* в оленек-карнийское время палеоглубины оставляли до 200 м, первые десятки метров – в раннем анизии и в раннем карние. В индское время в условиях пассивного погружения палеоглубины бассейна оценены в 2 км [Embry, Beauchamp, 2019].

Палеоглубины составляли до 50 м в рэте-геттанге и дате, до 300 м в синемюре-тоаре, до 150–200 м в доггере и мальме, в среднем и позднем мелу, около 100 м в апте и танете-ипре. В валанжин-барремское, позднеаптское и позднекампан-маастрихтское и лютет-миоценовое время происходила континентальная седиментация.

Осадки индо-карния отвечают дорифтовой стадии развития бассейна, рэта-берриаса – синрифтовой стадии (с медленным пассивным погружением с конца триаса и по конец лейаса и рифтингом в период со средней юры по берриас включительно), с валанжина по кампан



[Vandermark, Tarduno, Brinkman, 2007]; 7 – находки *Champsosaurus* (о-в Аксель-Хейберг), 14 °C MAT [Vandermark, Tarduno, Brinkman, 2007]; 8 – SST 15 °C [Jenkyns et al., 2004]; 9–11 – MAT, о-ва Аксель-Хейберг, Элсмир [Willard et al., 2019] (9 –8,0–17,0 °C, 56–57 млн лет назад; 10 – 13,0–20,0 °C, 55 млн лет назад; 11 – 15,0–22,0 °C, 53,5 млн лет назад; 12 – о-в Элсмир, таксодиевые леса [Askin, Spicer, 1995], MAT 3,0–8,0 °C [по Аблаев, 1985]; 13 – *Larix* sp. [LePage, Basinger, 1991], MAT 7,0 °C [по https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_1/larix/occidentalis.htm]; 14 – ранний и средний миоцен о-ва Бэнкс (70°–80° с.ш.), фитоценоз [Hills et al., 1974]: *Pinus* (MAT -12,5 °C [Исаев, Борисов, Никифорова, 2019]), *Picea* (MAT (+7 – -11 °C) [https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_1/picea/mariana.htm]), *Tsuga* (MAT 0,3–11,3 °C [https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_1/tsuga/heterophylla.htm]), *Juglans* (MAT (7(север) - 19 °C (юг)) [https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_2/juglans/nigra.htm]); 15 – MAT 0,5 °C, флора, архивные данные Д.П. Найдина (МГУ); 16 – о-в Элсмир, 50 млн. лет назад, комплекс наземных позвоночных тропиков и субтропиков: саламандры, вараны, крокодилы, черепахи, змеи, лемуры, MAT > 10,0–12,0 °C [Lavrushin, Alekseev, 2005]; 17 – о-в Элсмир, 50 млн. лет назад, MAT 15,0 °C, палеотермометрия [Lavrushin, Alekseev, 2005]; 18 – север Гренландии, Кар Kobenhavn Fm. (поздний плиоцен) SBT 5,0 °C, морские ostracods [Brouwers, Jørgensen, Cronin, 1991]

существовали условия пассивной окраины, маастрихт-современные осадки накапливались в условиях тектонической инверсии [Lopez-Mir, Schneider, Hülse, 2018].

В триас-эоценовой истории (рис. 6-49) выделено 15 эвстатических циклов второго порядка и 5 циклов первого порядка [Embry, Beauchamp, 2019].

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-49). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на инд-карнийское, среднегеттанг-берриасское (юрские аммониты) и плиоцен-четвертичное время. Соленость достигала 20–25 промилле в апт-кампанское время, 10–30 промилле в дат-зеландское время и 20–25 в ранне-среднеэоценовое время [Super et al., 2018]. Осолоненный бассейн существовал в рэт-геттангское время.

Палеоклиматические условия. Для данного района имеется много количественных и качественных данных по характеристике климата, включая определение величине среднегодовой палеотемпературы – MAT [Trettin, 1991; Vandermark, Tarduno, Brinkman, 2007; Galloway et al., 2013; Super et al., 2018; Miller, Baranyi, 2019; Willard et al., 2019], средней температуры поверхностных вод – SST [Jenkyns et al., 2004; Miller, Baranyi, 2019], придонных вод – SBT [Brouwers, Jørgensen, Cronin, 1991], что дало возможность автору построить палеотемпературную кривую (рис. 6-49).

В качестве индикаторов температур использованы CLAMP-анализ, анализ фитоценозов [архивные данные Д.П. Найдина (МГУ); Hills et al., 1974; Askin, Spicer, 1995]; анализ зооценозов наземных позвоночных тропиков и субтропиков [Lavrushin, Alekseev, 2005]; палеотермометрия по морским беспозвоночным [Brouwers, Jørgensen, Cronin, 1991; Jenkyns et al., 2004; Miller, Baranyi, 2019].

В раннем триасе существовал сухой жаркий климат [Beauchamp, Baud, 2002] с величиной МАТ не менее 20°C [Miller, Baranyi, 2019]. Такие же значения МАТ, скорее всего, характеризуют и средний триас, на взгляд автора, когда формировались образования умеренно-карбонатной формации. В карнийское время был жаркий климат [Trettin, 1991], хотя для этого времени имеется достаточно противоречивая оценка величины SST в 3°C [Miller, Baranyi, 2019].

Норий-лейас – это время теплого влажного субтропического типа климата, значения МАТ более 14°C [Trettin, 1991]. В аален-батское время существовал теплый влажный климат [Galloway, Sweet, Swindles et al., 2013].

В меловое (и предположительно в позднеюрское) время значения SST составляют 18,5°C [Super et al., 2018], что подтверждается и другими источниками. В частности байос-валанжинское время характеризуется теплым сухим типом климата, а в интервале сеноман-ранний кампан имеет место его потепление [Galloway et al., 2013].

При этом оценки значений МАТ по флоре существенно ниже, например, 3–10°C, для готерива-альба, когда существует холодный влажный климат [Galloway et al., 2013]. Во второй половине альба начинается потепление климата (продолжающееся в сеномане-коньяке) величина SST достигает 20°C, в позднем альбе-раннем сеномане существуют *Champsosaurus* при значениях МАТ не менее 14°C [Vandermark, Tarduno, Brinkman, 2007].

Понижение значений SST происходит в середине маастрихта, когда они составляют 15°C [Jenkyns et al., 2004]. В конце маастрихта начинается потепление, с максимумом на палеоцен-эоценовом рубеже (климатический оптимум [Basinger, Greenwood, Sweda, 1994]; потепление в ипр-раннелютетское время [по Miller, Baranyi, 2019]) со значениями МАТ до 20°C, а SST – до 25°C. Имеются следующие оценки значений МАТ [Willard et al., 2019]: 8,0–17,0°C (56–57 млн лет назад); 13,0–20,0°C (55 млн лет назад); 15,0–22,0°C (53,5 млн лет назад). В маастрихт-ипрское время накапливаются осадки мезомиктовой угленосной формации, в лесах тропиков и субтропиков острова Элсмир обитают саламандры, вараны, крокодилы, черепахи, змеи, лемуры (их современные аналоги живут при значениях МАТ > 10,0–12,0°C [Lavrushin, Alekseev, 2005]).

После на палеоцен-эоценового климатического оптимума климат постепенно становится все холоднее и холоднее к современному времени. На смену мезомиктовой угленосной формации приходят осадки обычной, мезомиктовой (без угля) формации. Небольшое относительное потепление приходится на конец эоцена. В бартоне произрастают таксодиевые леса [Askin, Spicer, 1995], значения МАТ составляют 3,0–8,0°C [по Аблаев, 1985]. В приабоне в фитоценозе присутствует *Larix* sp. [LePage, Basinger, 1991], величины МАТ составляют 7,0°C [по https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_1/larix/occidentalis.htm]. Тенденция к похолоданию сохраняется и достигает очередного минимума на палеоген-неогеновой границе, когда значения МАТ становятся слабо отрицательными (рассчитанное автором значение МАТ

сред. составляет $-2,5^{\circ}\text{C}$ для фитоассоциации, включающей в себя *Pinus* sp. (MAT $-12,5^{\circ}\text{C}$ [Исаев, Борисов, Никифорова, 2019]), *Picea* sp. (MAT $+7 - -11^{\circ}\text{C}$) [https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_1/picea/mariana.htm], *Tsuga* sp. (MAT $0,3 - 11,3^{\circ}\text{C}$ [https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_1/tsuga/heterophylla.htm]), *Juglans* sp. (MAT $7(\text{север}) - 19^{\circ}\text{C}(\text{юг})$) [https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_2/juglans/nigra.htm]).

Последний импульс потепления климата имеет место на миоцен-плиоценовом рубеже, когда величина MAT составляет $0,5^{\circ}\text{C}$ [архивные данные Д.П. Найдина (МГУ)], а значение SBT достигает $5,0^{\circ}\text{C}$ [Brouwers, Jørgensen, Cronin, 1991]. В плиоцене здесь климат теплее, чем климат современного бореального леса или тайги, значения MAT > 0 [Fyles, 1990; Basinger, Greenwood, Sweda, 1994]. После этого, в конце плиоцена и в современное время значения MAT и SST становятся слабо отрицательными.

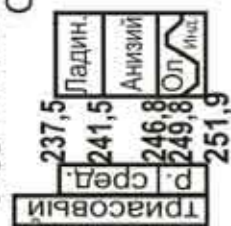
6.1.10. Акватория моря Ванделя, остров Гренландия

Рассмотрим имеющиеся данные о геологической истории и палеогеографии мезо-кайнозоя района острова Гренландия (отвечает номенклатуре листов – U-18–U-28, T-18–T-28, S-21–S-27) с северо-востока на запад. В качестве основного источника стратиграфической основы была взята работа [Henriksen et al., 2009], также были использованы и другие публикации [Jones, 1875; Jackson, Davidson, 1975; Jackson et al., 1978; Boyd, 1990; Wolfe, Dilcher, 2001; Pedersen, Larsen, Pedersen, 2017], с использованием которых эта основа была составлена автором.

Северо-Восток Гренландии, море Ванделя. Разрез начинают (рис. 6-50) нижне-среднетриасовые морские, шельфовые конгломераты в основании, выше – глины и алевроиты, песчаники, в средней части – глины, в верхней части – песчаники Trolle Land Group мощностью до 1000 м, отвечающие морской бескарбонатной формации по [Синицын, 1980]. Нижняя, конгломератовая часть отнесена автором к грубообломочной формации по ТК, а вышележащие образования – к песчанниковой и глинистой формации по ТК. Осадконакопление протекает в условиях блоковых движений и регионального погружения (с карбона). В конце среднего триаса происходит орогения и перерыв в осадконакоплении.

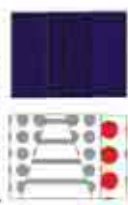
После перерыва разрез наращивают (?)оксфорд-(?)среднеальбские дельтовые и морские (шельфовые) образования (рис. 6-51), объединяющие конгломераты в основании, выше – переслаивание глин и песчаников, в верхней части – переслаивание алевроитов и песчаников Ladegårdsåen Fm. и семи лежащих выше “неформальных” стратонов, отвечающие бескарбонатной морской молассовой формации по ТК (осадконакопление протекает с высокой

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]

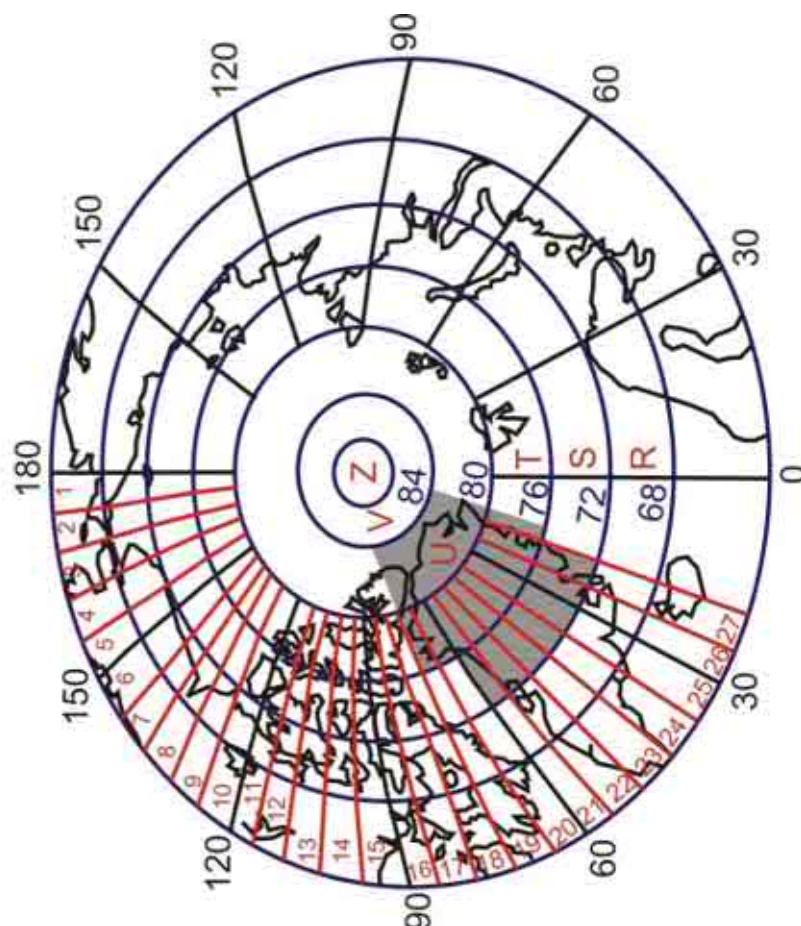


СЕВЕРО-ВОСТОК ГРЕНЛАНДИИ, МОРЕ ВАНДЕЛЯ

Trolle Land Group. Конгломераты в основании, выше - глины и алевроиты, песчаники, в средней части - глины, в верхней части - песчаники. До 1000 м. Морская, шельфовая обстановка [Henriksen, Higgins, Kalsbeek et al., 2009].



Блоковые движения и региональное погружение (с карбона)



Рс. 6-50. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасовых отложений бассейнов акватории моря Ванделя и острова Гренландии.

скоростью в пулл-апартовом бассейне рядом с растущим орогеном). Мощность стратона до 1500 м. Далее следуют орогенические движения и перерыв.

После перерыва выше следуют синрифтовые флювиальные и прибрежно-морские конгломераты в основании, глины с подчиненными пластами песчаников сеномана-маастрихта, соответствующие Herlufsholm Strand Fm. мощностью до 500 м. осадки отнесены к песчано-глинистой континентальной формации по ТК. Затем происходят орогенические движения на п-ове Земля наследного принца Кристиана и перерыв.

Разрез завершают флювиальные с флорой и морские песчаники танета-ипра(?) Thyra Ø Fm. мощностью до 50 м [Boyd, 1990], отвечающие песчанниковой формации по ТК. Все описанные выше стратоны отнесены автором в морской бескарбонатной формации по [Синицын, 1980], за исключением образований верхнего мела-палеогена, отвечающих мезомиктовой формации по [Синицын, 1980].

Запад Гренландии, Нууссуак (69–72°с.ш.).

Разрез начинают (рис. 6-51) среднеальбские синрифтовые флювиальные и дельтовые грубозернистые песчаники, глины с солоновато-водными диноцистами и прослоями углей с флорой. В основании – конгломераты Kome Fm. мощностью до 140 м. Стратон содержит папоротники (*Gleichenia* sp.), цикадовые (*Zamites* sp.), голосеменные (*Pinus* sp., *Sequoia*, *Widdringtonia* sp. [Jones, 1875]). Стратон отнесен автором к песчано-глинистой континентальной формации по ТК.

Выше идут верхнеальбские синрифтовые озерные глины с флорой Slibestensfjeldet Fm. мощностью 90–200 м. Стратон содержит прослой угля и каолинит и отнесен к терригенной угленосной формации по ТК.

Выше после перерыва следуют пострифтовые озерные глины с прослоями песчаников и углей с флорой, в основании – с конгломератами, принадлежащие Atane Fm. мощностью до 3000 м. Стратон отнесен к континентальной угленосной молассовой формации по ТК. Перечисленные выше стратоны отвечают морской бескарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Далее после перерыва следуют верхнекампаско-нижнемаастрихтские морские глины с аммонитами и диноцистами Itilli и Umiivik Mb., суммарной мощностью до 960 м, отвечающие глинистой формации по ТК.

После перерыва и орогении на Земле наследного принца Кристиана разрез наращивают верхнемаастрихт-датские морские турбидиты – конгломераты и глины с кораллами, аммонитами, иглокожими, ракообразными, диноцистами Kangilia Fm. мощностью до 440 м, отнесенные автором к терригенной (глинисто-алевритовой) контуритовой формации по ТК.

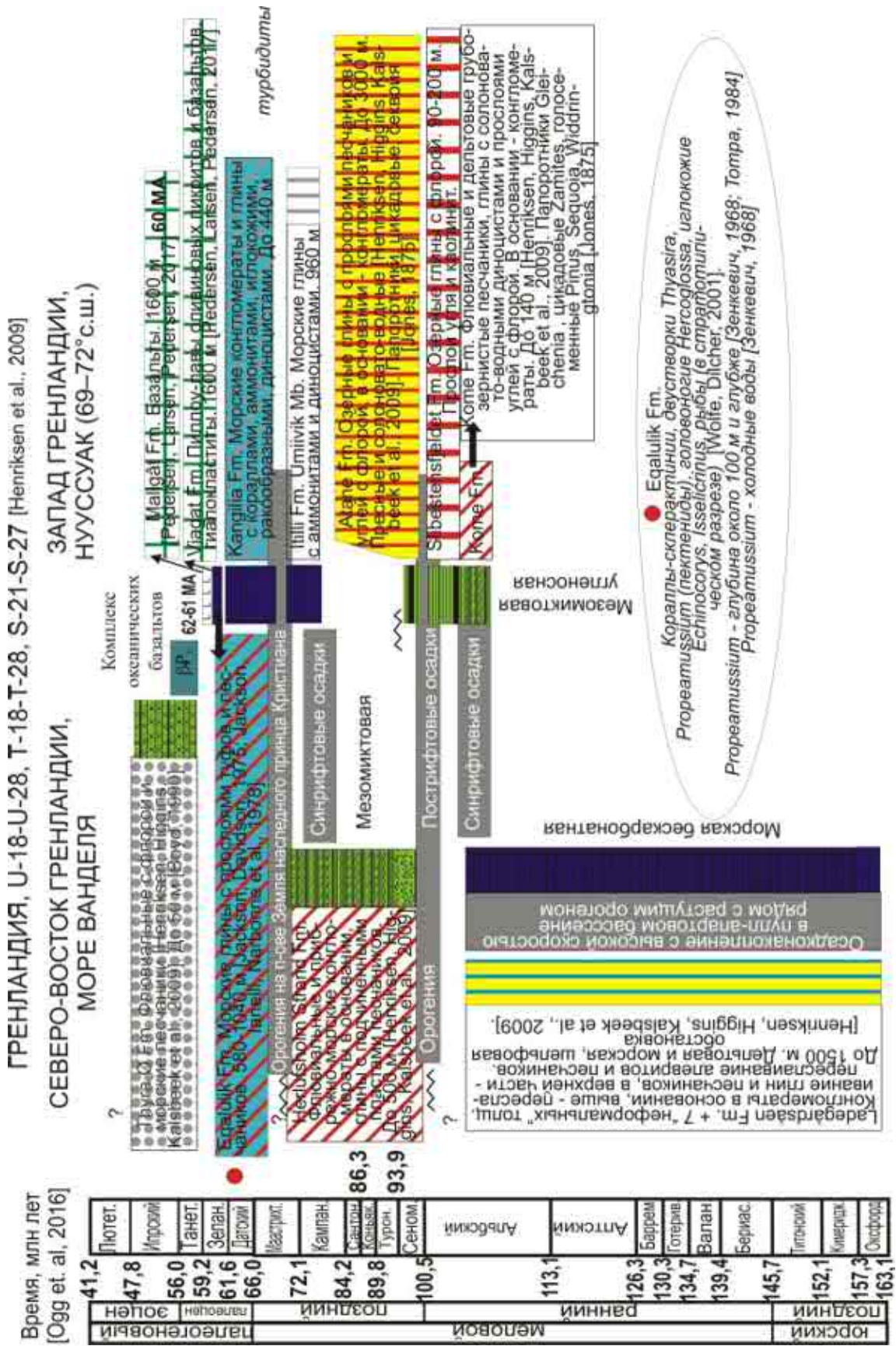


Рис. 6-51. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасовых отложений бассейнов акватории моря Ванделя и острова Гренландии ..

Затем после перерыва идут нижнезеландские морские глины с прослоями туфов и песчаников Eqaullik Fm. мощностью 580–1040 м [Jackson, Davidson, 1975; Jackson et al., 1978], отнесенные к туфо-алеврито-глинистой флишевой (турбидитовой) формации по ТК.

Выше ложатся пиллоу-лавы оливиновых пикритов и базальтов, гиалокластиты Viagat Fm. мощностью 1600 м, на которых в свою очередь лежат базальты Maligât Fm мощностью 1600 м [Pedersen, Larsen, Pedersen, 2017]. Эти стратоны отвечают базальтовой формации по ТК. Перечисленные выше стратоны отвечают морской бескарбонатной формации по [Синицын, 1980].

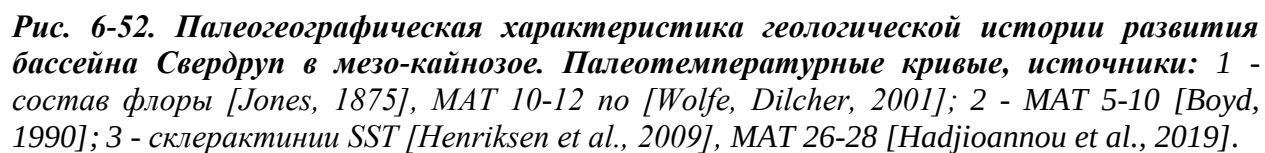
Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для района Гренландии и моря Ванделя, автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-52).

В раннем-среднем триасе палеоглубины оцениваются автором в 200 м (накапливаются образования морской бескарбонатной формации), далее территория приподнята до оксфорда (?) и здесь существует область денудации. Затем с оксфорда (?) по середину мела вновь палеоглубины достигают 200 м (вновь формируются образования морской бескарбонатной формации). С середины альба по середину кампана протекает континентальная седиментация с формированием осадков мезомиктовой или мезомиктовой угленосной формации. Далее палеоглубины оцениваются в 400-500 м в конце мела-дате (время формирования толщ турбидитов, туфотурбидитов и контуритов) и до 700 м (время формирования образований базальтовой формации) в середине палеоцена. В середине маастрихта, середине зеландия и середине танета территория приподнята и представляет собой область денудации. В середине ипра палеоглубины могут составлять первые метры-первые десятки метров во время аккумуляции песчаниковой формации. С позднего ипра территория приподнята и представляет собой область денудации.

В раннем зеландии палеоглубины оцениваются около 100 м и глубже [Зенкевич, 1968] по находкам пектенид *Propeamussium* sp. [Tompa, Verdonk, Van der Biggelaar, 1984].

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-52). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на ранне-среднетриасовое, оксфорд-среднемеловое, позднемеловое-раннеэоценовое время (кораллы-склерактинии, двустворки *Thyasira* sp., *Propeamussium* sp. (пектениды), головоногие *Hercoglossa* sp., иглокожие *Echinocorys* sp., *Isselocrinus* sp. в раннем зеландии [Tompa, Verdonk, Van der Biggelaar, 1984]).

Палеоклиматические условия. Для данного района имеются единичные оценки величин палеотемператур (рис. 6-52), включающие одну оценку температуры поверхностных



вод (SST) и четыре оценки среднегодовой палеотемпературы (MAT), не позволяющие построить палеотемпературную кривую для мезо-кайнозоя.

В середине альба и в сеномане по составу флоры [Jones, 1875] значения MAT составляют 10–12°C по [Wolfe, Dilcher, 2001], а в начале эоцена величины MAT составляют 5–10°C [Boyd, 1990]. Из палеоцена известны кораллы-склерактинии, по которым значения SST не менее 20°C [Henriksen et al., 2009], а также имеется оценка величины MAT в 26–28°C [Hadjioannou, Jimenez, Rottier et al., 2019].

6.2. Литолого-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика разрезов осадочных бассейнов мезо-кайнозоя низких широт

В ходе диссертационного исследования были изучены разрезы (или их описание), приведена их литолого-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика для осадочных бассейнов низких широт Северного полушария в мезо-кайнозое. Все графические иллюстрации этого параграфа составлены автором. В основном рассмотрены разрезы Средиземноморского альпийского пояса (Тетис, Перитетис и Паратетис).

6.2.1 Лиссабонская (Лузитанская) впадина и Западный внутренний бассейн

Рассмотрим имеющиеся данные о геологической истории и палеогеографии мезо-кайнозоя Лиссабонской (Лузитанской) впадины (отвечают номенклатуре листов – J-29, I-29). В качестве источников стратиграфической основы была взята работы [Reis, Pimentel, Garcia, 2010; Fernandez, Oliveira, 2015], с использованием которых эта основа была составлена автором. Отложения с апта по турон и с миоцена по квартал были рекогносцировочно изучены автором в 2018 году в окрестностях Лиссабона в Португалии.

Разрез триаса начинают карнийские образования формации пестрого песчаника (песчаники, конгломераты), отнесенные к грубообломочной формации по ТК (рис. 6-53).

Выше идут ниже и средненорийский соли и аргиллиты, выше переходящие в формацию кейпер (пестрый мергель) – пестроцветные континентальные и лагунные отложения, объединяющие глины, мергели и гипсы второй половины нория и рэта. Последние два стратона отнесены к гипсово-ангидритовой сульфатной терригенно-карбонатной формации по ТК.

Отложения триаса, накапливавшиеся в условиях растяжения земной коры (подтверждается поздне триасовыми базальтами), отвечают олигомиктовой формации по [Синицын, 1980].

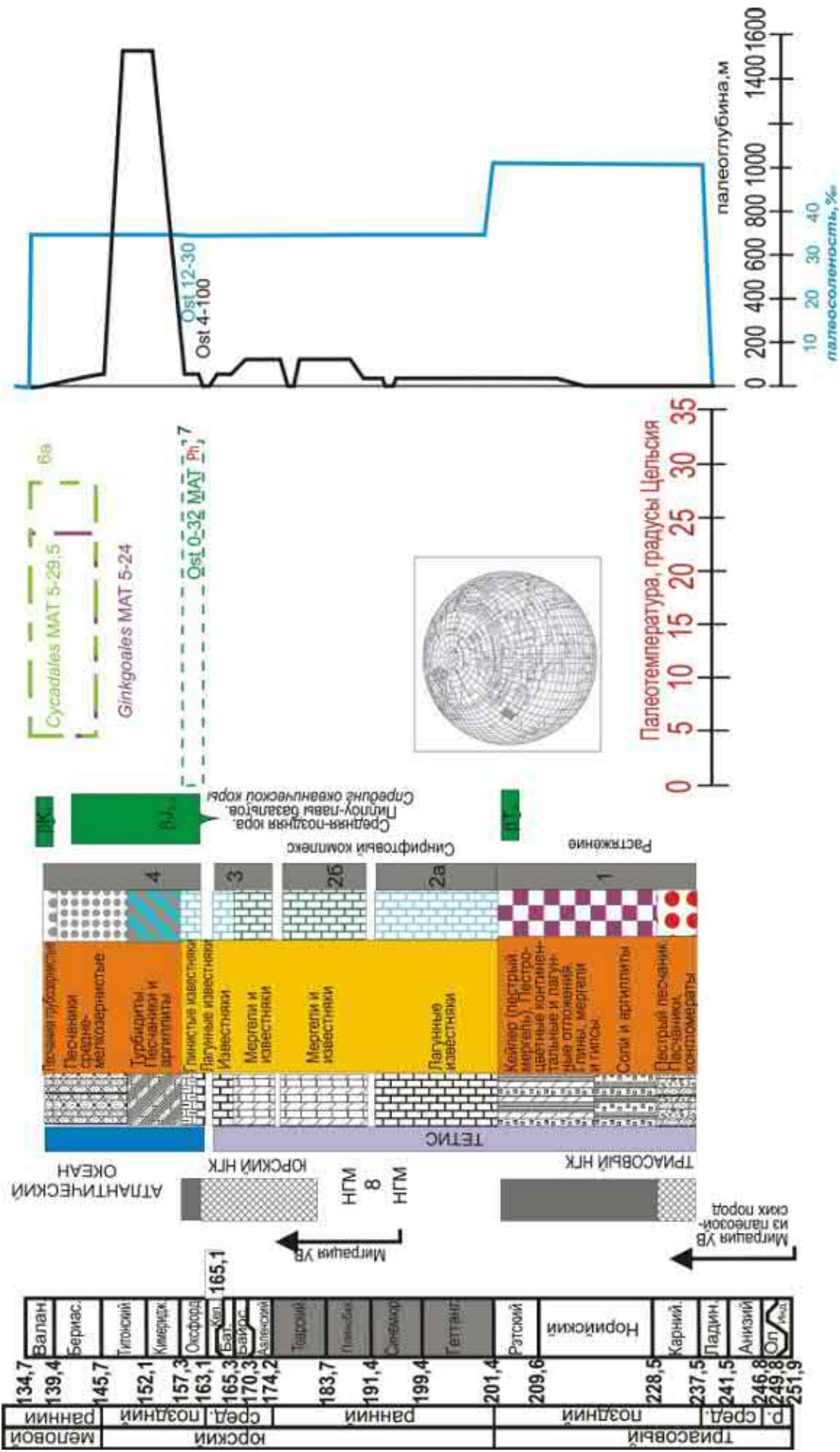


Рис. 6-53. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-нижнемеловых отложений Аквитанской впадины. Палеотемпературные кривые, источники: ба – MAT по [Khrgoo et al., 2011 и др.], 2011], 7 – фауна по [Carvalho, Cunha, Figueiredo, 2021]

Затем выше следуют геттанг-синемюрские лагунные известняки, отвечающие известняковой формации по ТК. После стратиграфического перерыва за ними идут плинсбахтоарские мергели и известняки, соответствующие мергельной формации по ТК. Заем разрез повторяется – после перерыва вновь присутствуют известняки и мергели аалена-байоса. Выше следуют батские известняки, отвечающие одноименной формации по ТК. На келловой приходится перерыв и теперь область впадины в большей степени зависит от трансгрессий из Атлантического океана, а не из океана Тетис.

Оксфордские образования представлены в нижней части лагунными известняками, а в верхней – глинистыми известняками, отнесенными к одноименной формации по ТК. Образования лейаса-оксфорда отвечают высококарбонатной и экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980]. Затем следуют турбидиты кимериджа и первой половины титона, представленные песчаниками и аргиллитами, отвечающие терригенной (песчанико-алевритовой) флишевой (турбидитовой) по ТК. Затем следуют песчаники средне- и мелкозернистые второй половины титона и берриаса, переходящие кверху в грубозернистые песчаники нижнего валанжина. Последние два стратона отнесены к одноименной формации по ТК. Далее следует перерыв. В средней-поздней юре и раннем мелу происходит активный спрединг океанической коры, следами которого являются пиллоу-лавы, микрогаббро и туфы основного состава Лиссабонского интрузивного комплекса.

Разрез продолжают верхневаланжинские аргиллиты и алевриты, отвечающие песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК. Стратоны с кимериджа по валанжин соответствуют олигомиктовой формации по [Синицын, 1980]. Отложения юры и нижнего мела образуют синрифтовый комплекс.

Затем идут готерив-барремские и аптские известняки (рис. 6-54), разделенные предаптским перерывом, отнесенные к известняковой формации по ТК и к высококарбонатной и экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980].

После перерыва разрез наращивают конгломераты и песчаники грубозернистые нижнего альба грубообломочной формации по ТК, переходящие в песчаники средне-мелкозернистые среднего альба песчаниковой формации по ТК. Затем следуют известняки, песчаники, мергели и доломиты верхнего альба – нижнего турона глинисто-карбонатной формации по ТК. Далее следует перерыв, синхронный с эпизодом формирования базальтовых пиллоу-лав в позднем туроне.

Разрез мела завершают коньяк-нижнемаастрихтские (с перерывом в позднем кампане) аргиллиты и алевриты, отвечающие песчано-алевролитовой терригенной формации по ТК. В позднем кампане и позднем маатрихте формируются базальтовые пиллоу-лавы. Отложения

верхов нижнего мела и среднего мела накапливались в условиях пассивной окраины, а верхнего мела – в условиях инверсии.

Стратоны с альба по маастрихт соответствуют олигомиктовой формации по [Синицын, 1980]. Далее следует длительный стратиграфический перерыв.

Миоценовые алевроиты, песчаники, конгломераты, мергели и известняки перекрываются нижнеплиоценовыми алевроитами, песчаниками, конгломератами с прослоями травертинов. Два этих стратона разделены перерывом.

Выше следуют конгломераты, песчаники, гравий, пески, мергели, калькарениды, известковые травертины и туфы верхнего плиоцена-квартера. Миоцен-четвертичные отложения отвечают грубообломочной формации по ТК.

Нефтегазоносность. Триасовый НГК включает в себя коллекторы – карнийские песчаники, перекрытые покрывкой – солями и глинистыми образованиями нория – рэта. Миграция УВ в данный НГК происходит из палеозойских пород. Второй НГК – юрский, образованный тоар-келловейскими коллекторами – известняками, перекрытыми глинистыми известняками и мергелями оксфорда (рис. 6-53).

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для района Лиссабонской впадины, автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-53, 6-54). В раннем и среднем триасе территория была приподнята и представляла собой область денудации, затем карние и раннем нории осадконакопление протекало в континентальной, а потом в крайнемелководной (с палеоглубинами около 50 м) обстановке с формированием сначала осадков гипсово-ангидритовой сульфатной терригенно-карбонатной, а потом – известняковой формации. В плинсбахе-тоаре палеоглубины достигают 100 м, формируются осадки мергельной формации. В бате, оксфорде палеоглубины вновь достигают 50 м (устрицы *Ostrea* sp. в оксфордских отложениях [Carvalho, Cunha, Figueiredo, 2021]). В кимеридж-титоне палеоглубины могли достигать 1,5 км в момент формирования турбидитов. В раннем и среднем мелу палеоглубины не превышают 50 м. В позднем мелу и в неоген-четвертичное время происходило континентальное осадконакопление, а в палеогеновое время – территория была приподнята и представляла собой область денудации.

В раннем и среднем триасе территория была приподнята и представляла собой область денудации, затем карние и раннем нории осадконакопление протекало в континентальной, а потом в крайнемелководной (с палеоглубинами около 50 м) обстановке с формированием сначала осадков гипсово-ангидритовой сульфатной терригенно-карбонатной, а потом – известняковой формации. В плинсбахе-тоаре палеоглубины достигают 100 м, формируются осадки мергельной формации. В бате, оксфорде палеоглубины вновь достигают 50 м (устрицы *Ostrea* sp. в оксфордских отложениях [Carvalho, Cunha, Figueiredo, 2021]). В кимеридж-титоне

палеоглубины могли достигать 1,5 км в момент формирования турбидитов. В раннем и среднем мелу палеоглубины не превышают 50 м. В позднем мелу и в неоген-четвертичное время происходило континентальное осадконакопление, а в палеогеновое время – территория была приподнята и представляла собой область денудации.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-53, 6-54). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на юрское и меловое время. В частности, находки устриц *Ostrea* sp. в оксфордских отложениях [Carvalho, Cunha, Figueiredo, 2021] говорят о диапазоне соленость 12–30 промилле. В триасовое время соленость была выше нормальной, достигая 50 примилле в момент формирования осадков гипсово-ангидритовой сульфатной терригенно-карбонатной формации.

Палеоклиматические условия. Для данного района имеются немногочисленные оценки величин палеотемператур или данные, позволяющие оценить палеотемпературы (рис. 6-53, 6-54).

В частности для оксфорда находки устриц *Ostrea* sp. [Carvalho, Cunha, Figueiredo, 2021] говорят о диапазоне палеотемператур 0–32°C.

Находки [Diéguez, Peyrot, Barrón, 2010] в берриасе и валанжине, апте и сеномане цикадовых с диапазоном величин MAT 5–29,5°C по [Khuroo, Weber, Malik et al., 2011 и др.] и гинкговых с диапазоном значений MAT 5–24,0°C по [Guo et al., 2021], позволяет сделать вывод, что в их совместное сосуществование возможно при значениях MAT не выше 24,0°C. В отложениях альба встречен каолинит [Horikx et al., 2017]. Для апт-альбского рубежа имеется оценка средней температуры (AT) по флоре [Mendes et. al., 2017] в 20,0°C. Находки глейхениевых [Heimhofer et al., 2012] в альбе характеризуют диапазон MAT в 8–22°C. По данным изотопной палеотермометрии по устрицам [Coimbra et al. 2016] величины палеотемпературы поверхностной воды (SWT) на сеноман-туронском рубеже составляли 25,0°C

Для отложений готерива-альба индекс выветривания (CIA) и значения палеотемператур были рассчитаны С.И. Меренковой (МГУ) по ранее опубликованным геохимическим данным [Dinis, Dinis, Mendes, 2016]. Результаты расчета хорошо коррелируют с имеющимися оценками MAT по флоре и SWT по морским беспозвоночным. В готериве-барреме значения MAT (по индексу выветривания) составляли около 20°C, к концу баррема величина MAT достигает 25°C, на рубеже баррема и апта – около 22°C, затем трижды (в раннем, среднем и начале позднего апта) происходит похолодание до 17°C, которые чередуются с фазами потепления до 22°C, а в конце апта – почти до 29°C. Далее значения температуры падают до 17–20°C в середине альба, после чего начинается потепление до 22–23°C.

Для западной части Лавразии (Западный внутренний бассейн) были собраны имеющиеся данные по климату (рис. 6-55), включавшие оценки среднегодовой температуры (MAT) по составу флоры [Peppe, 2010; Andrzejewski, Tabor, 2020], по результатам CLAMP-анализа [Axelrod, Bailey, 1969; Davies-Vollum, 1997], по педотипам почв [Quinney et al., 2013] и по температуре кристаллизации филлосиликатов [Andrzejewski, Tabor, 2020]. Имеются оценки значений температуры поверхностных вод (SWT) по данным изотопной палеотермометрии по раковинам морских беспозвоночных [Petersen et al., 2016].

Для оксфорда-альба характерен *Phlebopteris* sp. со значениями MAT 20-25°C, для оксфорда-апта – *Ginkgo* sp. со значениями MAT 5–24°C, а для апта-альба – ассоциация, включающая *Sagenopteris* sp. и *Coniopteris* sp. с величинами MAT > 20°C. Вышеперечисленная флора взята из работы [MacLeod, Hills, 1991]. Для апт-альбского интервала имеется палеотемпературная кривая, построенная по кристаллизации филлосиликатов, хорошо коррелирующая с перечисленными выше значениями MAT и слабо коррелирующая с ними кривая MAT по составу флоры [Andrzejewski, Tabor, 2020].

Для кампана – маастрихта имеются оценки величины SWT от 5 до 20°C. Внутри этого диапазона, в интервале MAT 10–15°C находятся значения MAT по составу флоры [Peppe, 2010], совпадающие с величинами MAT по педотипам почв [Quinney et al., 2013] и с значениями SWT по данным изотопной палеотермометрии [Petersen et al., 2016]. Хорошо с ними коррелируют величины палеотемпературы (MAT CLAMP) [Davies-Vollum, 1997]. Для кайнозойского этапа имеется кривая вариации палеотемператур (MAT CLAMP) [Axelrod, Bailey, 1969].

6.2.2 Кантабрийские горы

Проанализируем имеющиеся данные о геологической истории и палеогеографии мезо-кайнозоя Кантабрийских гор (отвечают номенклатуре листов – K-30-XX/K-30-XXI Bermeo/Bilbao). В качестве источника стратиграфической основы была взята геологическая карта K-30-XX/K-30-XXI [Olive Davo, Mirino, Gabaldon, 1985], в качестве основы для тектонической истории – следующая работа [Miro et al., 2020]. Отложения нижнего и среднего триаса, рэта-геттанга были реконструированы изучены автором году в окрестностях Гастелугаче, апта и первой половины альба – у Логроно (Памплона), кампана-лутета в окрестностях Сумайи и Гастелугаче в пределах зоны *Соброн*, разрезы олигоцена и миоцена – в районе городов Сараутц и Сан-Себастьян в Испании в 2019 г. в пределах *северо-восточной зоны*.

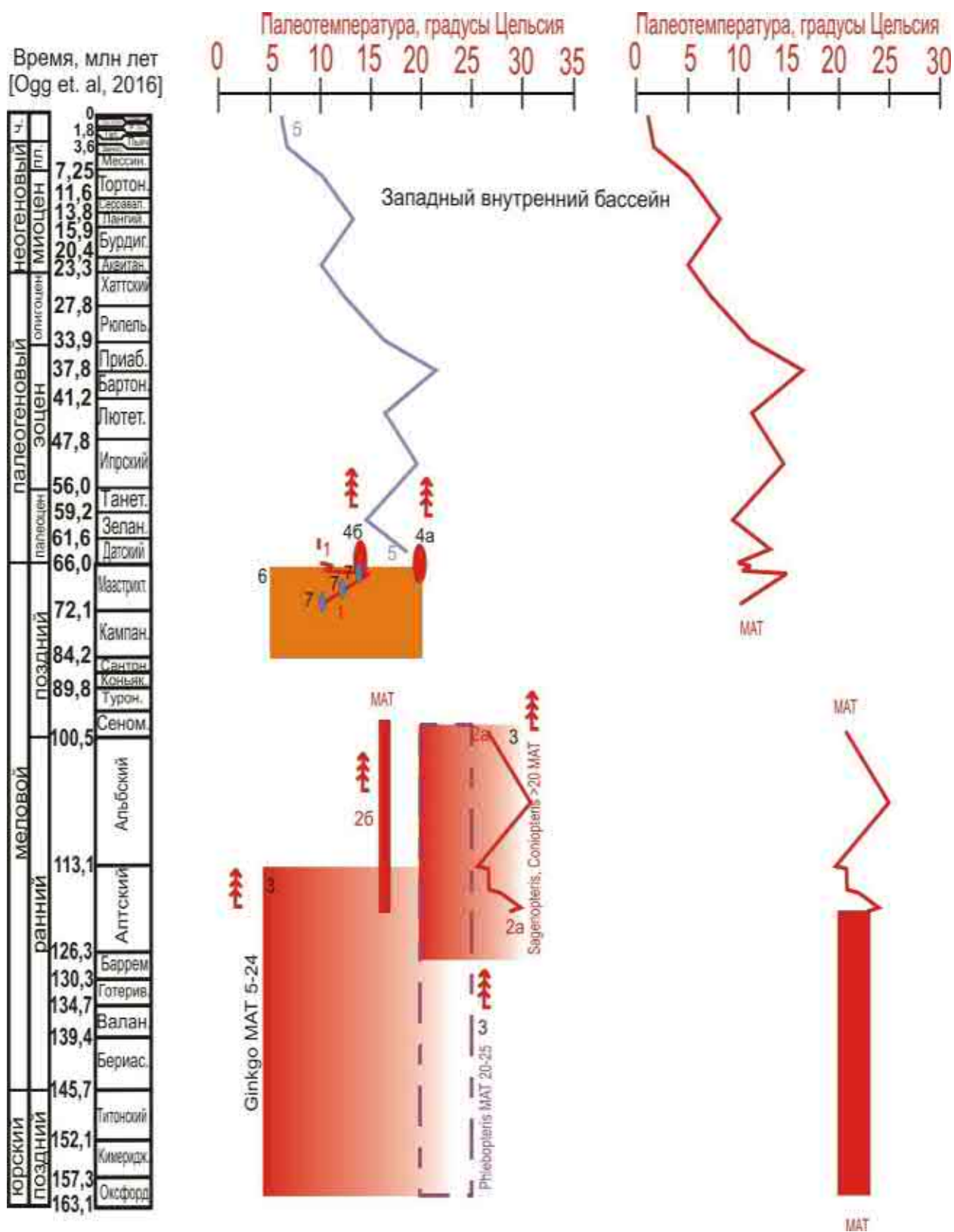


Рис. 6-55. Палеотемпературная характеристика Западного внутреннего бассейна для позднелюрско-современного времени. Источники: 1 – MAT по составу флоры [Perre, 2010]; 2a – температура кристаллизации филлосиликатов, 2б – MAT по составу флоры [Andrzejewski, Tabor, 2020]; 3 – MAT [MacLeod, Hills, 1991]; 4 – MAT CLAMP: а – 45° с.ш., б – 55° с.ш. [Davies-Vollum, 1997]; 5 – MAT CLAMP [Axelrod, Bailey, 1969]; 6 – SWT изотопная палеотермометрия [Petersen et al., 2016]; 7 – MAT по педотипам почв [Quinney et al., 2013].

Разрез триаса *зоны Соброн* (рис. 6-56) начинают синрифтовые инд-анизийские образования формации пестрого песчаника (песчаники, конгломераты), отнесенные к грубообломочной формации по ТК и олигомиктовой формации по [Синицын, 1980]. Они выше сменяются пострифтовой (стадия 1) анизий-ладинской формацией раковинного известняка, объединяющего доломиты и известняки, отнесенные к одноименной формации по ТК и высоко- и экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980]. Эти два стратона рекогносцировочно изучены автором в районе Гастелугаче. Выше идет ладин-норийская формация кейпер (пестрый мергель) – пестроцветные континентальные и лагунные отложения, объединяющие глины, мергели и гипсы, соответствующие гипсово-ангидритовой сульфатной терригенно-карбонатной формации по ТК. Выше разрез наращивают доломиты рэта-геттанга, рекогносцировочно изученные автором в районе Гастелугаче и отнесенные к доломитовой формации по ТК. Эти два стратона отвечают олигомиктовой формации по [Синицын, 1980].

Разрез выше наращивают мергели и глинистые известняки синемюра-аалена (мергельная формация по ТК), переходящие выше в известняки одноименной формации по ТК байоса-оксфорда. Оба стратона отнесены к высоко- и экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980]. Образования с ладина по оксфорд включительно формировались в условиях термального погружения. Стратоны с карния по оксфорд образуют осадки пострифтового комплекса (стадия 2).

Далее после перерыва выше идут рифовые известняки кимериджа (известняковая рифовая формация по ТК), переходящие в толщу глин и известняков титона-валанжина. За ними следуют глины, песчанистые мергели, песчанистые известняки валанжина-баррема. Последние два стратона соответствуют глинисто-карбонатной формации по ТК и образуют осадки второго синрифтового комплекса.

Выше следуют (рис. 6-57) рифовые известняки и калькаренины апта-среднего альба (осадки третьего синрифтового комплекса), рекогносцировочно изученные автором у Логроно рядом с Памплоной (известняковая рифовая формация по ТК). Затем идут глины, мергели и песчаники среднего альба-среднего сеномана (песчано-алевролитовая терригенная формация по ТК).

Разрез *северо-восточной зоны* начинает флишевое переслаивание осадков третьего пострифтового комплекса – аргиллитов и известняков среднего сеномана – среднего сантона (карбонатно-терригенная флишевая формация по ТК).

Их сменяет флишевое переслаивание аргиллитов и известняков, песчаников и аргиллитов среднего сантона – нижнего маастрихта (карбонатно-терригенная флишевая формация по ТК). Затем следуют красноцветные глинистые известняки карбонатной мергелисто-известняковой флишевой формации по ТК верхнего маастрихта-дата. Образования

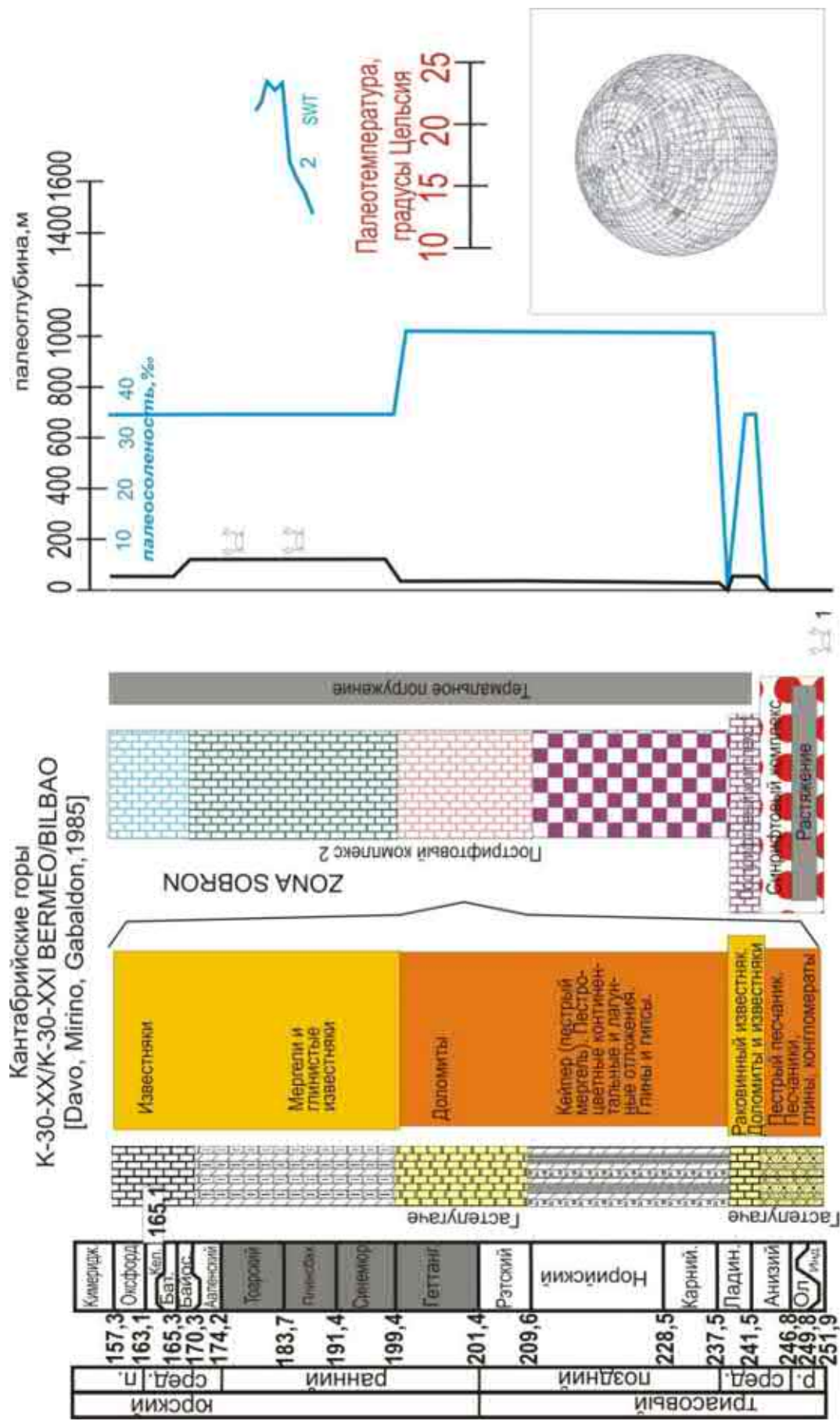


Рис. 6-56. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-юрских отложений Кантабрийских гор. Ссылки на источники: 1 – ракообразные по [López-Horgue, Vodego, 2017]; 2 - SWT, изотопная палеотермометрия по [Gómez, Goy, 2011].

с кимериджа по дат включительно отнесены автором к олигомиктовой формации по [Синицын, 1980]. Разрез надстраивает флишевое переслаивание известняков, аргиллитов и песчаников зеландия – нижнего лютета (карбонатно-терригенная флишевая формация по ТК), а еще выше – флишевое переслаивание песчаников и аргиллитов верхнего лютета (терригенная (песчанико-алевритовая) флишевая (турбидитовая) формация по ТК). Стратоны с кампана по лютет изучены автором в двух разрезах – Сумайя и Гастелугаче. Стратоны с сантона по лютет слагают первый синкомпрессионный комплекс.

На бартон и приабон приходится перерыв, связанный с тектоническими движениями. Выше него залегают осадки второго синкомпрессионного комплекса морской терригенной молассы по ТК. Их разрез начинают конгломераты и мергели нижнего рюпеля, переходящие кверху в конгломераты рюпеля–аквитана, затем – в конгломераты и песчаники бурдигала – тортона, а выше – в плиоценовые конгломераты. Стратоны палеогена и неогена отнесены к мезомиктовой формации по [Синицын, 1980], разрезы отложений с рюпеля по тортон были рекогносцировочно исследованы автором в районе городов Сараутц и Сан-Себастьян.

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для района Кантабрийских гор автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-56, 6-57).

В раннем триасе – анизии шло континентальное осадконакопление (формация пестрого песчаника), сменившееся в конце анизия – ладине мелководно-морской седиментацией с палеоглубинами около 50 м (формация раковинного известняка). В позднем триасе-геттанге имела место лагунная седиментация с палеоглубинами не более 25 м (формация Кейпер и доломитовая формация). В синемюр-тоарское время палеоглубины оставляли до 100 м по ракообразным [López-Horgue, Bodego, 2017] и накапливаются осадки мергелистой формации. Затем глубины уменьшаются до 50 м во время накопления осадков известняковой формации и формации рифовых известняков в средней-поздней юре. Во время аккумуляции образований глинисто-карбонатной формации глубины составляют до 200 м, а в конце баррема-апте – не превышает 100 м по ракообразным [López-Horgue, Bodego, 2017] и комплексу фауны морских беспозвоночных, включающего морских ежей, двустворок (в том числе рудистов и устриц), гастропод, головоногих моллюсков, кораллов, рыб [Raisossadat, 2011]. С позднего апта палеоглубина начинает расти, достигая к концу альба значений в 400 м, накапливаются осадки песчано-алевролиевой терригенной формации. Палеоценоз представлен только ракообразными, двустворками и гастроподами [Agirrezabala et al., 2013].

В позднемеловое-эоценовое время формируются осадки разных видов флишевой формации. В сеномане-раннем туроне палеоглубины флишевого бассейна достигают 1,5 км. Палеоценоз представлен только ракообразными, двустворками (иноцерамидами) и

головоногими моллюсками [Elorza et al., 2002; Kennedy, Bilottet, 2014]. В позднем туроне-коньяке палеоглубины уменьшаются до 400 м, обитают иглокожие и головоногие моллюски [Wiese, Voigt, 2002]. В сантоне и раннем маастрихте палеоглубины не превышают 100 м, обитают ракообразные, иноцерамы и головоногие моллюски [Ward, Wiedmann, Mount, 1986; Santamaria, Ricardo, 1993], а в кампане – 700 м (макрофауна не установлена). В маастрихте начинается новая фаза углубления бассейна с максимумом значений палеоглубин в середине палеоцена – до 700 м. Далее бассейн постепенно мелет вплоть до полного осушения и подъема территории к началу бартоня. В ипре-лутете обитают кораллы, нуммулиты, гастроподы, иглокожие, двусторки (включая устриц – *Ostrea* sp.) [Martín-Martín et al., 2021]. Диапазон обитания *Ostrea* sp. составляет 4 – 100 м, что подтверждает крайне мелководные условия середины эоцена.

В бартоне и приабоне территория приподнята и представляет собой облатсь денудации. Затем начинается формирование осадков морской молассы в бассейне с палеоглубинами в начале рюпеля до 300 м, затем в позднем рюпеле-аквитане до 50 м (обитают кораллы [Perrin, Bosellini, 2012]), в бурдигале-раннем тортоне – до 200 м с постепенным мелением бассейна к концу плиоцена.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-56, 6-57). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на синемюр-лутетское время. В частности, находки устриц *Ostrea* sp. в лутетских отложениях [Martín-Martín et al., 2021] говорят о диапазоне солености 12–30 промилле. В триасовое время соленость была выше нормальной, достигая 40 промилле в анизий-ладинское время в момент накопления формации раковинного известняка, включающего помимо известняка еще и доломиты и – 50 промилле в позднетриасовое-геттангское время в момент формирования осадков гипсово-ангидритовой сульфатной терригенно-карбонатной формации.

Палеоклиматические условия. Для данного района имеются немногочисленные оценки величин палеотемператур или данные, позволяющие оценить палеотемпературы (рис. 6-56, 6-57). Однако эта информация не позволяет построить палеотемпературную кривую или ее фрагменты.

Для плинсбаха-тоара имеются значения температуры воды (SWT) методом изотопной палеотермометрии [Gómez, Goy, 2011], характеризующие тренд к потеплению от 13°C до 23–24°C в раннем тоаре, после чего просиходи понижение значений температур до 22°C к середине тоара. Находки кораллов в кимеридже, апте и нижнем альбе, эоцене и олигоцене говорят о величине SWT или MAT выше 20°C (обычно в диапазоне 20–25°C). Находки ископаемой флоры также позволяют уточнить среднегодовую температуру (MAT): *Pterophyllum* sp. в

берриасе [Diéguez, Hernández, Pujalte, 2009] – диапазон 20–25°C; *Phlebopteris* sp. в среднем апте и *Phlebopterisporites* sp. в апте-альбе [Diéguez, Hernández, Pujalte, 2009] – диапазон 20–25°C (что коррелирует с находками кораллов в апте-нижнем альбе). Находки *Ostrea* sp. в лютетских и бартонских отложениях [Martín-Martín et al., 2021] свидетельствует о диапазоне значений температур (SWT, MAT) от нуля до 32°C, а нуммулитов – о диапазоне 21–28°C. Совместно нуммулиты, остреиды и кораллы могли существовать при температуре не ниже 21°C и, скорее всего, не выше 25°C. В плиоцене величины MAT составляли 11,8–15,8 °C по данным СА-анализа [Olivares et al., 2004.]

Осадки триаса–данья принадлежат к формациям тропического и почти тропического климата [Синицын, 1980]: высококарбонатной и экстракарбонатной, мезомиктовой и олигомиктовой (пестроцветной). Осадки моложе данья – к формации ослабленного тропического и субтропического климата, в частности мезомиктовой.

6.2.3 Балеарские острова

Проанализируем имеющиеся данные о геологической истории и палеогеографии мезо-кайнозоя Балеарских островов (отвечают номенклатуре листов – J-31-III/IV Palma de Mallorca-Cabrera). В качестве источника стратиграфической основы была взята геологическая карта J-31-III/IV [Мара Geológico, 1971]. Отложения кейпера (карний-норий) были рекогносцировочно изучены автором в районе города Пальма-де-Майорка, а нижнего миоцена – у города Кала-д’Ор в 2017 году в Испании.

Разрез мезо-кайнозоя начинают (рис. 6-58) индо-азиатские красноцветные песчаники с флорой, выше – мергели с рыбами формации пестрый песчаник, отнесенные к грубообломочной формации по ТК и олигомиктовой формации по [Синицын, 1980]. Затем следуют доломиты и доломитизированные известняки с головоногими моллюсками формации раковинного известняка отнесенные к известняково-доломитовой формации по ТК и высоко- и экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980]. Разрез триаса завершают образования формации кейпер (пестрый мергель) – пестроцветные континентальные и лагунные отложения, объединяющие глины, мергели и гипсы, соответствующие гипсово-ангидритовой сульфатной терригенно-карбонатной формации по ТК и олигомиктовой формации по [Синицын, 1980]. Выше следуют рэт-геттангские известняки и мергели карбонатной платформы мергельной формации по ТК с двустворками [Sevillano et. al, 2021], переходящие в оолитовые известняки одноименной формации по ТК синемюра. Последние два стратона отнесены к олигомиктовой формации по [Синицын, 1980]. Разрез наращивают мергели и глинистые известняки мергельной формации по ТК с брахиоподами, двустворками и морскими лилиями плинсбаха [Sevillano et. al, 2021], переходящие в известняки, глинистые известняки и мергели, брекчии глинисто-

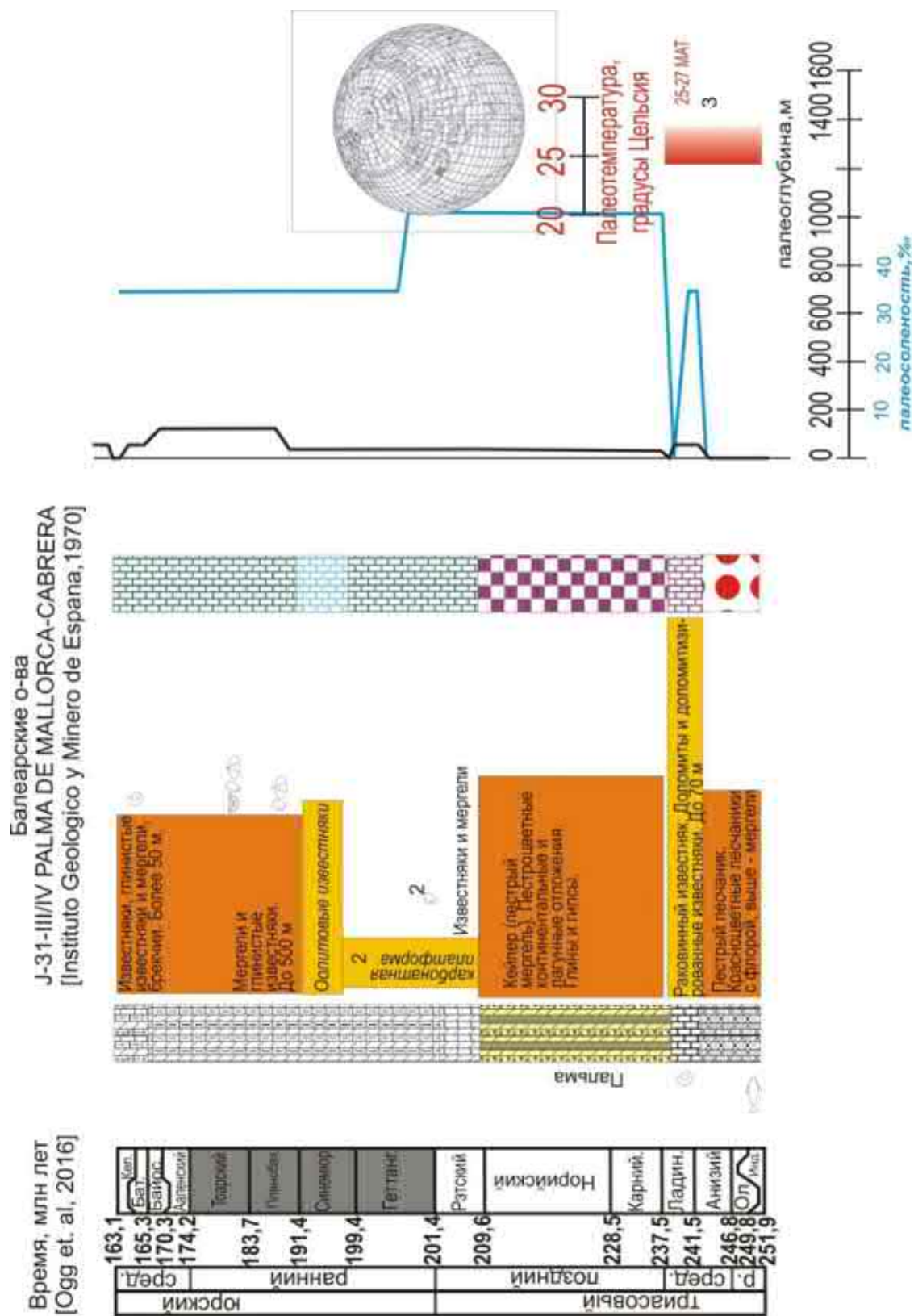


Рис. 6-58. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-юрских отложений Балеарских островов. Ссылки на источники: 2 – фауна по; 3 – семиаридный климат по [Matamales-Andreu, Reñalver, Mijal et al., 2021], MAT по [Virmani, Sivakumar, Reddy, 1980].

карбонатной формации тоара-келловей с головоногими моллюсками. На рубеже келловей и оксфорда – стратиграфический перерыв.

Затем следуют глины и известняки оксфорда-кимериджа глинисто-карбонатной формации по ТК (рис. 6-59). За ними – глины известковистые и сланцеватые формации майолика титона-альба, отвечающие формации глинистых сланцев по ТК. Стратон содержит находки головоногих моллюсков. Выше идут глины мергели и известняки мергельной формации (по ТК) сеномана-кампана, переходящие в лагунные известняки маастрихта одноименной формации по ТК. Отложения с плинсбаха по маастрихт отвечают олигомиктовой формации по [Синицын, 1980]. На рубеже мела и палеогена происходят орогенические движения, формируется перерыв.

Отложения палеогена – это глины и лигниты, выше – известняки с кораллами, мергели с прослоями песчаников, прослой углей мезомиктовой угленосной формации [по Синицыну, 1980]. В нижней своей палеоцен-эоценовой части отвечают континентальной песчано-глинистой формации, а выше – известняковой формации по ТК.

Далее после перерыва следуют нижнемиоценовые глины, в кровле которых присутствует перерыв – свидетельство орогенических движений. После него разрез продолжают верхнемиоценовые конгломераты и известковистые песчаники с нуммулитами, морскими ежами, мшанками, двустворками, гастроподами, рыбами и кораллами [Ramos et al., 2001]. После толщи мессинских солей следуют верхнеплиоцен-четвертичные глины и конгломераты, местами с песчаниками. Данный комплекс осадков отнесен к мезомиктовой формации по [Синицын, 1980] и морской терригенной формации по ТК за исключением отложений мессиния, отвечающих галитовой формации по ТК.

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для района Болеарских островов автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-58–6-61).

В раннем триасе – анизии протекало континентальное осадконакопление (формация пестрого песчаника), сменившееся в ладине мелководно-морской седиментацией с палеоглубинами около 50 м (формация раковинного известняка). В позднем триасе-синемюре имела место лагунная седиментация с палеоглубинами не более 25 м (формация Кейпер и известняковая формация). В плинсбах-тоарское время палеоглубины оставляли до 100-150 м (криноидеи, двустворки и брахиоподы), а далее в средней юре бассейн начинает мелеть. После перерыва на рубеже келловей и оксфорда глубины бассейна резко возрастают до 2,5 км в титон-поздне меловое время в момент накопления формации глинистых сланцев. В маастрихте начинается регрессия с накоплением лагунных известняков и палеоглубинами в первые десятки

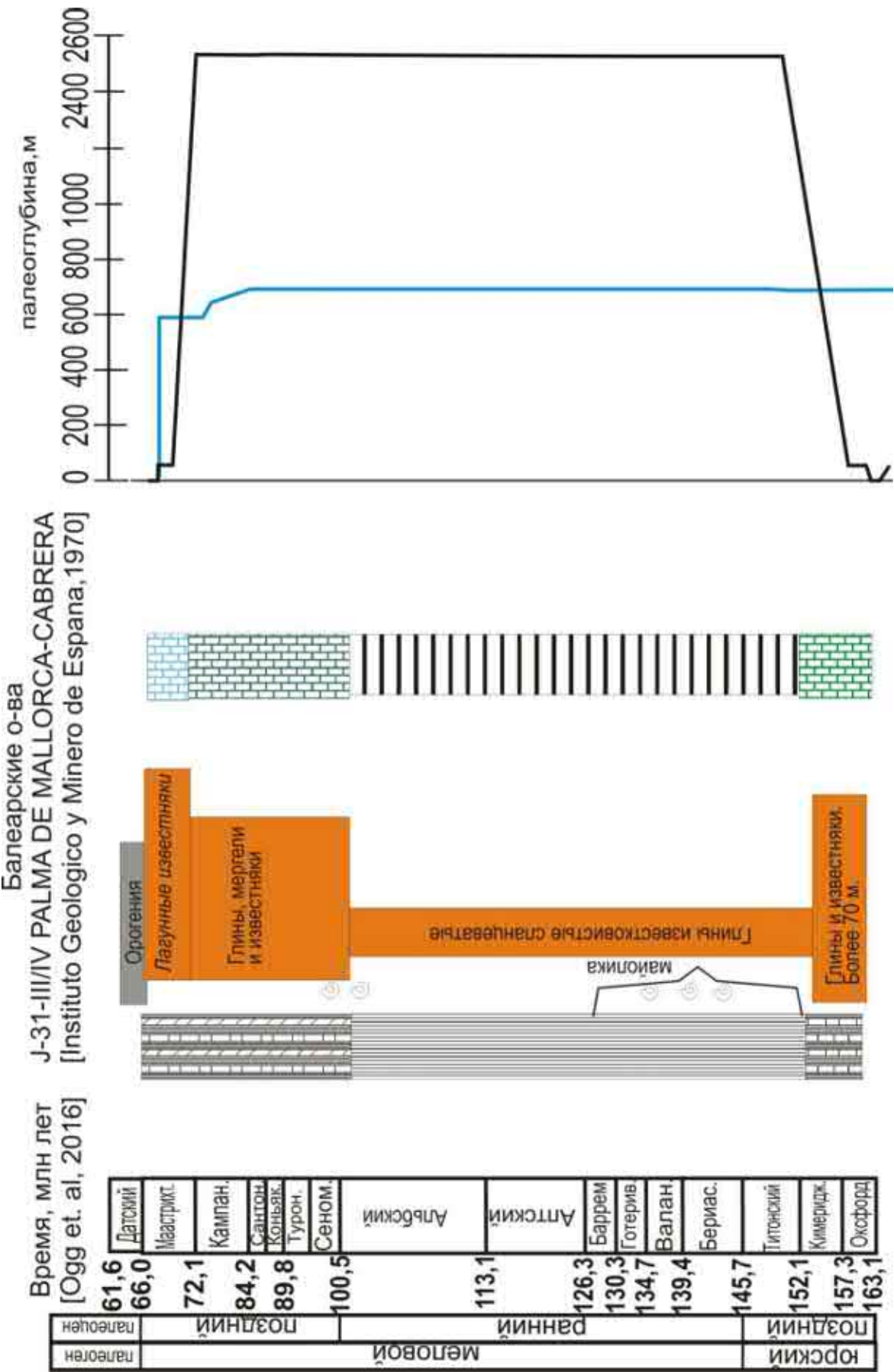


Рис. 6-59. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика юрско-меловых отложений Балеарских островов.

Балеарские о-ва
J-31-III/IV PALMA DE MALLORCA-CABRERA
[Instituto Geologico y Minero de Espana, 1970]

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]

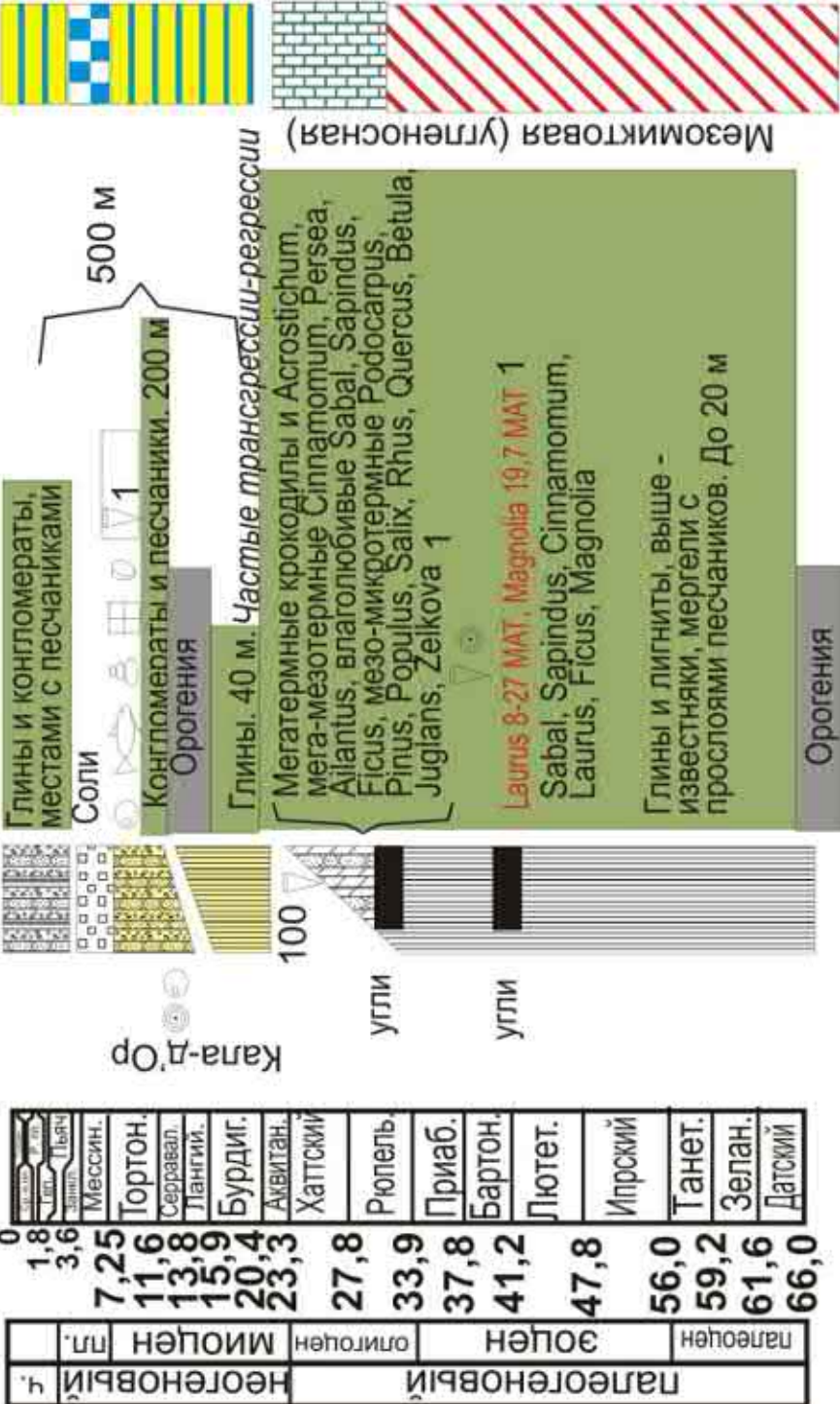


Рис. 6-60. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-юрских отложений Балеарских островов. Источник: 1 - фауна по [Ramos, Cabrera, Nagerman et al., 2001].

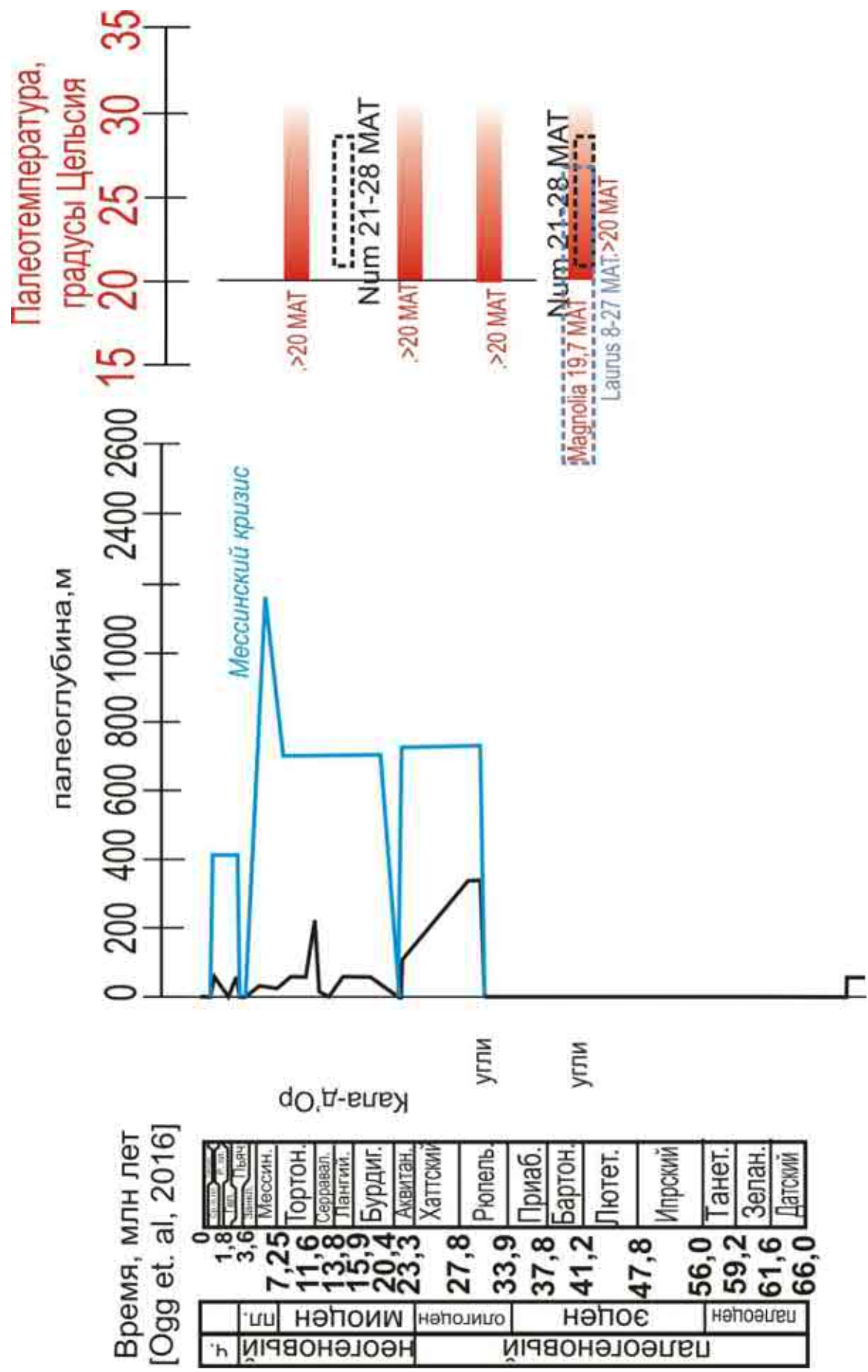


Рис. 6-61. Палеогеографическая характеристика палеогеновых отложений Балеарских островов.

метров. Далее после орогении и перерыва на мел-палеогеновом рубеже начинается континентальное осадконакопление образований мезомиктовой формации вплоть до олигоцена, когда глубины бассейна вновь достигают и слабо превышают 200 м, но потом уменьшаются к началу миоцена до первых десятков метров. В миоцен-плиоценовое время глубины часто меняются вследствие быстро сменяющих друг друга трансгрессий и регрессий. Лишь на рубеже миоцена и плиоцена палеоглубины достигают 200 м, в остальное время они составляют первые десятки метров или почти равны нулю, как например, во время мессинского кризиса.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-58, 6-59, 6-61). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на момент формирования раковинного известняка (находки головоногих моллюсков) в анизий-ладинское время и спозднего геттанга по маастрихт во время формирования осадков известняковой, мергельной, глинисто-карбонатной формаций с комплексом морских беспозвоночных – криноидей, головоногих моллюсков и брахиопод, а также в олигоцен-миоценовое время во время аккумуляции образований морской терригенной молассы, содержащей остатки кораллов, мшанок, иглокожих, нуммулитов.

Соленость была выше нормальной, достигая 50 промилле и более в позднетриасовое время в момент формирования осадков гипсово-ангидритовой сульфатной терригенно-карбонатной формации, а также в течение мессинского кризиса. Пониженные значения солености до 20 промилле характеризуют плиоценовое время.

Палеоклиматические условия. Для данного района имеются немногочисленные оценки величин палеотемператур или данные, позволяющие оценить палеотемпературы. Однако эта информация не позволяет построить палеотемпературную кривую или ее фрагменты.

Для раннего-среднего триаса имеются оценки МАТ в 25–27°C [Virmani, Sivakumar, Reddy, 1980], в это время господствовал семиаридный климат по [Matamales-Andreu, et al., 2021].

В бартоне и бурдигале-лангии по нуммулитам значения МАТ можно оценить в 21–28°C, что хорошо коррелирует с находками кораллов (МАТ более 20°C, но, как правило, менее 25°C) в бартоне, рюпеле, аквитане и тортоне. Для бартонского по находкам *Magnolia* sp. МАТ составляет 19,7°C, а *Laurus* sp. 8–27°C. Совместно сосуществовать указанные выше формы флоры и фауны могли в бартонское время в диапазоне значений МАТ 21–25°C. Для олигоцена характерны мегатермные крокодилы и *Acrostichum* sp., мега-мезотермные *Cinnamomum* sp., *Persea* sp., *Ailantus* sp., влаголюбивые *Sabal* sp., *Sapindus* sp., *Ficus* sp., мезо-микротермные *Podocarpus* sp., *Pinus* sp., *Populus* sp., *Salix* sp., *Rhus* sp., *Quercus* sp., *Betula* sp., *Juglans* sp., *Zelkova* sp. [Ramos et al., 2001].

6.2.4. Иберийский полуостров

Проанализируем геологическую историю и палеогеографию южной части Иберийского полуострова, рассмотрев области *Гвадалquivирского краевого прогиба*, *периокеанического прогиба Алгарве*, *Гибралтарского аллохтона* и *Андалузских гор* (отвечает номенклатуре листов – J-29–J-30). В качестве источника стратиграфической основы была взяты геологические карты Иберийского полуострова [Garcia-Hernandez, Lopez-Garrido, Rivas et al., 1980; Castro, García, Gómez et al., 2008].

Периокеанический прогиб Алгарве. Дадим анализ имеющихся данных о геологической истории и палеогеографии мезо-кайнозоя периокеанического прогиба Алгарве (отвечает номенклатуре листов – J-29; рис. 6-62). Отложения мезо-кайнозоя этого прогиба были рекогносцировочно изучены автором в районе города Альбуфейра в 2018 году в Португалии.

Разрез триаса начинают верхнетриасовые песчаники, аргиллиты и эвапориты с прослоями карбонатов, вулканиты, которые отнесены к гипсово-ангидритовой сульфатной терригенно-карбонатной формации по ТК и к олигомиктовой пестроцветной формации по [Синицын, 1980], образующие первый синрифтовый комплекс.

Далее после перерыва следуют известняки, доломиты, мергели геттанга – нижнего синемюра (синрифтовый комплекс 2а), переходящие после перерыва в середине синемюра в верхнесинемюр-тоарские известняки, мергели и доломиты (синрифтовый комплекс 2б). Эти два стратона соответствуют экстра- и высококарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Затем после перерыва следуют аален-келловейские известняки, мергели и песчаники третьего синрифтового комплекса, переходящие после перерыва в оксфорд-титонские песчаники, известняки, мергели и доломиты четвертого синрифтового комплекса. Эти стратоны отвечают олигомиктовой пестроцветной формации по [Синицын, 1980], а отложения с геттанга по титон – известняково-доломитовой формации по ТК.

Для средней и поздней юры характерны пиллоу-лавы базальтов, свидетельствующие о спрединг океанической коры Атлантического океана.

После перерыва разрез наращивают валанжин-альбские континентальные и прибрежно-морские отложения формации Вельд – конгломераты, песчаники, алевроиты и известняки, формировавшиеся в пресноводных и солоновато-водных бассейнах и отнесенные автором к олигомиктовой пестроцветной формации по [Синицын, 1980]. В своей нижней части они отвечают грубооломочной формации, а в своей верхней – песочно-глинистой континентальной формации по ТК.

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]

Периокеанический прогиб Аларве
Garcia-Hernandez et al., 1980; Castro et al., 2008)

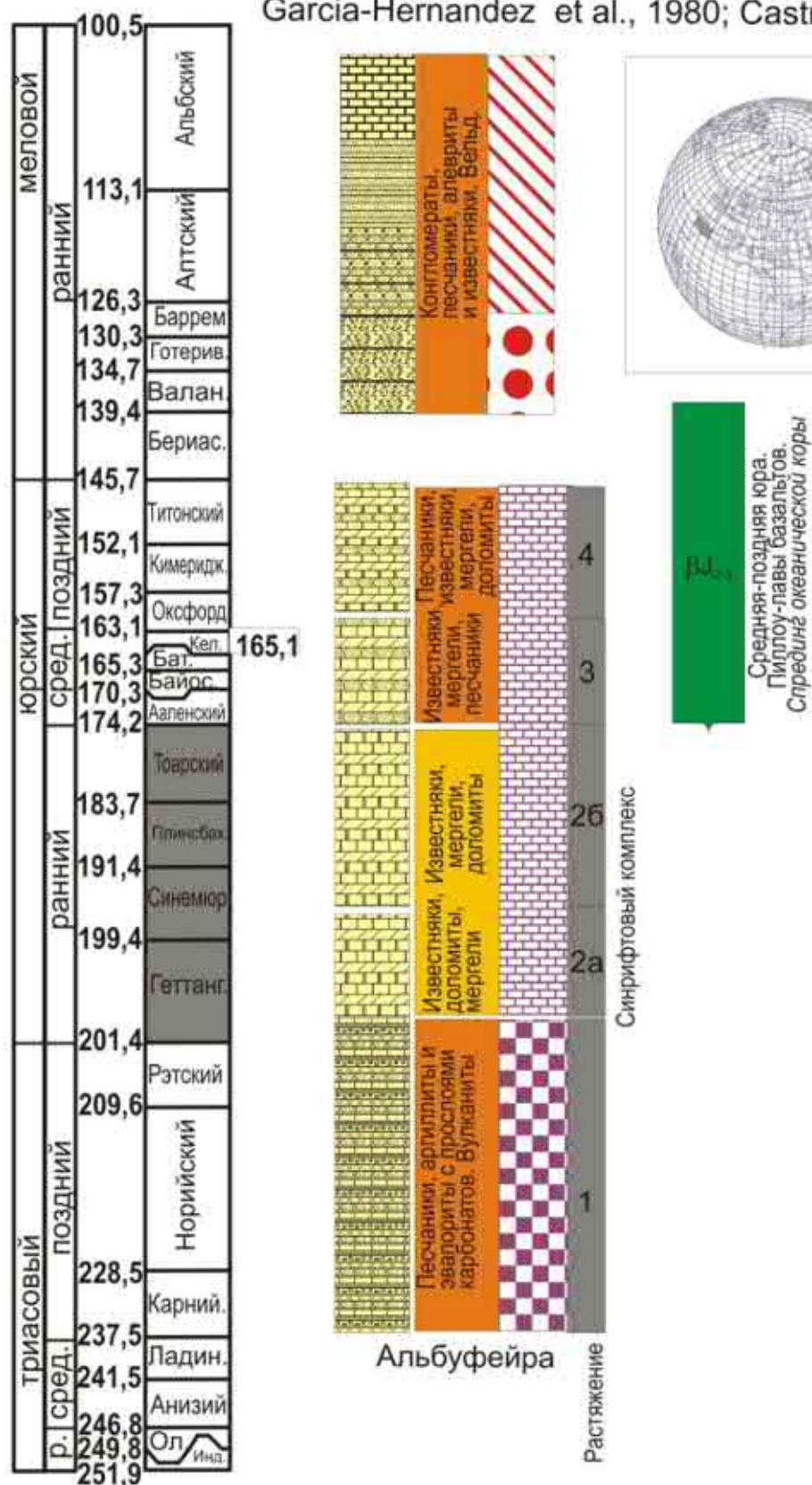


Рис. 6-62. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-меловых отложений периокеанического прогиба Аларве.

Далее после перерыва, приходящегося на поздний мел, разрез наращивают отложения комплекса морской терригенной формации по ТК и мезомиктовой формации по [Синицын, 1980]. Разрез начинают песчаники палеогена, переходящие в конгломераты, песчаники, биокалькарениды, известняки и аргиллиты миоцена, которых сменяют песчаники, конгломераты и аргиллиты миоцена (рис. 6-63). В отложениях нижнего миоцена и верхов миоцена-плиоцена встречены кораллы [Perrin, Bosellini, 2012].

Гибралтарский аллохтон. Верхнемеловые-миоценовые мергели, песчаники и аргиллиты, рекогносцировочно исследованные автором у городов Тарифа, Альхесирас, Ла-Линья-де-Консепсион в 2016 году в Испании, соответствуют морской терригенной молассовой формации по ТК и мезомиктовой формации по [Синицын, 1980].

Гвадалквивирский краевой прогиб. Дадим анализ имеющихся данных о геологической истории и палеогеографии кайнозоя Гвадалквивирского краевого прогиба (рис. 6-63). Эти отложения относятся к морской терригенной молассовой формации по ТК. Плиоцен-четвертичные отложения этого прогиба были рекогносцировочно изучены автором в районе городов Уэльва и Севилья в 2018 году в Испании.

Разрез неогена этого прогиба начинают водорослевые известняки, калькарениды и мергели аквитана – нижнего бурдигала, отвечающие экстра- и высококарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Далее, после перерыва следуют конгломераты в основании, биокалькарениды, мергели и известняки среднего и верхнего бурдигала, переходящие в лангий-серравальские мергели, известняки, биокалькарениды и брекчии. Выше следуют тортонские битуминозные мергели, биокалькарениды и известняки, а за ними – мергели, калькарениды, глины, песчаники, конгломераты плиоцена. Четвертичные отложения объединяют глины, мергели, калькарениды, пески и конгломераты. Этот комплекс осадков относится к умеренно-карбонатной морской формации по [Синицын, 1980].

В отложениях бурдигала-мессиния встречаются кораллы, в тортоне – ракообразные и иглокожие, в верхнем тортоне–мессинии – двустворки, гастроподы, рыбы и серпулы [Perrin, Bosellini, 2012; Díaz-Medina, Hužný, Klompmaker, 2017].

Нефтегазоматеринские породы. Битуминозные мергели тортона являются нефтегазоматеринскими породами.

Газоносность. Песчано-конгломератовые толщи плиоцена и карбонаты верхнего миоцена являются коллекторами, а глины и мергели верхнего миоцена–квартера служат флюидоупорами. Выделяется [Motis, Martínez del Olmo, 2013] верхнемиоценовый газоносный комплекс (ГК).

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]

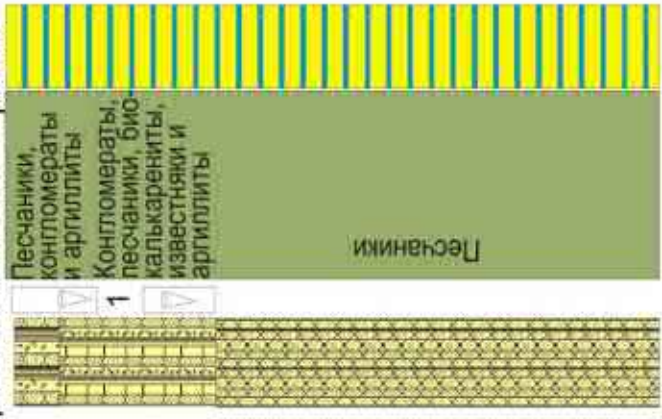
Ч.	Неогеновый	палеогеновый	палеоцен	эоцен	олигоцен	миоцен	пл.	пл.	Тортон.	Мессин.	Сарваг.	Панг.	Бурдиг.	Ахвитан.	Хаттский	Рюпель.	Приаб.	Бартон.	Лютет.	Ипрский	Танет.	Зелан.	Датский	Маастрихт.	Кампан.	Сантон.	Коньяк.	Турон.	Сеном.
0																													
1,8																													
3,6																													
7,25																													
11,6																													
13,8																													
15,9																													
20,4																													
23,3																													
27,8																													
33,9																													
37,8																													
41,2																													
47,8																													
56,0																													
59,2																													
61,6																													
66,0																													
72,1																													
84,2																													
89,8																													
100,5																													

Гвадалквивирский краевой прогиб



Верхнемиоценовый ГК (турбидиты) [Motis, Martínez del Olmo, 2013]

Алгарве
периокеанический прогиб



Campo de
Gibraltar
аллохтон

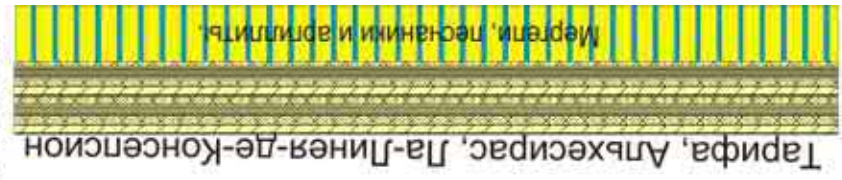


Рис. 6-63. Хронолитоостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика кайнозойских отложений Гвадалквивирский краевого прогиба, периокеанического прогиба Алгарве и аллохтона Гибралтар. Ссылки на источники: 1 – фауна по [Perrin, Bosellini, 2012]; 2 – фауна по [Díaz-Medina, Hužný, Klotmayer, 2017].

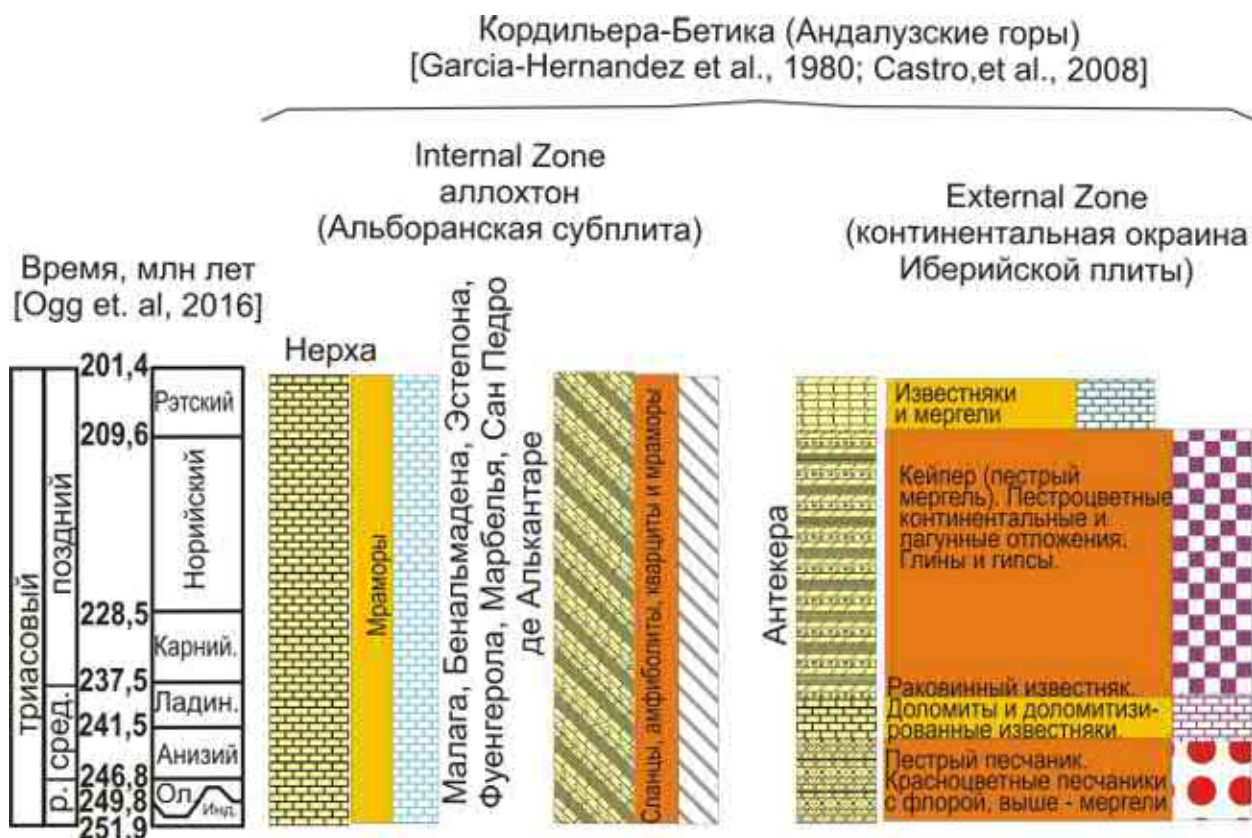


Рис. 6-64. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасовых отложений Андалузских гор.

Кордильера-Бетика (Андалузские горы). Ороген Андалузских гор рассматривается в виде *внутренней зоны*, или зоны аллохтона (Альборанская субплита, Internal Zone) и *внешней зоны* (континентальная окраина Иберийской плиты, External Zone). Отложения триаса-доггера образуют дорифтовый комплекс, мальма-среднего альба – рифтовый, с позднего альба – пострифтовый.

Внутренняя зона, или зоны аллохтона (Альборанская субплита, Internal Zone) рекогносцировочно была изучена автором в районе Нерхи (на поверхности и в одноименной пещере), где триасовые отложения представлены мраморами экстра- и высококарбонатной формации по [Синицын, 1980] и известняковой формации по ТК.

Внутренняя зона, или зоны аллохтона (Альборанская субплита, Internal Zone) рекогносцировочно была изучена автором в районе Нерхи (на поверхности и в одноименной пещере), где триасовые отложения представлены мраморами экстра- и высококарбонатной формации по [Синицын, 1980] и известняковой формации по ТК.

Западнее, в районе городов Малага, Бенальмадена, Эстепона, Фуенгерола, Марбелья, Сан Педро де Алькантаре автором был рекогносцировочно исследован полный разрез триаса-неогена. Разрез начинают триасовые сланцы, амфиболиты, кварциты и мраморы (отвечают

олигомиктовой пестроцветной формации по [Синицын, 1980] и песчано-алевролитовой формации по ТК), переходящие выше (рис. 6-65) в толщу юрско-меловых карбонатных периодитов, представленных переслаиванием известняков и мергелей мергельной формации по ТК и экстра- и высококарбонатной формации по [Синицын, 1980]. В рюпель-хаттском интервале разреза доминируют известняки с кораллами [Perrin, Bosellini, 2012], которые отнесены автором к известняковой формации по ТК.

Внешняя зона, или континентальная окраина Иберийской плиты (External Zone) объединяет *зону автохтона* (Pre-Betic Zone) и *зону аллохтона* (Sub-Betic Zone).

Разрез *зоны автохтона* начинают индо-анизийские красноцветные песчаники с флорой, выше – мергели формации пестрый песчаник, отнесенные к грубообломочной формации по ТК и олигомиктовой формации по [Синицын, 1980]. Затем следуют анизий-ладинские доломиты и доломитизированные известняки с головоногими моллюсками формации раковинного известняка отнесенные к известняково-доломитовой формации по ТК и высоко- и экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980]. Затем следуют карний-норийские образования формации кейпер (пестрый мергель) – пестроцветные континентальные и лагунные отложения, объединяющие глины, мергели и гипсы, соответствующие гипсово-ангидритовой сульфатной терригенно-карбонатной формации по ТК и олигомиктовой формации по [Синицын, 1980]. Выше следуют рэт-геттангские известняки и мергели мергельной формации по ТК и высоко- и экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980]. Разрез триаса, объединяющий эти четыре стратона, был рекогносцировочно изучен автором в национальном парке у города Антекерра в 2016 году в Испании.

Разрез продолжают лейасовые мергели и известняки, перекрываемые мергелями и известняками догтера. Эти два стратона соответствуют мергельной формации по ТК и высоко- и экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Затем идут мальм-барремские глины и известняки с аммонитами толщи карбонатного флиша (карбонатно-терригенная флишевая формация по ТК). За ними следуют рифовые известняки и калькаренины апта-нижнего альба (известняковая рифовая формация по ТК) с рудистами, устрицами и кораллами. Затем после перерыва следуют прибрежно-морские и аллювиальные верхнеальбские песчаники (песчанниковая формация по ТК). Отложения мальма-альба соответствуют олигомиктовой формации по [Синицын, 1980].

Разрез наращивают мелководно-морские доломиты сеномана одноименной формации по ТК и известняки турона-маастрихта одноименной формации по ТК. Эти два стратона отвечают высоко- и экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980].

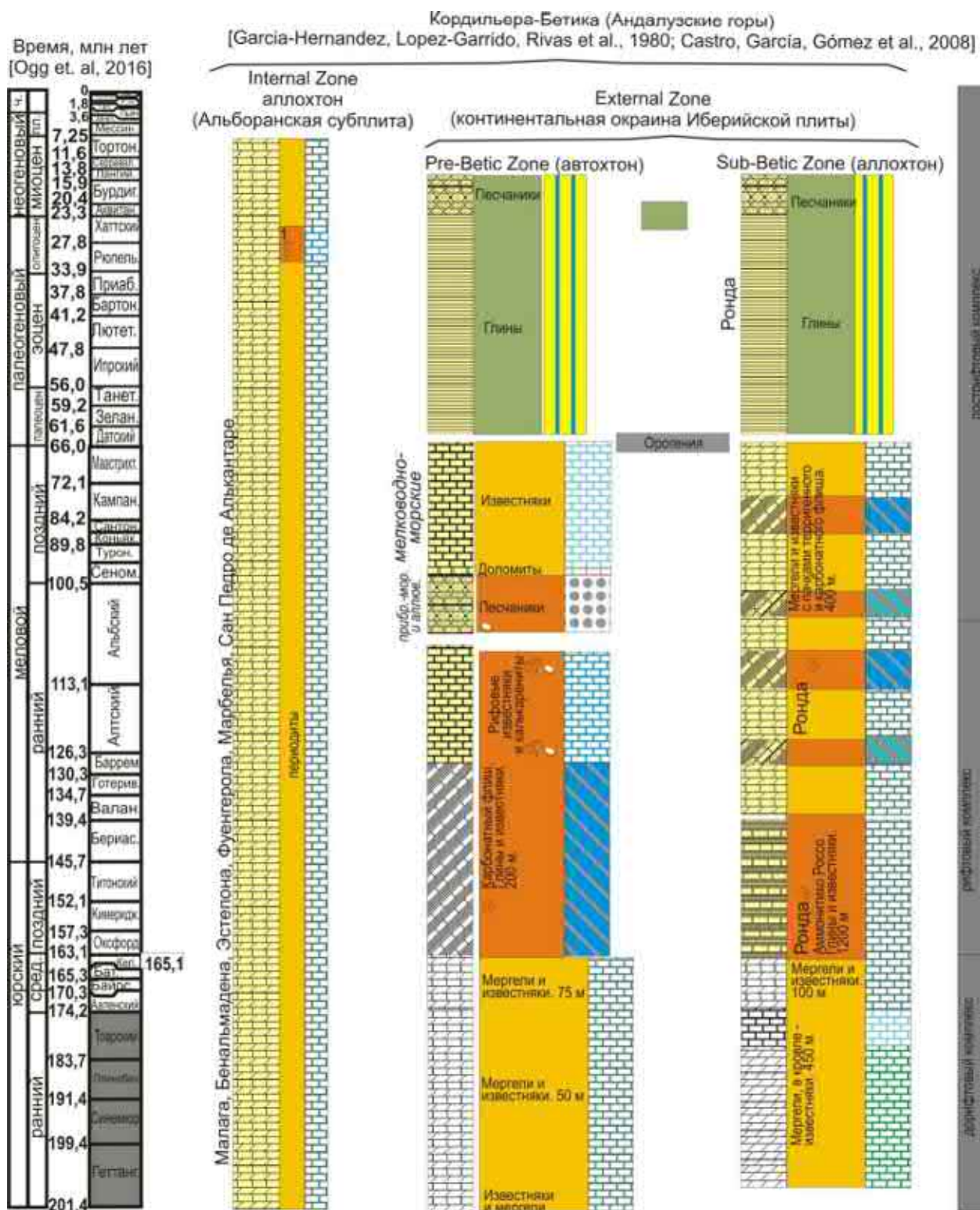


Рис. 6-65. Хронолито-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика юрско-неогеновых отложений Андалузских гор.

Выше после перерыва, отвечающего орогеническим движениям, идут отложения морской терригенной моласовой формации по ТК и мезомиктовой формации по [Синицын, 1980], представленные палеогеновыми глинами и миоценовыми песчаниками.

Стратоны с апта по миоцен были рекогносцировочно исследованы автором у города Антекерра в 2016 году в Испании.

Разрез *зоны аллохтона* начинают лейасовые мергели, в кровле – известняки, отвечающие мергельной и известняковой формациям по ТК. За ними идут мергели и известняки догтера, отнесенные к глинисто-карбонатной формации по ТК. Перечисленные стратоны соответствуют высоко- и экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980].

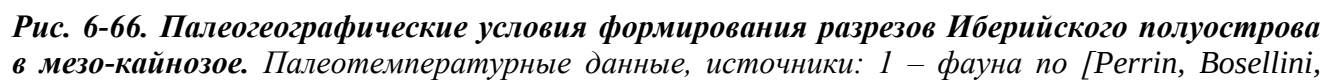
Разрез наращивают оксфорд-берриасские глины и известняки формации Аммонитико Россо, отвечающие глинисто-карбонатной формации по ТК и олигомиктовой формации по [Синицын, 1980].

Далее после перерыва идут валанжин-маастрихтские мергели и известняки с аммонитами и с пачками терригенного и карбонатного флиша, отнесенные к глинисто-карбонатной, терригенной (глинисто-алевритовой) контуритовой и карбонатно-терригенной флишевой формации по ТК и высоко- и экстракарбонатной и олигомиктовой формации по [Синицын, 1980].

Выше после перерыва, отвечающего орогеническим движениям, идут отложения, представленные палеогеновыми глинами и миоценовыми песчаниками морской терригенной моласовой формации по ТК и мезомиктовой формации по [Синицын, 1980]. Стратоны с оксфорда по миоцен были рекогносцировочно исследованы автором у города Ронда в 2016 году в Испании.

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для южной части Пиринейского полуострова автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-66).

В раннем триасе – анизии протекало континентальное осадконакопление (формация пестрого песчаника), сменившееся в анизии-ладине мелководно-морской седиментацией с палеоглубинами около 50 м (формация раковинного известняка). В позднем триасе-синемюре имела место лагунная седиментация с палеоглубинами не более 25 м (формация Кейпер и известняковая формация). В плинсбах-тоарское время палеоглубины оставляли до 100-150 м (криноидеи, двустворки и брахиоподы), а далее в средней юре бассейн начинает мелеть. После перерыва на рубеже келловей и оксфорда глубины бассейна резко возрастают до 1,5 км в титон-поздне меловое время в момент накопления флишевой формации. В маастрихте начинается



2012]; 2 – фауна по [Díaz-Medina, Hužný, Klompmaker, 2017]; 3 – палеотермометрия по TEX86 [Ruebsam, Reolid, Sabatino et al., 2020]; 4 – водорослевые рифы, Сорбас [Braga et al., 2009]; 5 – палеотермометрия по зубам млекопитающих, Гранада [García-Alix, 2015]; 6 – относительная палеотермометрия по палеоценозам [van Dam, Weltje, 1999]; 7 – изотопная палеотермометрия [García-Alix, Huertas, Suárez, et al., 2015]; 8 – фауна по [Díaz-Medina, Hužný, Klompmaker, 2017], Гранада.

регрессия с накоплением лагунных известняков и палеоглубинами в первые десятки метров. Далее после орогении и перерыва на мел-палеогеновом рубеже начинается морское молассовое осадконакопление образований мезомиктовой формации с глубинами до 400 м вплоть до олигоцена, когда глубина бассейна сокращается до первых десятков метров. В миоцен-плиоценовое время глубины часто меняются вследствие быстро сменяющих друг друга трансгрессий и регрессий. Лишь на рубеже миоцена и плиоцена палеоглубины достигают 200 м, в остальное время они составляют первые десятки метров или почти равны нулю, как например, во время мессинского кризиса. Описанные выше палеогеографические условия характеризуют зону аллохтона или внутреннюю зону.

Для зоны автохтона или внешней зоны был построен самостоятельный фрагмент палеогеографической кривой (показан серым цветом), отличающийся от основного графика (показан черным). В апте и альбе глубины не превышали 100 м (находки устриц *Ostrea* sp, с диапазоном глубин обитания 4–100 м, кораллов и рудистов), а зачастую были около 50 м. В середине альба территория приподнята и представляет собой область денудации, а в сеномане глубины были близки к нулю, когда в лагунной обстановке формировались осадки доломитовой формации.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-66). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на момент формирования раковинного известняка (находки головоногих моллюсков) в анизий-ладинское время и с позднего геттанга по тортон во время формирования осадков известняковой, мергельной, глинисто-карбонатной, флишевых формаций, морской терригенной молассы с комплексом морских беспозвоночных – устриц (*Ostrea* sp. обитает в водах с соленостью 12 – 30 промилле), рудистов, головоногих моллюсков и кораллов.

Соленость была выше нормальной, достигая 50 промилле и более в позднеэриасовое время в момент формирования осадков гипсово-ангидритовой сульфатной терригенно-карбонатной формации, а также вовремя мессинского кризиса. Пониженные значения солености до 20 промилле характеризуют плиоценовое время.

Палеоклиматические условия. Для данного района имеются немногочисленные оценки величин палеотемператур или данные, позволяющие оценить палеотемпературы. Однако эта информация не позволяет построить палеотемпературную кривую (рис. 6-66).

Для плинсбаха-тоара есть фрагмент кривой SST по данным палеотермометрии по TEX86 [Ruebsam et al., 2020], для тортона-мессиния имеется фрагмент кривой MAT, рассчитанный методом относительной палеотермометрии по палеоценозам [van Dam, Weltje, 1999], для миоцен-плиоценового рубежа кривая MAT по данным изотопной палеотермометрии по зубам млекопитающих [García-Alix, 2015]. Для плиоцена определены значения MAT (SWT) – 20–22,4°C по водорослевым рифам [Braga et al., 2009].

В апте-альбе, олигоцене и миоцене встречаются кораллы (MAT более 20°C, но, как правило, менее 25°C). Для позднего миоцена и раннего плиоцена характерны устрицы-остреиды (MAT от нуля до 32°C).

Обобщая эти данные можно сделать некоторые выводы по величинам палеотемператур. В позднем тоаре климат стал теплее с 25 до 30°C (SST), в самом конце происходит похолодание вновь до 25°C, продолжающееся в раннем тоаре (до 22,5°C). Затем наступает новая фаза потепления до 32,5°C в раннем тоаре с похолоданием в реднем тоаре (до 23°C) и новой фазой потепления в конце тоара до 33–34°C.

Для тортона-занклия есть два кластера палеотемпературных данных. Первый кластер «более холодный» и тяготеет к диапазону от 17 до 21°C. Его данные взяты из результатов палеотермометрии (MAT) по зубам млекопитающих [García-Alix, 2015] и относительной палеотермометрии (SWT) по палеоценозам [van Dam, Weltje, 1999]. В этом интервале возможно выделить не менее четырех климатических циклов. Второй кластер «более теплый» - тут диапазон величин MAT (SWT) всегда выше 20°C: по водорослевым рифам [Braga et al., 2009], кораллам и устрицам-остреидам. Внутри двух кластеров данные показывают хорошую корреляцию. Возможным объяснением может стать хотя и близкие, но не равные значения среднегодовой температуры (MAT) и температуры воды (SWT) в низких широтах.

6.2.5. Аквитанская и Воконтская впадины

Рассмотрим массив данных по району Аквитанской и Воконтской впадин (номенклатура листов К-30-32) с позиции геологической истории и палеогеографии. Стратиграфическая основа была взята из серии работ [Alvaro, Apalategui, Baena, 1994; Fernandez, Oliveira, 2015; Bastianini, Caline, Hoareau et al., 2017]. Палеонтологическая характеристика была составлена автором по серии работ, ссылки на которые приведены ниже. Отложения верхнего нория-альба были реконструированы автором в районе города Каркассон (Воконтская впадина), а верхнего мела-миоцена – у города Беарриц в 2019 году во Франции (Аквитанская впадина).

Разрез мезо-кайнозоя (рис. 6-67) начинают индо-анизийские красноцветные песчаники формации пестрый песчаник, отнесенные к грубообломочной формации по ТК и олигомиктовой формации по [Синицын, 1980]. Затем следуют ладинские известняки (формация раковинного известняка) отнесенные к известняково-доломитовой формации по ТК и высоко- и экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980]. За ними идут верхнетриасово-синемюрские образования формации кейпер (пестрый мергель) – пестроцветные континентальные и лагунные отложения, объединяющие мергели, соли, гипсы и ангидриты (в своей нижней, карний-средненорийской части) и соли, гипсы и ангидриты (в своей верхней, верхненорийско-синемюрской части). Отложения кейпера соответствуют гипсово-ангидритовой сульфатной терригенно-карбонатной формации по ТК и олигомиктовой формации по [Синицын, 1980].

Выше следуют карбонатные образования плинсбаха–валанжина – известняки и мергели в нижней части (в тоаре – битуминозные), выше – мергели, в кровле – мергели и глины мергельной формации по ТК. В этом стратоне имеются перерывы на рубеже леайса и доггера, доггера и мальма и в кровле стратона. Разрез далее продолжают известняки, орбитолиновые известняки, глинистые известняки, мергели, песчаники и алевриты валанжина – альба, отнесенные в своей нижней (валанжин-аптской) части к мергельной формации по ТК, а в верхней – к известняковой формации. В стратоне присутствуют перерывы в подошве и в кровле апта. Осадки с плинсбаха по апт отнесены к экстра- и высококарбонатной формации по [Синицын, 1980]. Из апта известны находки кораллов. Осадки с триаса по альб формировались в условиях тетконического растяжения.

На рубеже альба и сеномана происходит тектоническая активизация. Верхнемеловой стратон объединяет доломиты, известняки, калькарениты, доломитовые брекчии, песчаники известковистые, мергели, в основании (сеноман) – пески. Образования сеномана отвечают песчаниковой формации, а турона – маастрихта – известняково-доломитовой формации по ТК. Осадки альба-маастрихта отвечают олигомиктовой формации по [Синицын, 1980]. Отложения верхнего мела образуют траспрессионный комплекс.

Далее после перерыва, синхронного с Пиринейской орогенией, следуют палеоцен-бартонские известняки, доломиты, мергели, песчаники, алевриты и конгломераты глинисто-карбонатной формации по ТК, а затем – приабон-современные конгломераты (приабон,

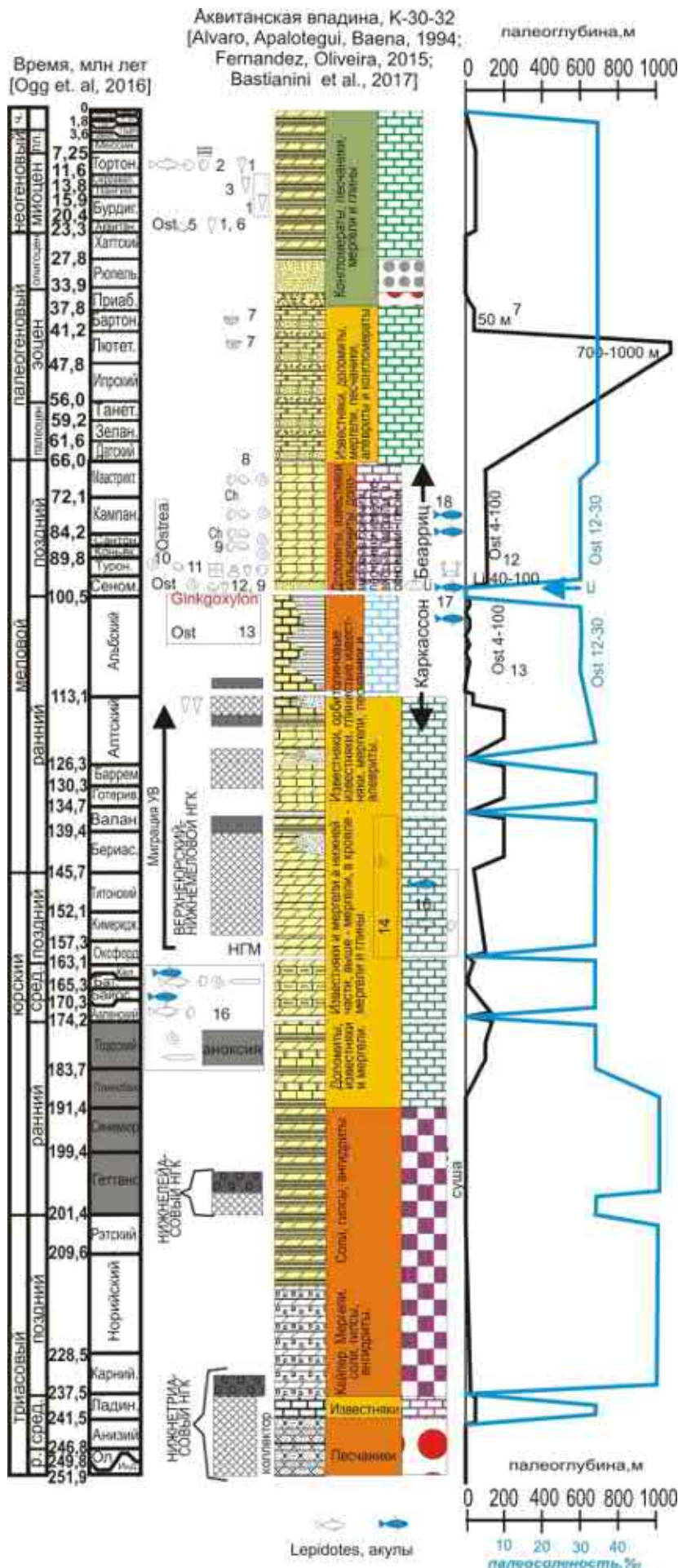


Рис. 6-67. Хронолито-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика юрско-неогеновых отложений Андалузских гор. Источники: 1 – фауна по [Perrin, Bosellini, 2012]; 2 – фауна и изотопная палеотермометрия по морским беспозвоночным [Goedert et al., 2017]; 3 – фауна по [Chaix, Cahuzac, Cluzaud, 1999]; 4 – фауна по [Lartaud et al., 2006]; 5 – фауна по [Chaix, Cahuzac, 2001]; 6 – фауна по [Andrieu et al., 2015]; 7 – фауна по [Roux, Cahuzac, Sztrákos, 2006]; 8 – фауна по [Hancock, 1991]; 9 – фауна по [Dhondt, 1985]; 10 – фауна по [Kennedy, Gale, 2016]; 11 – фауна по [Moreau, Airvaux, Hérisson, 2018]; 12 – фауна и изотопная палеотермометрия по [Andrieu et al., 2015]; 13 – фауна по [Videt, Platel, 2005]; 14 – фауна по [Schnyder et al., 2012]; 15 – флора по [Philippe et al., 1998]; 16 – фауна по [Vignaud et al., 1994]; 17 – фауна по [Néraudeau et al., 2020]; 18 – фауна по [Vullo, 2005]

грубообломочная формация по ТК), песчаники (приабон-рюпель, песчаниковая формация по ТК), мергели и глины (глинисто-карбонатная формация по ТК). В кровле рюпеля – перерыв.

Нефтегазоматеринские породы. Следы аноксии установлены в тоаре, где имеются богатые органикой битуминозные мергели и известняки (рис. 6-67).

Нефтегазоносность. Выделяется нижнетриасовый НГК в составе коллектора – песчаников инда-анизия, известняков ладина и флюидоупорных солей верхнего триаса. За ним следует нижнелейасовый НГК (коллектора – мергели, флюидоупоры – соли). Верхнеюрско-нижнемеловой НГК образован кимеридж-берриасскими и готерив-аптскими карбонатами и перекрывающими их глинами разных стратиграфических уровней (рис. 6-67).

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для Аквитанской и Ронской впадин автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-67). В индо-анизийское время идет континентальное осадконакопление (формация пестрого песчаника), сменившееся в ладине мелководно-морской седиментацией с палеоглубинами около 50 м (известняки). В позднем триасе-синемюре имела место лагунная седиментация с палеоглубинами близкими к нулю (формация Кейпер). В плинсбах-тоарское и в ааленское время палеоглубины оставляли до 200-150 м (аммониты и белемниты), а далее в средней юре бассейн начинает мелеть, помимо аммонитов и белемнитов появляются устрицы и рыбы [Vignaud et al., 1994]. В момент перерывов (описаны выше) территория приподнята и представляет собой область денудации.

В оксфорде начинается новая трансгрессия с глубинами до 100 м (аммониты), а затем в кимеридже-титоне глубина бассейна постепенно уменьшается до 50 м (устрицы, рыбы, аммониты [Vignaud et al., 1994]), чтобы вновь в берриасе-валанжине достичь значений глубины в 200 м (аммониты). В готерив-барреме и в апте глубины бассейна оцениваются в 200 м в момент накопление осадков глинисто-карбонатной формации. К концу апта и в альбе глубины уменьшаются до первых метров-первых десятков метров (кораллы в конце апта, устрицы-остреиды во второй половине альба). В позднемеловое время обитает очень богатый палеоценоз, включающий рыб, двустворок (в том числе устриц и гребешков), аммонитов. В сеномане к этим организмам еще добавляются рудисты и брахиоподы-лигнулиды, а в туроне – ракообразные, рудисты и морские ежи [Dhondt, 1985; Hancock, 1991; Vullo, 2005; Andrieu et al., 2015; Kennedy, Gale, 2016; Moreau, Airvaux, Hérisson, 2018]. Глубина бассейна составляет не более 100 м (устрицы-остреиды и брахиоподы-лигнулиды обитают не глубже 100 м).

В палеоценовое время начинается углубление бассейна с максимумом в ипре-лютете, когда глубина оценивается в 700–1000 м, за ним следует регрессия в лютете-бартоне с глубинами до 50 м. Для этого времени характерны морские лилии, по которым сделаны эти палеобатиметрические оценки [Roux, Cahuzac, Sztrákos, 2006].

В олигоцене аккумуляция осадков грубообломочной и песчаниковой формации идет в континентальной обстановке, а в миоцене глубины составляют около 50 м (кораллы в миоцене; устрицы-остреиды в аквитане; строматолиты, морские ежи, двустворки и рыбы в тортоне [Chaix, Cahuzac, Cluzaud, 1999; Chaix, Cahuzac, 2001; Perrin, Bosellini, 2012; Andrieu et al., 2015; Goedert et al., 2017]). К концу миоцена осадконакопление вновь начинает идти в континентальной обстановке.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая. Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на момент формирования карбонатов в ладинское время и в раннем геттанге, с тоара по квартал (аммониты, белемниты, иглокожие, мшанки, рудисты в мезозое и кораллы и иглокожие в кайнозое). В альбе и турон-кампане соленость не превышала 30 промиллей (устрицы-остреиды), в сеномане кратковременно существовали опресненный бассейн (брахиоподы-лингулиды).

Соленость была выше нормальной, достигая 50 промилле и более в поздне триасовое и в геттанг-синемюрское время в момент формирования осадков гипсово-ангидритовой сульфатной терригенно-карбонатной формации, а также вовремя мессинского кризиса. Понижение солености характеризуют плиоценовое время (появление строматолитов на миоцен-плиоценовом рубеже).

Палеоклиматические условия. Для данного района имеются немногочисленные оценки величин палеотемператур или данные, позволяющие оценить палеотемпературы. Однако эта информация не позволяет построить палеотемпературную кривую (рис. 6-67).

В бат-келловейское время произрастали *Phlebopteris* sp. и мангры *Brachyphyllum* sp. [Philippe et al., 1998], для которых характерны значения MAT 20–25°C.

Находки кораллов из отложений верхнего апта, аквитана-тортона и рудистов – из осадков сеномана свидетельствует о температуре воды 20–25°C. В аалене, бате и тортоне отмечены находки теплолюбивых рыб *Lepidotes* sp., а в байосе, келловее, верхнем титоне, позднем альбе, сеномане, сантоне, кампане ламноидных акул, маркирующих похолодание водных масс.

В альб-кампанское время обитали устрицы рода *Ostrea*, характеризующие температуру воды от нуля до 32°C. В этот диапазон «укладывается» интервал обитания *Ginkgoxylon* sp. [Videt, Platel, 2005] MAT=5–24 °C в позднем альбе, определения SWT (25–30°C) методом изотопной палеотермометрии по морским беспозвоночным [Andrieu et al., 2015]. Для миоцена помимо кораллов, обитающих, как правило, в воде с температурой 20–25°C имеются значения величины SWT для тортона по данным изотопной палеотермометрии по морским беспозвоночным [Goedert et al., 2017] в 24,0°C и температуры воздуха в 18,0 C.

Обобщая палеотемпературные данные по Иберийскому полуострову и Аквитанской впадине (рис. 6-68), автор построил компилятивные кривые среднегодовой температуры (MAT), температуры мелководья (или SST) и глубоководья (SWT). Они показаны на рис. Видна климатическая цикличность, выделено не менее 20 климатических циклов. Фазы похолодания маркируются ламноидными акулами, а потепления – фолодомиями, рудистами, кораллами, нуммулитами

6.2.6. Горный Крым

Рассмотрим геологическую историю и палеогеографию района Крымского полуострова, взяв в качестве объекта изучения разрезы, входящие в *Демерджи-Карабийскую и Качинскую подзоны Горно-Крымской СФЗ, Центральную и Беитерек-Бурульчинскую подзоны Предгорной зоны, Восточную подзону Моноклиальной СФЗ, Южнобережную подзону Киммерийского коллажа СФЗ, Каламитско-Ломоносовскую и Ломоносовскую СФЗ, Керченско-Таманскую подзону Северо-Черноморской СФЗ*. В качестве источника стратиграфической основы была взята геологическая карта Крымского полуострова (L-36, K-36 [Объяснительная записка..., 2019]).

Разрез *Качинской подзоны Горно-Крымской СФЗ* начинают верхнетриасовые образования крымской свиты (рис. 6-69) – флишевое переслаивание двухкомпонентного аргиллит-алевролитового флиша с пачками трехкомпонентного песчанистого флиша или с прослоями кварцевых песчаников мощностью до 800 м.

Таврическая серия. Верхний триас-нижний тоар. Тонкоритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов с конкрециями сидеритов с отдельными пачками песчаникового, нормального или аргиллитового флиша (до 1000 м). Эти два стратона отнесены к терригенной (песчанико-алевролитовой) флишевой (турбидитовой) формации по ТК.

Эскиординская свита. Верхний плинсбах-нижний тоар. Флишевое переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов с линзами известняков, конгломератов (до 700 м) отнесена к туфо-алевроито-глинистой флишевой (турбидитовой) формации.

Ургулийская свита. Тоар-нижний байос. Аргиллиты с прослоями алевролитов, песчаников (до 120 м) отвечает песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК.

Бодракская осадочно-вулканогенная серия. Верхний байос – нижний бат. Переслаивание алевролитов, аргиллитов с сидеритами, кристаллокластических туфов, туффитов, туфосланцев с включением пластов базальтов, андезибазальтов (до 200 м) отвечает туфо-алевроито-глинистая флишевая (турбидитовая) формации по ТК.

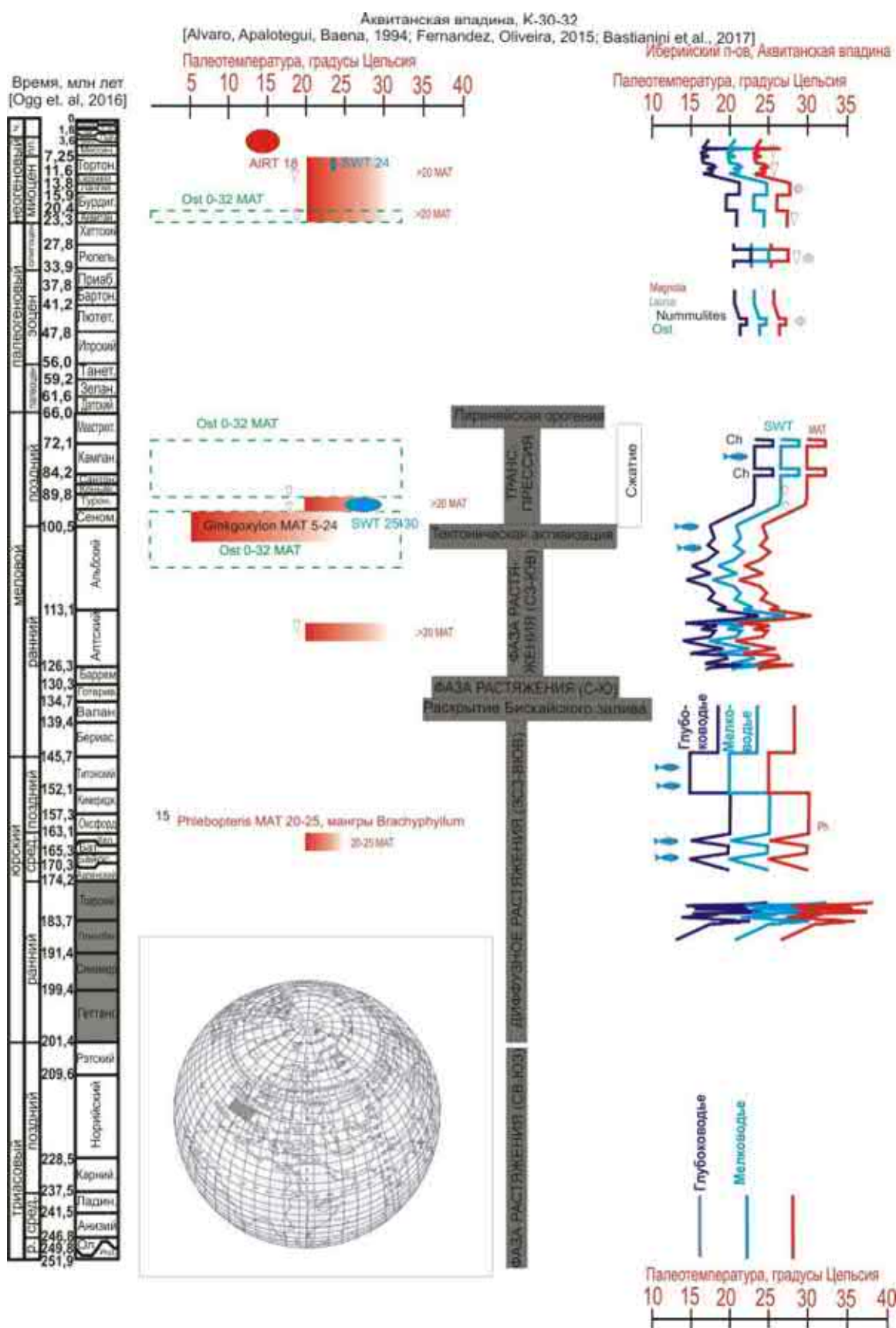


Рис. 6-68. Сводные палеотемпературные кривые для осадочных бассейнов Иберийского полуострова. Ссылки на источники приведены на рис. 6-67. Пояснения в тексте.

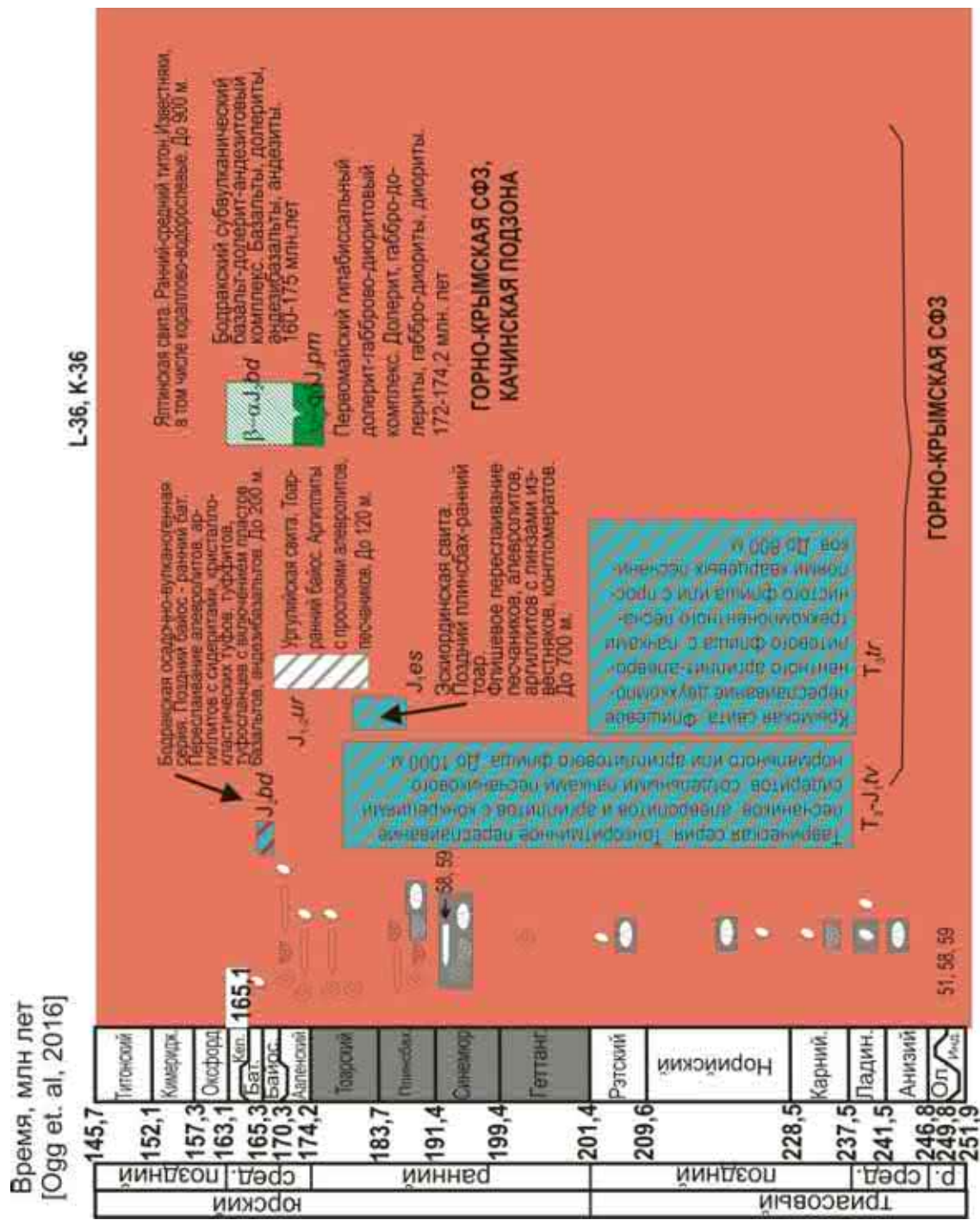


Рис. 6-69. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-юрских отложений Горного Крыма. Ссылки на источники: 51 – [Мазарович, Милеев, 1989a]; 58 – [Зайцев, Ипполитов, 2015]; 59 – [Ипполитов, Бородунов, Яковшина, Никитин, 2015].

Резанская свита (рис. 6-70). Нижний готерив. Алевролиты, глины, песчаники, по латерали замещаются рифогенными известняками (120 м). Этот стратон отвечает глинисто-карбонатной формации по ТК.

Верхореченская толща. Верхний готерив. Глины бурые песчанистые и алевролиты с прослоями известняков, с включением фосфоритовых стяжений (20 м). Этот стратон отвечает глинисто-карбонатной формации по ТК.

Бурульчинская толща. Нижний баррем. Известняки органогенные и органогенно-обломочные, неслоистые, с характерной комковатой текстурой (2,7 м) отвечает одноименной формации по ТК.

Биассалинская свита. Верхний баррем – нижний апт. Глины с прослоями сидеритов и включений обугленной древесины (90–225 м).

Марьинская толща. Средний, верхний апт. Глины с конкрециями сидерита и барита. Мощность до 60 м.

Мангушская толща. Начало позднего альба. Глины алевритистые, тонкослоистые, известняковые, по латерали замещаются песчаниками крупнозернистыми кварцевыми, плотными косослоистыми (до 25–30 м). Последние три стратона отнесены к глинистой формации.

Белогорская свита. Сеноман-нижний турон. Мергели пятнистые, известняки, карбонатные песчаники с прослоями глин и конкрециями кремней (до 152 м).

Мендерская свита. Ранний турон. Белые и серые мелоподобные мергели и мел с включением серых и черных кремней (до 50 м).

Прохладненская свита. Верхний турон-нижний коньяк. Известняки светло-серые, кремово-серые плотные, микрозернистые, обычно перекристаллизованные, содержащие многочисленные стилолиты и сутуры (до 40 м). Последние два стратона отнесены к меловой формации по ТК.

Кудринская свита. Нижний сантон-нижний кампан. В нижней части мергели серые, голубовато-серые с линзами и конкрециями кремня, в верхней – переслаивание мергелей с карбонатными глинами серыми и зеленовато-серыми, килоподобными (до 152 м).

Бешкошская свита. Верхний кампан. Белые и серовато-белые мелоподобные мергели с конкрециями кремней (120 м). Последние два стратона отвечают мергельной формации по ТК.

Старосельская свита. Маастрихт. Мергели голубовато-серые алевритистые, песчанистые в нижней части разреза и песчаники известковистые и голубовато-серыми с ячеистым выветриванием (до 330 м). Стратон отвечает песчаниковой формации по ТК.

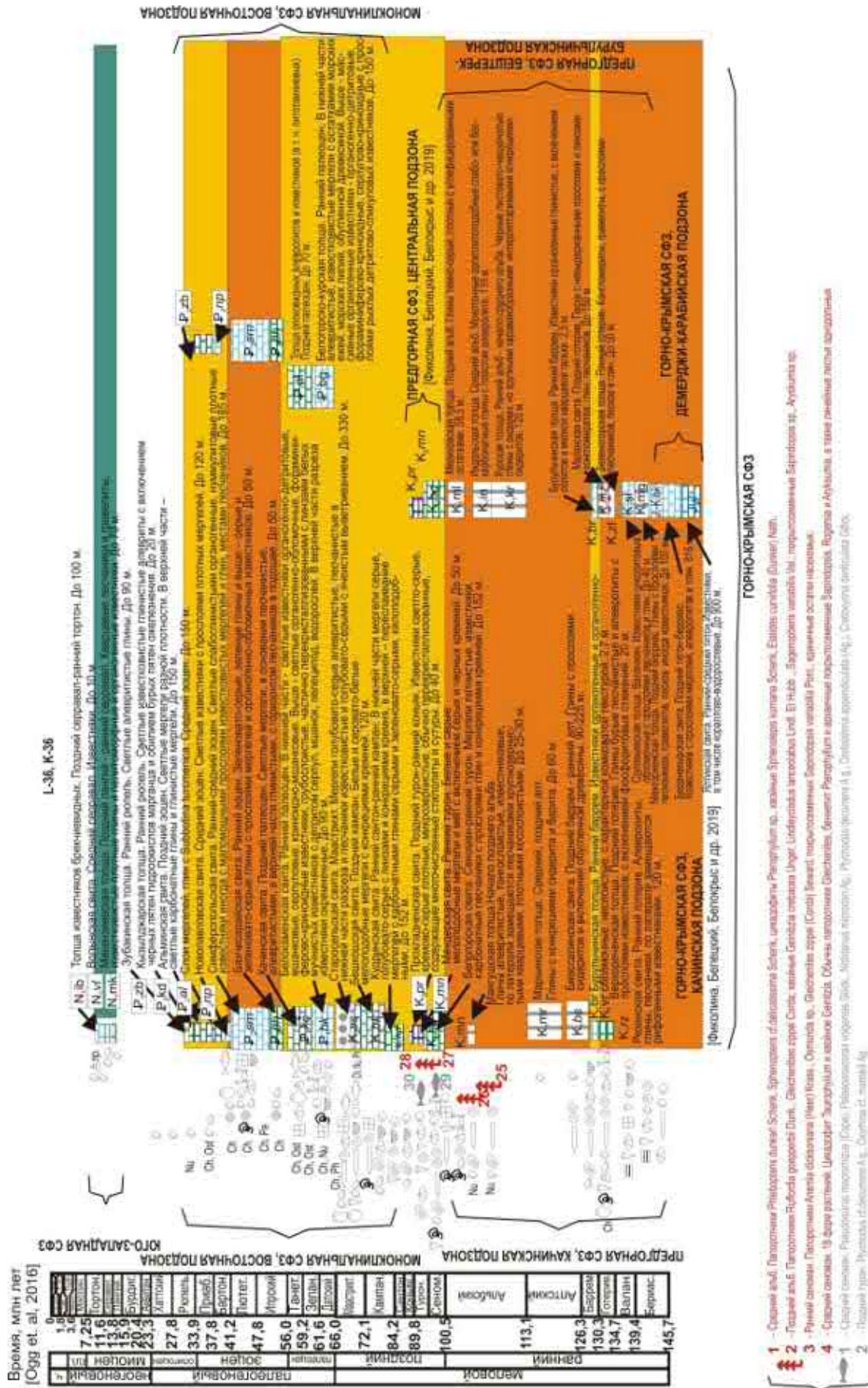


Рис. 6-70. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика меловых-неогеновых отложений Горного Крыма. Ссылки на источники: 1 – 4 – [Мазарович, Милеев, 1989a].

Белокаменная свита. Нижний палеоцен. В нижней части – светлые известняки органогенно-детритовые, мшанковые, серпуловые, криноидно-мшанковые. Выше – светлые органогенно-обломочные, фораминиферово-криноидные известняки, грубослоистые, частично перекристаллизованными с линзами белых мучнистых известняков с детритом серпул, мшанок, пелеципод, водорослей. В верхней части разреза известняки окремненные. До 90 м. Стратон отвечает известняковой формации.

Качинская свита. Верхний палеоцен. Светлые мергели, в основании песчанистые, алевроитистыми, в верхней части глинистые, с горизонтом песчаников в подошве. До 50 м. Стратон отнесен к мергельной формации по ТК.

Бахчисарайская свита. Нижний эоцен. Зеленовато-серые, зеленые глины и выше – серые и зеленовато-серые глины с прослоями мергелей и органогенно-обломочных известняков. До 50 м. Стратон отвечает глинисто-карбонатной формации по ТК.

Симферопольская свита. Нижний-средний эоцен. Светлые слабоглинистыми органогенные, нуммулитовые плотные известняки иногда с маломощными прослоями известковистых мергелей и глин, местами песчаников. До 185 м.

Новопавловская свита. Средний эоцен. Светлые известняки с прослоями плотных мергелей. До 120 м. Последние два стратона отнесены к известняковой формации по ТК.

Слои мергелей, глин с *Subbotina turcomenica*. Средний эоцен. До 150 м. Стратон отнесен к мергельной формации по ТК.

Альминская свита. Верхний эоцен. Светлые мергели разной плотности. В верхней части – светлые карбонатные глины и глинистые мергели. До 150 м.

Кызылджарская толща. Нижний рюпель. Светлые известковистые глинистые алевроиты с включением черных пятен гидроокислов марганца и обилием бурых пятен ожелезнения. До 20 м.

Зубакинская толща. Нижний рюпель. Светлые алевроитистые глины. До 90 м. Последние три стратона отвечает глинистой формации по ТК.

Мекензиевская толща. Верхний лангий – нижний серравал. Кварцевые песчаники и гравелиты, известковистые плотные глины и пелитоморфные и органогенные известняки. До 70 м. Стратон отнесен к глинисто-карбонатной формации по ТК.

Волынская свита. Средний серравал. Известняки (одноименная формация по ТК). До 10 м.

Толща известняков брекчиевидных (одноименная формация по ТК). Верхний серравал-нижний торгон. До 100 м.

Горно-Крымская СФЗ, Демерджи-Карабийская подзона. Скалтурашинская свита. Верхний тоар-нижний байос. Крупно-среднеритмичное флишевое переслаивания песчаников. До 450 м (рис. 6-71а).

Приветненская свита. Верхний байос-нижний бат. Переслаивание тонкосреднеритмичного алевролита-аргиллитового флиша с отдельными пачками песчаников в нижней части разреза и с линзами алевролитов и конкрециями сидеритов в верхней. До 450 м. Последние два стратона отвечают терригенной (песчанико-алевритовой) флишевой (турбидитовой) формации по ТК.

Приветненская свита. Верхний байос-нижний бат. Переслаивание тонкосреднеритмичного алевролита-аргиллитового флиша с отдельными пачками песчаников в нижней части разреза и с линзами алевролитов и конкрециями сидеритов в верхней. До 450 м. Последние два стратона отвечают терригенной (песчанико-алевритовой) флишевой (турбидитовой) формации по ТК.

Ставлухарская свита. Верхний бат-нижний келловей [Объяснительная записка..., 2019]. Переслаивание алевролитов и песчаников среднезернистых в нижней части и аргиллиты с линзовидными прослоями алевролитов и сидеритов в верхней части [Анфимова, 2006]. Стратон отнесен к песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК.

Тапшанская свита. Верхний келловей-нижний оксфорд. Конгломераты неравномерногогалеchnые на глинистом или на карбонатноглинистом цементе, на большей части разреза с прослоями песчаников полимиктовых мелко-среднезернистых. До 980 м.

Демерджийская свита. Средний оксфорд-ранний кимеридж. В нижней части - переслаивание песчаников разномзернистых, в средней части - с конгломератами разногалеchnыми и гравелитами. Выше - с прослоями органогенных известняков. В верхней части - известняки органогенно-обломочные, кораллово-детритовые, водорослево-криноидные с прослоями гравелитов. До 800 м. Последние два стратона отнесены к грубообломочной формации по ТК.

Ялтинская свита. Нижний-средний титон. Известняки, в том числе кораллово-водорослевые. До 900 м. Стратон отвечает известняковой рифовой формации (рис. 6-70).

Беденекырская свита. Поздний титон-берриас. Известняки (одноименной формации по ТК) с прослоями мергелей, алевролитов и глин. 816 м.

Предгорная СФЗ, Бештерек-Бурульчинская подзона. Межгорненская толща. Верхний берриас. Глины с прослоями песчаников, гравелитов, песков, иногда известняков. До 100 м. Стратон отвечает глинистой формации по ТК (рис. 6-70).

Соловьевская толща. Валанжин. Известняки (одноименной формации по ТК) онколитовые, обломочные с прослоями песчаников и глин. До 40 м.

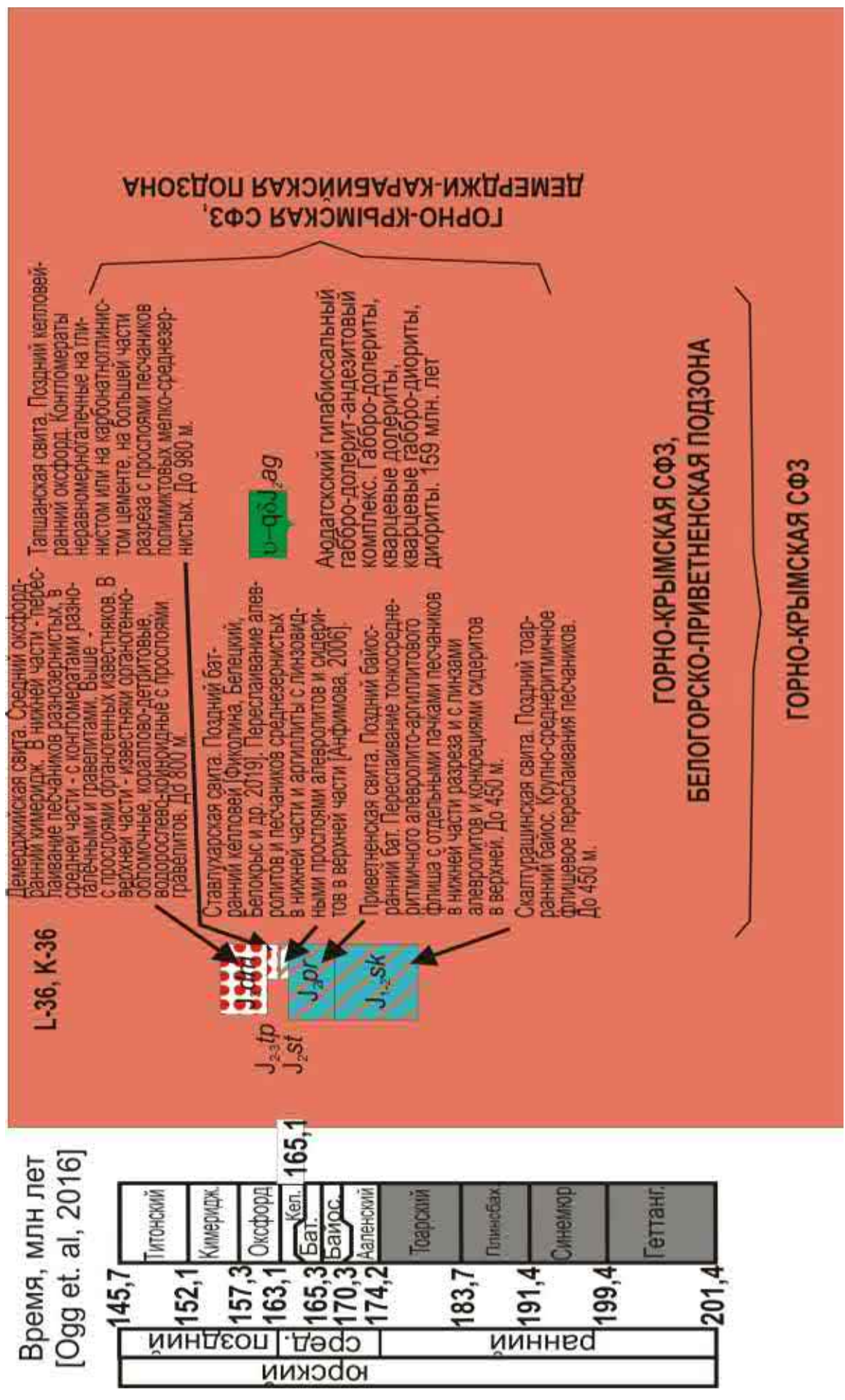


Рис. 6-71а. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика юрских отложений Горного Крыма.

Зеленогорская толща. Нижний готерив. Конгломераты, гравелиты, с прослоями песчаников, песков и глин. До 50 м. Грубообломочная формация по ТК.

Мазанская свита. Верхний готерив. Пески (песчанниковая формация по ТК) с невыдержанными прослоями и линзами конгломератов, глин, песчаников. До 150 м.

Бурульчинская толща. Нижний баррем. Известняки (одноименной формации) органогенные глинистые, с включением оолитов и мелкой кварцевой гальки. 2,5 м.

Курская толща. Нижний альб – низы среднего альба. Черные листовато-чешуйчатые глины с редкими, но крупными караваеобразными интерсептариевыми конкрециями сидеритов. 120 м.

Индольская толща. Средний альб. Монотонные аргиллитоподобные слабо- или бескарбонатные глины с пластом алевролита. 119 м.

Мелиховская толща. Верхний альб. Глины темно-серые, плотные с углефицированными остатками. 58,5 м. Последние три стратона отнесены к глинистой формации по ТК.

Предгорная СФЗ, Центральная подзона. Белогорская, мендерская и прохланенская свиты, охарактеризованные выше (рис. 6-70).

Моноклиальная СФЗ, Восточная подзона. Белогорско-курская толща. Ранний палеоцен. В нижней части – алевроитистые, известковистые мергели с остатками морских ежей, морских лилий, обугленной древесиной. Выше – массивные органогенные известняки – органогенно-детритовые, фораминиферово-криноидные, серпулово-криноидные с прослоями рыхлых детритово-спикуловых известняков. До 150 м. Отвечает известняковой формации по ТК (рис. 6-70).

Толща опоковидных алевролитов и известняков (в т. ч. литотамниевых). Верхний палеоцен. До 70 м. Отнесен к глинисто-карбонатной формации по ТК.

Далее следует разрез, включающий в себя стратона с новопавловской по зубакинскую свиты, охарактеризованные ранее.

Киммерийского Коллажа СФЗ. Черноморский сейсмокомплекс. Глинисто-кремнистое флишевое переслаивание аргиллитов, алевролитов, кремнистых алевролитов, известняков. Триас–плинсбах. До 2000 м. Стратон отвечает терригенной (песчанико-алевритовой) флишевой (турбидитовой) формации по ТК (рис. 6-71б).

Южнобережная подзона. Терригенно-вулканогенная сеймосерия. Переслаивание аргиллитов, песчаников, вулканитов, туфов, туфобрекчий и песчано-глинистых отложений. Нижняя – средняя юра. Более 1000 м.

Осадочно-вулканогенная сеймосерия. Переслаивание вулканической составляющей смешанного состава и аргиллитов с редкими прослоями песчаников. Средняя юра. До 4000 м. Оба стратона отнесены к туфо-алеврито-глинистой флишевой (турбидитовой) формации по ТК.

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]

юрский	поздний	145,7	Титонский
	сред.	152,1	Киммеридж
триасовый	поздний	157,3	Оксфорд
	сред.	163,1	Бат
пермский	поздний	165,3	Байос
	сред.	170,3	Малевский
карбоновый	поздний	174,2	Татарский
	сред.	183,7	Плиносбэк
силурийский	поздний	191,4	Синемюр
	сред.	199,4	Геттанг
девонский	поздний	201,4	Рэтский
	сред.	209,6	Норийский
силурийский	поздний	228,5	Карний
	сред.	237,5	Ладин
пермский	поздний	241,5	Анизий
	сред.	246,8	Оп
триасовый	поздний	249,8	Инд
	сред.	251,9	

L-36, K-36

КАЛАМИТСКО-ЛОМОНОВСКАЯ СФЗ

[Фиколина, Белецкий, Белокрыс и др. 2019]

Терригенно-карбонатная свисмотолца. Средний келловей-ранний киммеридж. Переслаивание аргилитов, глин, известняков. До 300 м.

Осадочно-вулканогенная свисмотолца. Переслаивание вулканогенных осадочных пород с известняками, аргилитами, глинами, известняками. До 400 м.

Саратская свита. Средний оксфорд-ранний киммеридж. Известняки органогеннообломочными, местами с прослоями алевролитов и песчаников. До 200 м.

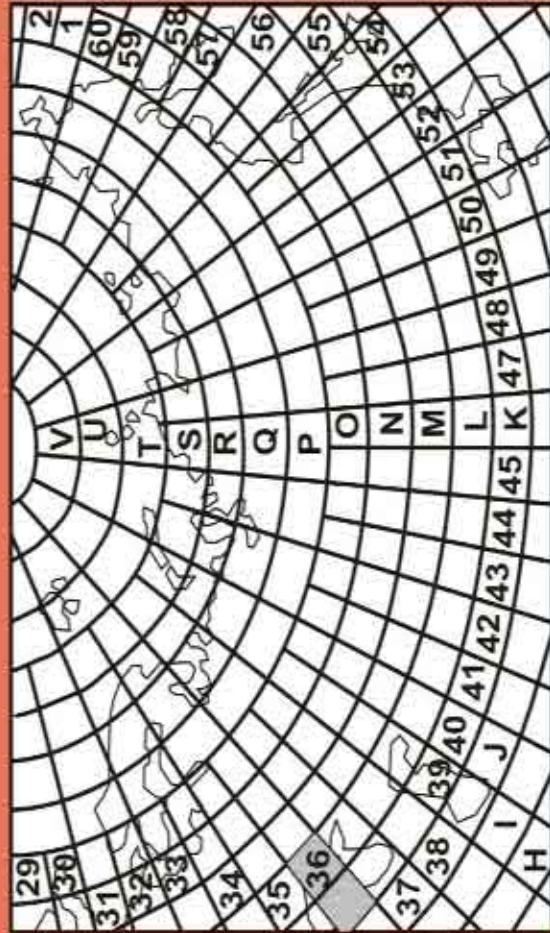
Татарбунарская свита. Средний-поздний келловей. Переслаивание конгломератов и песчаников с известняками. До 200 м.

Большими прослоями песчаных глин и известняков. До 200 м.

ЮЖНОБЕРЕЖНАЯ ПОДЗОНА [Фиколина, Белецкий, Белокрыс и др. 2019]

Черноморский свисмотолца. Глинисто-кремнистые флишевые переслаивание аргилитов, алевролитов, кремнистых алевролитов, известняков, триас-плинских. До 2000 м.

T-J, Or



ЗОНА КИММЕРИЙСКОГО КОЛЛАЖА СФЗ

Рис. 6-71. Хронолито-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-юрских отложений Горного Крыма.

Каламитско-Ломоносовская СФЗ. Терригенно-карбонатная сейсмотолща. Средний келловей-ранний кимеридж. Переслаивание аргиллитов, глин, известняков. До 300 м. Стратон отвечает терригенной (песчанико-алевритовой) флишевой (турбидитовой) формации по ТК (рис. 6-71б).

Ломоносовская СФЗ. Ломоносовская осадочно-вулканическая серия. Мел-эоцен. Туфы дацитов, плагиодацитов, базальтов с прослоями глин, мергелей. До 1400 м. Стратон отнесен к туфо-терригенной формации по ТК.

Северо-Черноморская СФЗ. Татарбурнарская свита. Средний-верхний келловей. Переслаивание конгломератов и песчаников с небольшими прослоями песчанистых глин и известняков. До 200 м. Стратон отвечает терригенной (песчанико-алевритовой) флишевой (турбидитовой) формации по ТК.

Саратская свита. Средний оксфорд-нижний кимеридж.

Известняки (одноименной формации по ТК) органогенно-обломочные, местами с прослоями алевролитов и песчаников. До 200 м.

Карбонатно-терригенная сейсмотолща (глинисто-карбонатная формация по ТК) мелового возраста. Аргиллиты, алевролиты, песчаники, вверху-аргиллиты известковистые, известняки песчанистые. До 1000 м.

Киммерийского Коллажа СФЗ. Карбонатно-глинистый сейсмокомплекс. Нижний берриас-баррем. Мергели глинистые, глины. До 1500 м.

Глинисто-карбонатный сейсмокомплекс. Апт-альб. Глины, глины известковистые, вулканические породы. До 1000 м. Эти два стратона отнесены к глинисто-карбонатной формации по ТК.

Сейсмотолща слоистых известняков. Верхний мел. Известняки, глинистые известняки, глины известковистые. До 1000 м. Известняковая формация по ТК.

Керченско-Таманская СФЗ. Бондаренковская толща. Нижний палеоцен. Переслаивание темных аргиллитов алевролитистых, известковистых со светлыми алевролитами, тонкозернистыми песчаниками, мергелями, иногда гравелитами. До 800 м. Песчано-алевролитовая (терригенная) формация по ТК.

Колодезная толща. Верхний палеоцен. Темные аргиллиты с маломощными прослоями алевролитов и песков. До 250 м. Глинистая формация по ТК.

Малобабинская толща. Эоцен. Неравномерное переслаивание аргиллитов и мергелей. До 470 м. Глинисто-карбонатная формация по ТК.

Прикрымско-Кавказская СФЗ, Керченско-Таманская Подзона. Майкопская серия. Рюпель-бурдигал. Аргиллиты, глины. До 4300 м.

Керченско-Таманская СФЗ. Камышлакские, тарханские, скельские слои объединенные; заветнинская и петровская толщи. Лангий-нижний серравал. Глины. До 760 м.

Красноперекопская свита и кореньковская толща объединенные. Верхний серравал - нижний тортон. Глины с прослоями известняков мергелей. До 500 м.

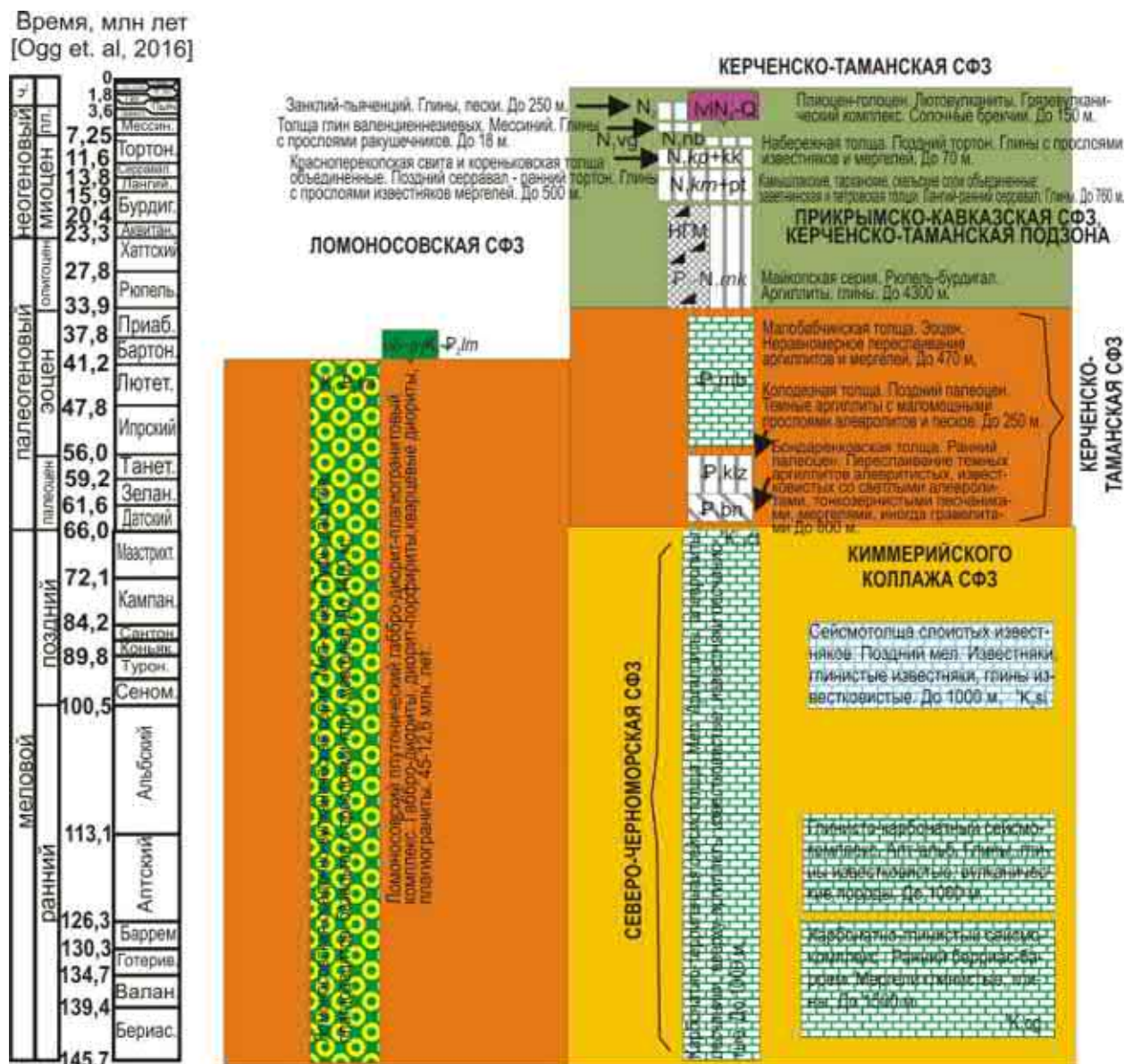


Рис. 6-72. Хронолито-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика меловых и кайнозойских отложений Горного Крыма.

Набережная толща. Верхний тортон. Глины с прослоями известняков и мергелей. До 70 м.

Толща глин валенциеннезиевых. Мессиний. Глины с прослоями ракушечников. До 18 м.

Занклий-пьяченций. Глины, пески. До 250 м. Все перечисленные выше стратона Керченско-Таманской зоны отнесены автором к глинистой формации по ТК.

Для разреза мезо-кайнозойских отложений автором был проведен анализ формаций с точки зрения их привязки к климату по [Синицын, 1980]. Отложения с триаса по кимеридж

включительно отнесены автором к олигомиктовой, близкой к мономиктовой формации. Отложения с берриаса по готерив, с верхнего баррема по альб, с верхнего ипра по нижний бартон Предгорной и Горно-Крымской СФЗ, осадки с берриаса по бартон Ломоносовской СФЗ, образования палеоцена и эоуена Керченско-Таманской СФЗ отвечают олигомиктовой, переходной к мезомиктовой формации. Отложения нижнего баррема, с сеномана по танет, с верхнего бартона по нижний рюпель в Предгорной, Моноклиальной и Горно-Крымской СФЗ, мелового возраста в Северо-Черноморской СФЗ и СФЗ Киммерийского коллажа отвечают высоко- и экстракарбонатной формации. Осадки олигоцена-квартера Прикрымско-Кавказской и Керченско-Таманской СФЗ отвечают мезомиктовой формации. Отложения верхнего миоцена Горно-Крымской СФЗ отнесены к умеренно-карбонатной морской формации.

Подавляющее число границ между стратонами – несогласные, за исключением границы между беденекырской и ялтинской свитами.

Нефтегазоносность. Выделяется триасово-юрский нефтеносный комплекс. Коллекторами выступают песчаные и алевроитовые тела, флюидоупорами – глины, аргиллиты (рис. 6-69, 6-71). Выше расположен нижнемеловой нефтегазоносный комплекс (нефтяные и газоконденсатные месторождения, рис. 6-70, 6-72). Коллекторами являются карбонатные, песчаные и грубообломочные толщи берриаса-баррема и второй половины альба. Флюидоупорами служат глинистые толщи апта-альба. За ним следует верхнемеловой нефтегазоносный комплекс с карбонатными коллекторами сеномана-турона и флюидоупорами – мергелями и глинами сантона-маастрихта. Он включает нефтяные и газовые месторождения. Далее идет датский нефтегазоносный комплекс с карбонатными коллекторами и флюидоупорами – глинами и мергелями ипра и танета. Он объединяет нефтяные, газоконденсатные и газовые месторождения. Затем выделяется олигоцен-нижнемиоценовый нефтегазоносный комплекс, объединяющий нефтяные, газоконденсатные и газовые месторождения. За ним идет среднемиоценовый-плиоценовый нефтегазоносный комплекс, объединяющий нефтяные и газовые месторождения. В этих двух комплексах коллекторами являются песчаные тела, а флюидоупорами – вмещающие их глинистые толщи.

Нефтегазоматеринские породы. Нефтегазоматеринскими отложениями являются битуминозные карбонаты верхнего сеномана-нижнего турона, олигоценовые глины майкопской серии (рис. 6-73).

Палеоклиматические условия. Для данного района имеются многочисленные оценки величин палеотемператур или данные, позволяющие оценить палеотемпературы и построить палеотемпературную кривую для юрско-голоценового интервала геологической истории (рис. 6-74).

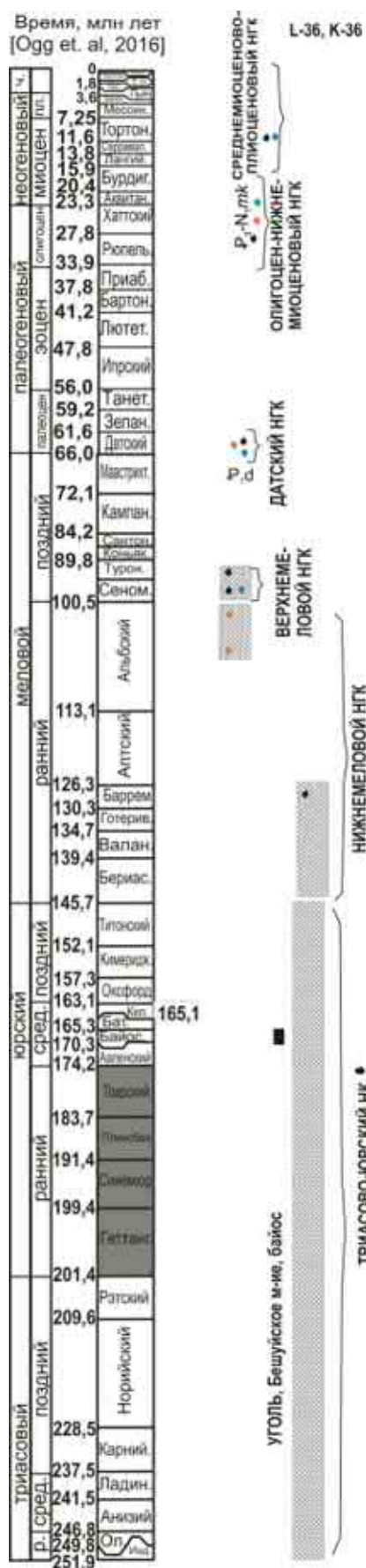


Рис. 6-73. Характеристика нефтегазоносности мезо-кайнозойских отложений Горного Крыма.

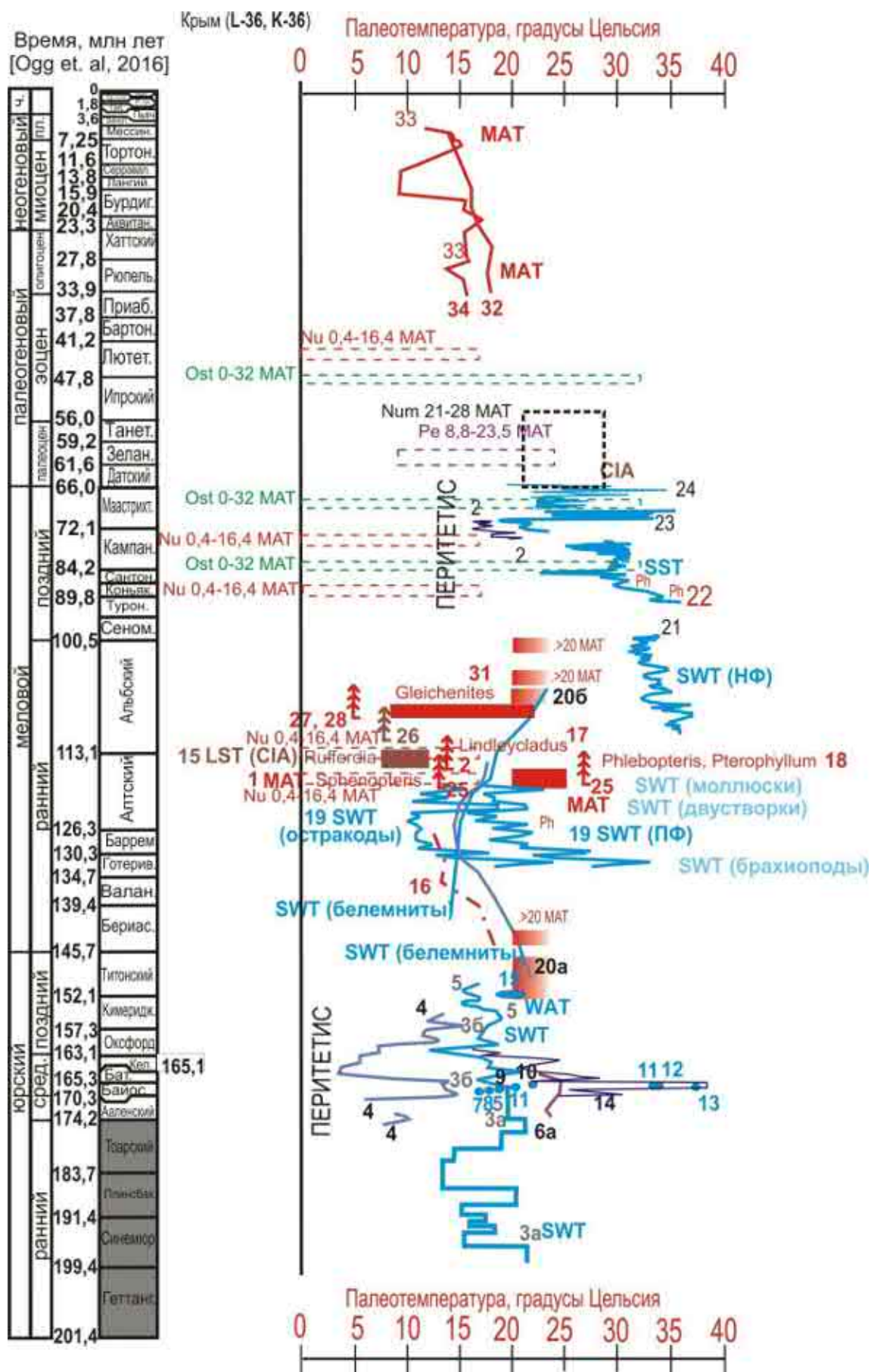


Рис. 6-74. Палеоклиматическая история Горного Крыма в мезо-кайнозое.

Источники: 1 – *Sphenopteris* [Мазарович, Милеев, 1989a] MAT [no Yamada, Legrand, Nishida, 2018]; 2 – SWT, изотопная палеотермометрия для массива биогенной породы (г. Вольск) [Бадулина и др., 2016]; 3a – SWT, Крымско-Кавказский трог [Габдуллин и др., 2014]; 3б – изотопная палеотермометрия для массива биогенной породы, Ай-Петринская и Байдарская яйлы, Крым [Рудько, Кузнецов, Покровский, 2017; Карпук, 2016]; 4 – SWT, Восточно-Европейская платформа, изотопная палеотермометрия по остракодам [Тесакова, 2014]; 5 – SWT, г. Тас-Тау, Крым, титановый модуль, приведенный к температуре; 6 – относительный палеотемпературный коэффициент (ОПК) водных масс [Кисилев, 2004], пересчитанный на палеотемпературы: а – Крым, б – Северный Кавказ; 7–10 – SWT, изотопная палеотермометрия для массива биогенной породы (г. Кыз-Кулле-Бурун, Судак, Крым); 11 – SWT, изотопная палеотермометрия для массива биогенной породы (г. Алчак, Судак, Крым); 12, 13 – SWT, изотопная палеотермометрия для массива биогенной породы (г. Бакаш, Дачное, Крым); 14 – SWT, изотопная палеотермометрия для массива биогенной породы (г. Таракташ, Дачное, Крым); 15 – *Ruffordia* из [Мазарович, Милеев, 1989a] MAT [no Xu et al., 2020]; 16 – палеотемпературы по содержанию пыльцы *Classopolis*, Крым; 17 – *Lindleycladus* [Мазарович, Милеев, 1989a], MAT [no Xu et al., 2020]; 18 – *Phlebopteris*, *Pterophyllum* из [Мазарович, Милеев, 1989a], MAT по [Philippe et al., 1998]; 19 – изотопная палеотермометрия (Красная Горка, Крым (верхний и нижний апт), Партизанское, Крым (нижний апт)) [Карпук, 2016]: а – остракоды, б – ПФ; 20 – изотопная палеотермометрия по роствам белемнитов (а – Крым ([Найдин и др., 1965], б – Кавказ; Центральный Тетис [Али-Заде, Алиев, 1975]); 21 – изотопная палеотермометрия, температурный индекс по нанофоссилиям (Израиль) [Ovechkina et al, 2019]; 22 – SST, центр Тетиса [Alsenz et al, 2003]; 23 – SWT, изотопная палеотермометрия для массива биогенной породы (г. Беш-Кош, Староселье, Крым); 24 – SWT, изотопная палеотермометрия по массиву биогенной породы (г. Бор-Кая, г. Ак-Кая, г. Айлянма-Кая (с. Курское), г. Кубалач (с. Тополевка), Крым); 25 – средний альб, папоротники *Phlebopteris dunkeri* Schenk, *Sphenopteris* cf. *delicatissima* Schenk, цикадофиты *Pterophyllum* sp., хвойные *Sphenolepis kurriana* Schenk, *Elatides curvifolia* (Dunker) Nath. [Мазарович, Милеев, 1989a]; 26 – поздний альб, папоротники *Ruffordia goepperbii* Dunk., *Gleichenibes zippei* Corda; хвойные *Geinitzia crebacea* Unger, *Lindleycladus lanceolabus* Lindl. et Hubb., *Sagenopberis variabilis* Vel., покрытосеменные *Sapindopsis* sp., *Aryskumia* sp. [Мазарович, Милеев, 1989a]; 27 – ранний сеноман, папоротники *Anemia dicksoniana* (Heer) Krass., *Osmunda* sp., *Gleichenites zippei* (Corda) Seward, покрытосеменных *Sapindopsis variabilia* Pont., единичные остатки насекомых [Мазарович, Милеев, 1989a]; 28 – средний сеноман, 18 форм растений: цикадофит *Taurophyllum* и хвойное *Geinitzia*. Обычны папоротники *Gleichenites*, беннетум *Pterophyllum* и архайчные покрытосеменные *Sapindopsis*, *Rogersia* и *Aryskumia*, а также линейные листья однодольных [Мазарович, Милеев, 1989a]; 29 – средний сеноман, акуловые рыбы *Pseudoisurus macrorhizus* (Cope), *Palaeoanacorax volgensis* Gliick., *Notidanus microdon* Ag., *Ptychodus decurrens* A g., *Cretolamna appendiculata* (Ag.), *Cretoxyrina denticulata* Gtlick. [Мазарович, Милеев, 1989a]; 30 – поздний турон, акуловые рыбы *Ptychodus* cf. *Decurrens* Ag., *Oxyrhina* cf. *manteili* Ag. [Мазарович, Милеев, 1989a]; 31 – *Gleichenites* [Мазарович, Милеев, 1989a] MAT по [Herman, Kvaček, 2007]; 32 – MAT CA-анализ [Utescher et al., 2014] Центральная Европа и Азия (Центральный Тетис) [Uhl et al., 2007]; 33 – MAT CA-анализ, Причерноморская низменность [Ivanov et al., 2011]; 34 – MAT CA-анализ, Паннонская впадина [Erdei et al., 2007].

Геохимические данные объединяют результаты определения температуры воды (SWT) методом изотопной палеотермометрии для массива биогенной породы (материал автора) или по раковинам морских беспозвоночных [Найдин и др., 1965; Али-Заде, Алиев, 1975; Карпук, 2016; Рудько, Кузнецов, Покровский, 2017; Ovechkina et al, 2019], по относительному

палеотемпературному коэффициенту (ОПК) водных масс [Кисилев, 2004], приведенному автором к абсолютным значениям температуры.

Палеоэкологические данные включают оценки величины палеотемпературы по характерным родам двустворчатых моллюсков («живым ископаемым»), найденным в разрезе, условия обитания которых известны – *Chlamys* (2–38°C), *Pecten* (8,8–23,5°C), *Ostrea* (0–32°C), или по нуммулотидам (21–28°C), кораллам (>20°C). Также находки флоры позволяют оценить диапазон палеотемпературы. Это результаты определения среднегодовой температуры (MAT) путем СА-анализа [Erdei et al., 2007; Uhl et al., 2007; Ivanov et al., 2011; Utescher, et al., 2014] или анализ температуры существования тех или иных родов флоры («живых ископаемых») [Мазарович, Милеев, 1989a; Philippe et al., 1998; Herman, Kvaček, 2007; Xu et al., 2020].

Для плинсбах-кимериджского интервала геологической истории имеется фрагмент палеотемпературной кривой (SWT), полученный по геохимическим данным из разрезов Крымско-Кавказского трога и опубликованный ранее в работе автора (Габдуллин и др., 2014). В плинсбахе значения температуры воды составляли около 21°C, в тоаре – около 15°C. На рубеже тоара и аалена произошло потепление до 20°C, сменившееся затем относительным похолоданием до 13°C. Потепление до 18°C происходит на рубеже байоса и бата. В это время протекает угленакопление. Затем климат становится еще более теплым до 21–22°C с понижением в середине оксфорда до 18°C. Для кимериджа имеются авторские данные результатов изотопной палеотермометрии для массива биогенной породы (район г. Судак) 17–22°C и второй кластер с диапазоном значений 33–37°C. Для оксфорда-кимериджа по данным анализа относительного палеотемпературного коэффициента (ОПК) водных масс [Кисилев, 2004], пересчитанного на значения палеотемпературы, величины составляли 21,5–24°C.

Для титона имеются результаты определения величины SWT методом изотопной палеотермометрии для массива биогенной породы [Рудько, Кузнецов, Покровский, 2017; Карпук, 2016], для берриаса – SWT по титановому модулю, приведенному автором к температуре.

В первой половине титона происходит похолодание с 20 до 10°C, затем – потепление до 17–20°C во второй половине. В берриасе происходит снижение температуры с 20 до 15°C.

Для мальма-берриаса имеются данные по температуре воды для эпиконтинентального бассейна Восточно-Европейской платформы [Тесакова, 2014], которые в среднем на 5–10°C ниже значений, имеющих для Крыма, и находятся в диапазоне значений от 3 до 15°C. Фиксируется потепление в среднем кимеридже и на рубеже титона-берриаса.

Для валанжина – альба имеются данные по изотопной палеотермометрии по роствам белемнитов для Крыма [Найдин и др., 1965] и Центрального Тетиса (Кавказ, [Али-Заде, Алиев, 1975a]). Для позднего берриаса – раннего валанжина и готерива по находкам кораллов

температура воды SWT была теплее 20°C. Палеотемпературные данные по кораллам и флоре хорошо коррелируют друг с другом и с данными изотопной палеотермометрии по рострам белемнитов для Крыма – около 20°C в готериве и около 21–22°C. В готериве жили двустворки *Chlamys*, характеризующие диапазон значений температур воды от 2 до 38°C. Тренд кривой изотопной палеотермометрии по рострам белемнитов коррелирует с характером кривой палеотемператур по содержанию пыльцы *Classopolis* в Крыму, демонстрируя разницу в температурах в несколько градусов (по пыльце температура ниже).

Анализируя палеотемпературные данные по изотопной палеотермометрии по рострам белемнитов [Найдин и др., 1965; Али-Заде, Алиев, 1975a], фиксируется понижение температур с готерива (около 20°C) до середины апта (14–15°C), потепление начинается в раннем альбе до 20°C. Данные по изотопной палеотермометрии (Карпук, 2016) по аптским остракодам и планктонным фораминиферам демонстрируют те же тренды, что и данные 60–70 х годов прошлого века, хотя и характеризуются более высокими значениям палеотемператур. Например, для раннего апта имеются следующие диапазоны значений [Карпук, 2016] 30–35°C (по планктонным фораминиферам) и 25–30°C (по остракодам). На рубеже апта и альба происходит похолодание до 17–22°C (по планктонным фораминиферам) и 10–17°C (по остракодам). К середине альба происходит потепление до 20–25°C, что также подтверждается значениями среднегодовой средней температуры (MAT) по находкам следующих родов флоры *Phleboteris*, *Pterophyllum*. Второй кластер значений палеотемператур характеризуются сравнительно более низкими значениями для второй половины альба. Это, в частности – находки пелеципод *Nucula* (MAT 0,4–16,4°C), значения MAT по флоре *Lindleycladus* [Мазарович, Милеев, 1989a] – около 14°C [по Xu et al., 2020]. Находки *Ruffordia* sp. [Мазарович, Милеев, 1989a], свидетельствуют о значениях MAT около 6–13°C [по Xu et al., 2020].

На рубеже альба и сеномана в диапазоне температур от 8 до 22°C [Herman, Kvaček, 2007] произрастали *Gleichenites* [Мазарович, Милеев, 1989a]. В сеномане-сантоне обитали кораллы (температура > 20°C), по данным температурного индекса по нанофоссилиям из разрезов Израиля [Ovechkina et al, 2019] температуры воды (SWT) составляли 30–35°C. Для сеноман-туронского рубежа значения SWT составляли 23,5–25°C в момент накопления глинистых известняков и 24,0–25,5°C во время аккумуляции высококарбонатных прослоев – известняков (Габдуллин, 2002). В разрезах Израиля для позднего альба и раннего сеномана величины SWT составляли 35–40°C.

Для кампана данных по палеотемпературам пока нет. Для маастрихта-дация имеются авторские палеотемпературные кривые, рассмотренные ранее в параграфе 4.3.2. Для маастрихта взята кривая SST из центральной части Тетиса [Alsenz et al, 2003], для зеландия-ипра – данные по SWT методом изотопной палеотермометрии из статьи (Габдуллин и др., 2021) по массиву

биогенной породы из разрезов Горного Крыма. В маастрихте–бартоне обитали *Chlamys*, характеризующие диапазон значений температур воды от 2 до 38°C. Этапы похолодания маркируются фазами распространения пелеципод рода *Nucula* (MAT=0,4–16,4°C) в раннем маастрихте, позднем дании и раннем рюпеле. Моменты потепления характеризуются распространением фоладомий в конце раннего маастрихта и в начале позднего маастрихта или распространением устриц-остреид (MAT= 0–32°C) в позднем маастрихте, раннем танете и раннем приабоне. В ипре–лютете обитали нуммулитиды (MAT= 21–28°C), а в позднем ипре – пектениды (MAT= 8,8–23,5°C). Для зеландия имеется палеотемпературная кривая (SWT), составленная в соавторстве [Бадулина и др., 2016] методом изотопной палеотермометрии для массивы биоогенной породы для разреза Ульяновско-Саратовского прогиба (г. Вольск, окраина Тетиса), она повторяет тренд кривых, составленных автором для разрезов Крыма (значения температуры меньше на 5°C). Имеются палеотемпературные кривые, построенные методом СА-анализа по флоре для Центральной Европы и Азии (Центральный Тетис) [Erdei et al., 2007; Uhl et al., 2007; Ivanov et al., 2011; Utescher, et al., 2014].

Фазы потепления фиксируются в сеномане, коньяке, сантоне, дважды – в маастрихте, в дании, зеландии, танете, ипре, приабоне, среднем миоцене, на миоцен-плиоценовом рубеже. Эти интервалы разделяются эпохами относительного похолодания. С приабона фиксируется постепенное похолодание климата – приблизительно до 15°C (температура воды) в олигоцене–миоцене и до 10°C в плиоцене.

В результате анализа большого массива данных были составлены сводные палеотемпературные кривые для разрезов Горного Крыма на мезо-кайнозойском этапе (рис. 6-75).

Палеогеографические условия. Основные события геологической истории приведены на схеме (рис. 6-76). По описанной выше стратиграфической основе для Горного Крыма автором была составлена палеогеографическая кривая (рис. 6-77, 6-78) с использованием данных автора, данных в соавторстве и литературных данных.

Для валанжин–приабонского интервала геологической истории палеогеографическая кривая взята из работы А.М. Никишина и др. [Никишин и др., 2006], для других отрезков времени – кривая была составлена по собственным (плинсбах-титонский интервал) и опубликованным данным. Имеются значительные расхождения в понимании как возраста, так и палеогеографических условий формирования для ряда стратонов триасового-юрского возраста, они визуализированы на рис. 6-77. В основном речь идет о стратонах нижнего складчатого комплекса (Лозовской и Горнокрымской зон). В целом большинством ученых признается, что отложения глубоководной части Крымско-Кавказского трога представлены образованиями Горнокрымской зоны, а относительно более мелководные (плеча трога) – Лозовской зоны). В

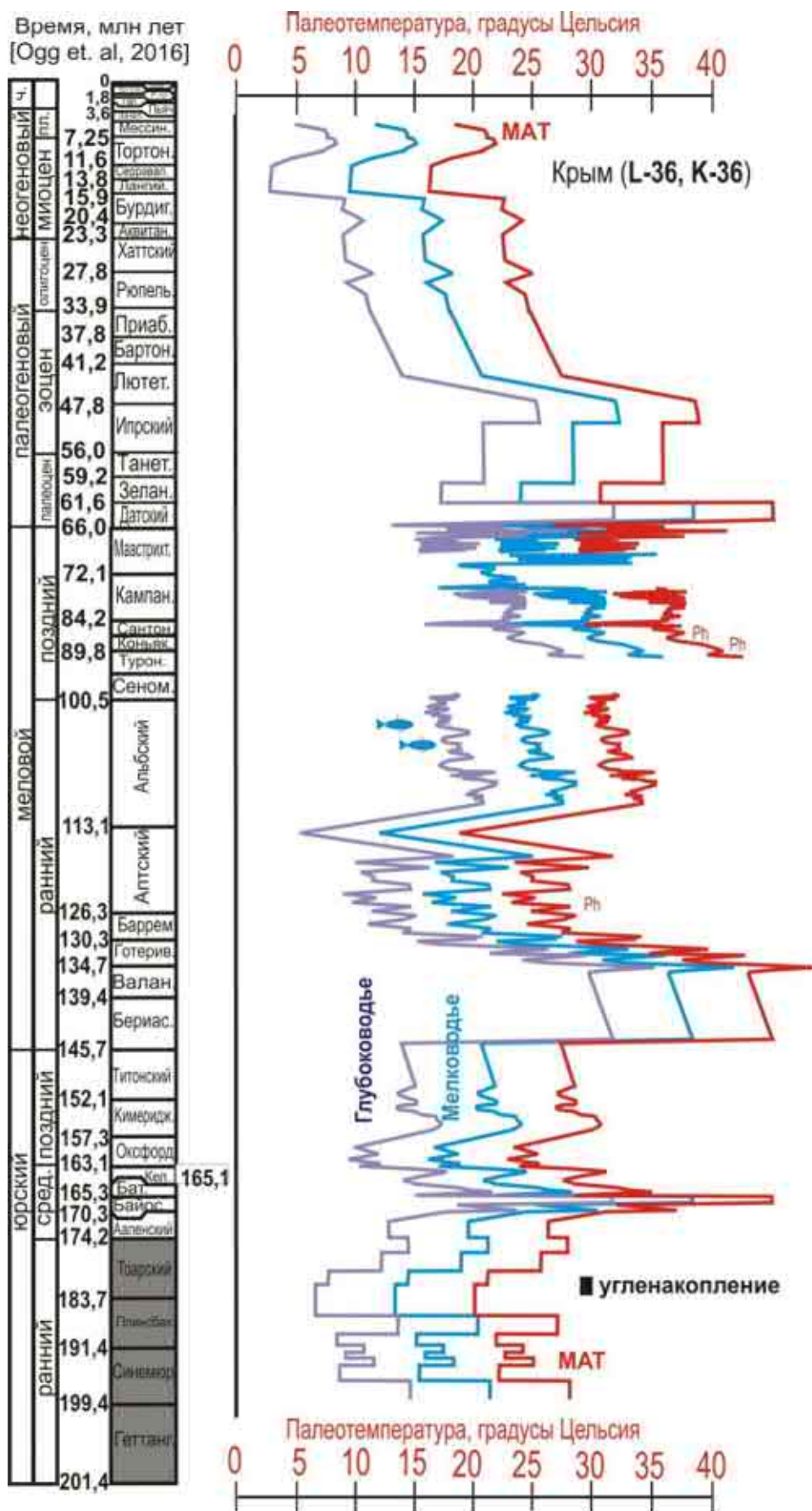


Рис. 6-75. Сводные палеотемпературные кривые для разрезов Горного Крыма на мезокайнозойском этапе.

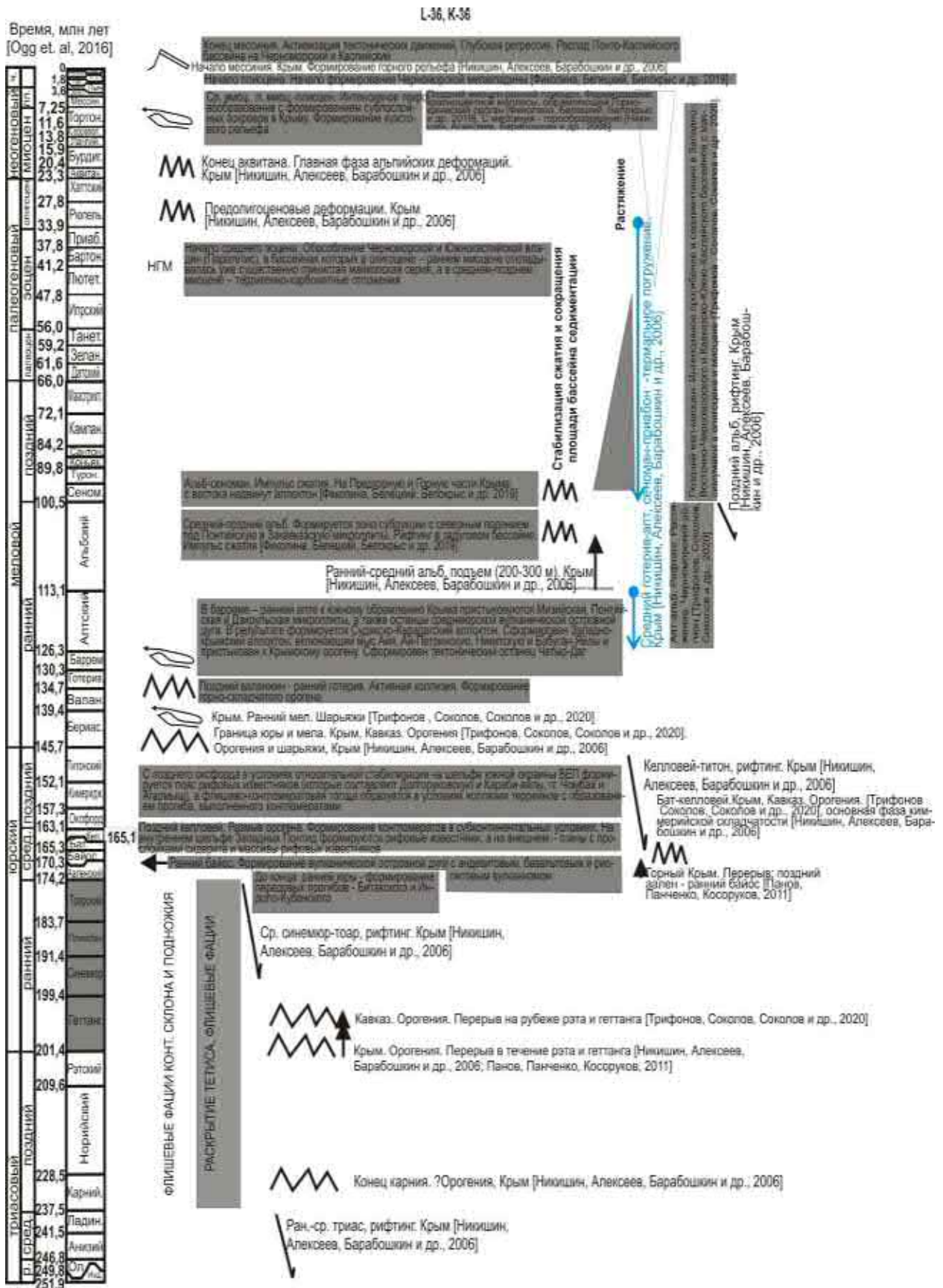


Рис. 6-76. Схема геологической истории Горного Крыма.

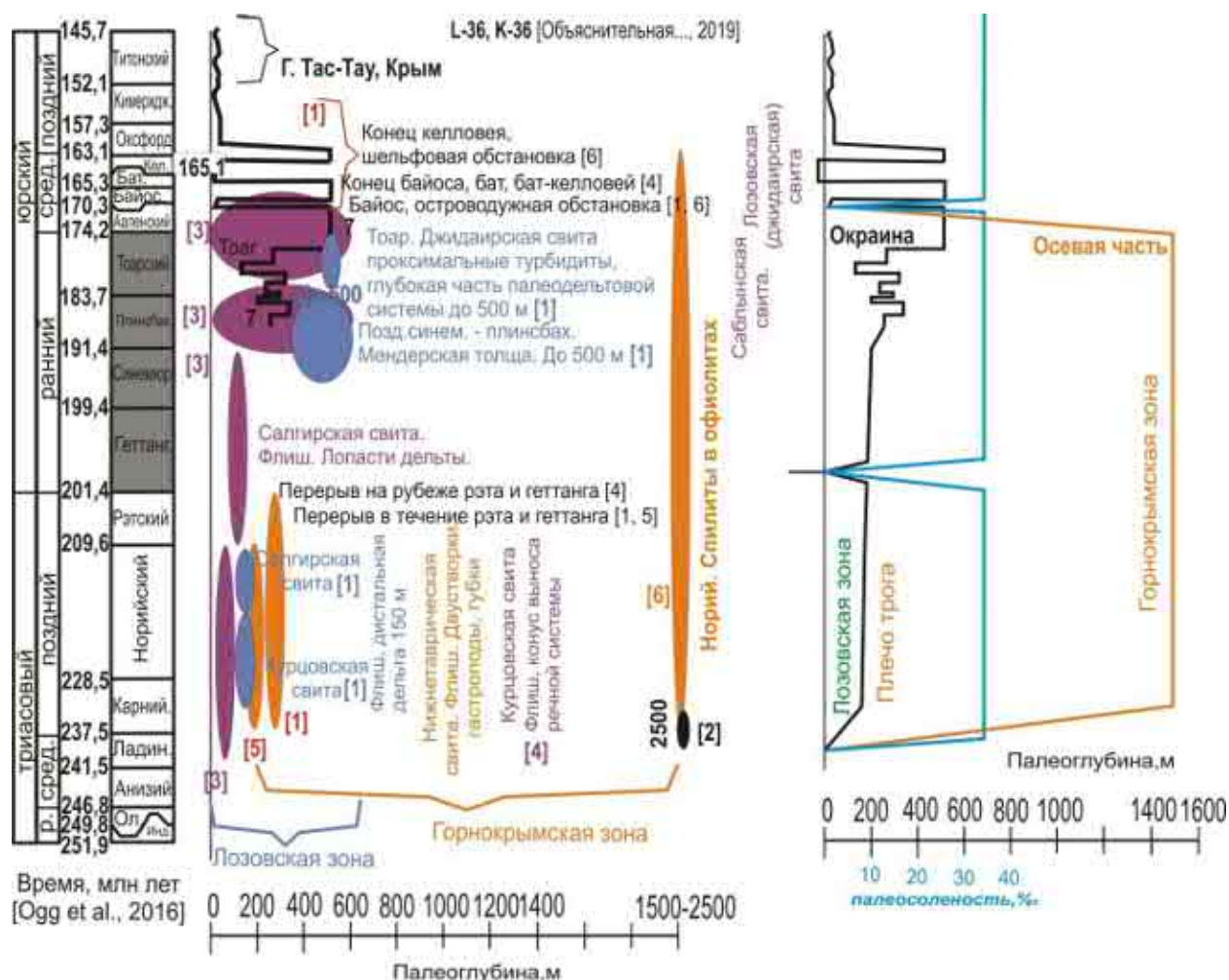
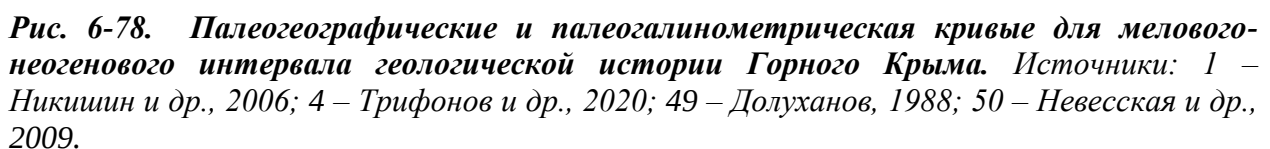


Рис. 6-77. Палеогеографические и палеобатиметрические кривые для триасово-юрского интервала геологической истории Горного Крыма. Источники: 1 – Никишин и др., 2006; 2 – Вишневская, 2000; Юдин, Курилов, Вишневская, 2006; Вишневская, 2001; 3 – Панов, Панченко, Косоруков, 2011; 4 – Трифонов и др., 2020; 5 – Стафеев и др., 2015; 6 – Объяснительная, 2019; 7 – Габдуллин и др., 2014а.

маастрихт–палеогеновое время относительно мелководные условия подтверждаются находками остреид (4–100 м) и пектенид (10–50 м).

Палеосоленость. Автором определены вариации солёности и построена палеобатиметрическая кривая (рис. 6-77, 6-78). Этапы существования бассейнов с нормальной солёностью приходятся на латин-приабонское, рюпель-бурдигальское, лангий-раннесерравальское время. В лангий-плиоценовое время солёность постоянно менялась и характеризовалась пониженными значениями. Устрицы-остреиды обитали в маастрихтское, танетское и приабонское время (характеризуют 12–30 промилле). Пелециподы *Nucula* (25–33 промилле) обитали в альбское и маастрихт-датское время. В маастрихте в момент совместного их обитания солёность составляла 25–30 промилле.



6.2.7. Тамань

Рассмотрим геологическую историю и палеогеографию района *Таманской подзоны Кубанской зоны, Тихорецкой подзоны Ергени-Азовской зоны, Таманско-Агадумской подзоны Западно-Кавказской зоны*. В качестве источника стратиграфической основы была взята геологическая карта L-37-XIX, XXV [Объяснительная..., 2013].

Разрез мезозойских отложений *Таманской подзоны Кубанской зоны* начинается алевролитоглинистая толща. Ритмичное переслаивание глин и алевролитов с прослоями туфоалевролитов, туфопесчаников и туфов альбского возраста. Мощность – более 200 м. Отвечает туфоалевролитоглинистой флишевой (турбидитовой) формации по ТК и олигомиктовой пестроцветной формации по [Синицын, 1980].

Выше следуют образования сеномана – вулканогенно-терригенная толща: мергели, алевролиты, глины известковистые. В нижней части отмечаются прослои туфов, туффитов. До 200 м. Это стратон отнесен автором к глинисто-карбонатной формации по ТК и высококарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Затем разрез наращивает мергельно-известняковая толща турон-коньякского возраста. Чередование известняков, мергелей и алевролитов. До 300 м. Соответствует мергельной формации по ТК и высококарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Сантонская алевролитоглинисто-известняковая толща представлена чередованием известняков, мергелей, глин, алевролитов мощностью до 200 м. Это стратон отнесен автором к глинисто-карбонатной формации по ТК и олигомиктовой пестроцветной формации по [Синицын, 1980].

Выше следует глинисто-мергельно-известняковая толща сантона-маастрихта – флишевое чередованием глин, известняков, мергелей, алевролитов. 210 м. Стратон отвечает карбонатно-мергелисто-известняковой флишевой формации по ТК и олигомиктовой пестроцветной формации по [Синицын, 1980].

Затем разрез Тихорецкой подзоны Ергени-Азовской зоны наращивают палеоцен-эоценовые ейская, коноковская, черкесская, керестинская, кумская и белоглинская свиты объединенные. Пачки аргиллитов, песчаников, алевролитов, мергелей, прослои известняков, редко – гравелитов. В верхней части (455 м) – чередование пакетов глин и мергелей. До 1512 м. Стратон отвечает глинисто-карбонатной формации по ТК и олигомиктовой пестроцветной формации по [Синицын, 1980].

Разрез *Таманско-Агадумской подзоны Западно-Кавказской зоны* начинают олигоцен-раннемиоценовые хадумская, баталпашинская, восковогорская и глинисто-сидеритовая свиты нерасчленённые Глины с прослоями, линзами и конкрециями сидеритов. До 6000 м. В кровле – местами перерыв.

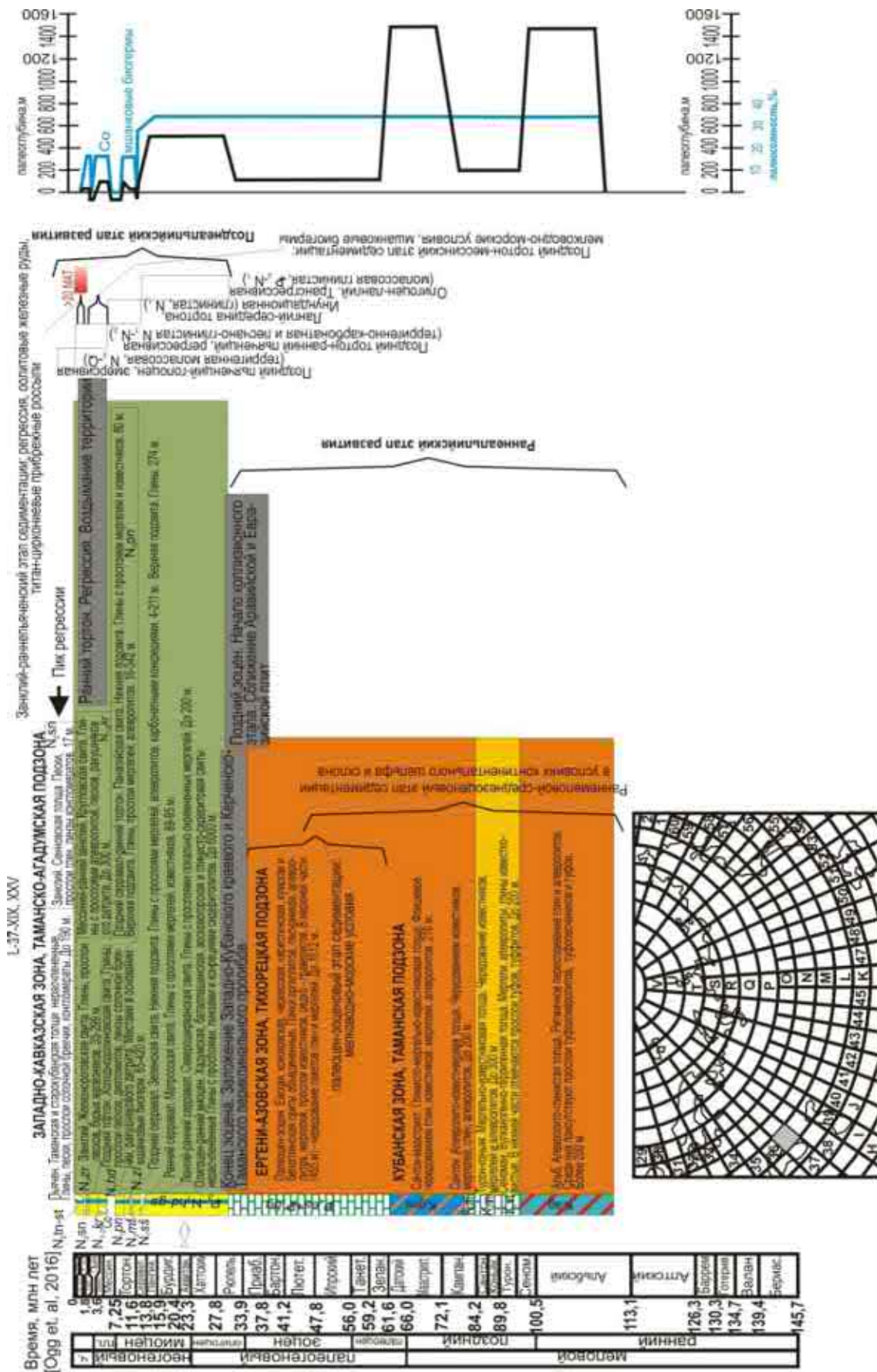


Рис. 6-79. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика меловых и кайнозойских отложений Тамани.

Лангий-нижний серравал. Североширванская свита. Глины с прослоями локально окремненных мергелей. До 200 м. В кровле – перерыв.

Нижний серравал. Матросская свита. Глины с прослоями мергелей, известняков. 89–95 м.

Верхний серравал. Зеленская свита. Нижняя подсвита. Глины с прослоями мергелей, алевролитов, карбонатными конкрециями. 4–211 м. Верхняя подсвита. Глины. 274 м.

Верхний серравал-нижний тортон. Панагийская свита. Нижняя подсвита. Глины с прослоями мергелей и известняков. 80 м. Верхняя подсвита. Глины, прослой мергелей, алевролитов. 16–342 м. В кровле – перерыв.

Верхний тортон. Холоднодолиновская свита. Глины, прослой песков, диатомитов, линзы сопочной брекчии, ракушнякового детрита. Местами в основании мшанковый биогерм. 65–420 м.

Мессиний-нижний занклий. Кругловская свита. Глины с прослоями алевролитов, песков, ракушнякового детрита. До 300 м.

Занклий. Железнороговская свита. Глины, прослой песков, бурых железняков. 35-299 м.

Занклий. Сенновская толща. Пески, прослой глин, линзы конгломератов. 17 м. В кровле – перерыв.

Пьячен. Таманская и старокубанская толщи нерасчлененные. Глины, пески, прослой сопочной брекчии, конгломераты. До 190 м.

Стратоны с олигоцена по плиоцен отвечают морской молассовой формации по ТК и мезомиктовая формация по [Синицын, 1980].

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для Тамани автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-79).

В турон-кампанское и рюпель-зеландское время идет морское осадконакопление с глубинами 200 м (мергелистая и глинисто-карбонатная формация), в альб-сеноманское и кампан – зеландское время – с палеоглубинами до 1,5 км (флишевая формация). В ипр-рюпельское время глубины составляли до 100 м в момент накопление осадков глинисто-карбонатной формации. В рюпель-серравальское время – до 500 м, а позже – до глубин 50 м в момент аккумуляции образований морской молассовой формации. В миоцен-плиоценовое время территория многократно на краткий период времени представляла собой область денудации.

Нижнемеловой-среднеэоценовый этап седиментации протекал в условиях шельфа и континентального склона, палеоцен-эоценовое время характеризовалось мелководно-морскими условиями [Объяснительная..., 2013]. Также авторы выделяют олигоцен-лангийский этап

накопления трансгрессивной молассовой глинистой морской молассы, затем – лангий–среднетортоновый инундационный этап аккумуляции глинистых осадков, потом в позднем тортоне-раннем пьаченции в регрессивных условиях протекает терригенно-карбонатная и песчано-глинистая седиментация. Поздний пьаченций-голоцен (там же) – это эмерсивная фаза аккумуляции терригенной молассы в регрессивном режиме.

Палеоклиматические условия. Имеющихся данных недостаточно для построения палеотемпературной кривой. В занклий-раннепьяченское время формируются оолитовые железные руды [Объяснительная..., 2013], что дает возможность оценить величину среднегодовой температуры выше 20°C (рис. 6-79).

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-79). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на момент формирования карбонатов, осадков флишевой формации и морской молассы в альб – серравальское время. Понижение солености (до 20 промилле) фиксируется с тортона и подтверждается мшанковыми биогермами и моллюсками рода *Conger* [Объяснительная..., 2013].

6.2.8. Акватория Черного моря

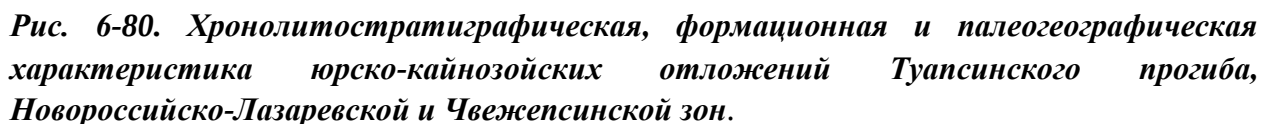
Рассмотрим геологическую историю и палеогеографию района акватории Черного моря в составе *Тупсинского прогиба, Новороссийско-Лазаревской и Чвежепсинской зон*. В качестве источника стратиграфической основы были взяты геологические карты К-37-39 [Объяснительная..., 2011] и L-37-XXXIII [Объяснительная..., 2021].

Разрез *Тупсинского прогиба* начинают образования терригенно-вулканогенной толщи среднего аалена-бата (рис. 6-80), представленные аргиллитами, туфами, лавами основного состава мощностью более 1000 м, отвечающие туфо-алеврито-глинистой формации по ТК и олигомиктовой формации по [Синицын, 1980]. В кровле – перерыв.

Разрез наращивает толща массивных известняков мальма-нижнего мела, включающая известняки с прослоями мергелей мощностью более 1300 м. Это существенно карбонатные (местами рифогенные) осадки, отнесенные к известняковой рифовой формации по ТК и высоко- и экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Выше следует толща слоистых известняков верхнего мела – известняки, мергели, аргиллиты мощностью до 700 м, отвечающие глинисто-карбонатной формации по ТК и умеренно карбонатной морской формации по [Синицын, 1980].

Затем идет мергельная толща палеоцен-эоцена, включающая мергели, прослои известняков, до 400 м. Стратон отвечает одноименной формации по ТК и умеренно карбонатной морской формации по [Синицын, 1980].



Осадки олигоцена-бурдигала представляют собой нижнюю молассу – песчано-глинистую толщу. Глины с прослоями песчаников и конгломератов. До 1200 м.

Лангий–тортон – верхняя моласса. Толща Кумани. Глины, известковистые глины, прослой мергелей и песчаников. До 800 м. Эти два стратона отнесены к морской молассовой формации.

Выше следует толща голубого потока (мессиний) – глины диатомитовые и слабо-известковистые, иногда с галькой алевролитов (0-400 м), а венчает разрез снежинская толща (занклий-гелазий) – глины серые, иногда с ожелезненными обломками (до 400 м). Эти стратоны отвечают глинистой формации по ТК. Стратоны с олигоцена по четверть отнесены к мезомиктовой формации по [Синицын, 1980].

В разрезе *Чвежесинской зоны* присутствует толща терригенного флиша и мергельно-глинистая толща объединенные (даний-лютет) мощностью до 1200 м. Стратон включает в себя аргиллиты, глины, песчаники, мергели, известняки и отвечает терригенной (песчанико-алевритовой) флишевой (турбидитовой) формации по ТК и умеренно карбонатной морской формации по [Синицын, 1980].

Разрез *Новороссийско-Лазаревской зоны* начинается верхнемеловая толща карбонатного флиша – мергели, известняки, алевролиты, песчаники. До 3000 м. Стратон отнесен к карбонатно мергелисто-известняковой флишевой формации по ТК и умеренно карбонатной морской формации по [Синицын, 1980].

Выше следует толща терригенного флиша и мергельно-глинистая объединенные (даний-лютет). В ее нижней части – терригенный песчано-глинистый флиш. В средней части – глины с прослоями рыхлых песчаников. В верхней части – глины, мергели, алевролиты (1500–1800 м). Стратон отвечает карбонатно-терригенной флишевой формации по ТК и умеренно карбонатной морской формации по [Синицын, 1980].

Далее, после орогенических движений в середине эоцена, в разрезе *Чвежесинской зоны* присутствует комплекс нижней молассы – песчано-глинистая толща олигоцена-бурдигала. Глины с прослоями песчаников и конгломератов. Горизонты олистостром. До 300 м. Стратон отнесен к морской молассовой формации по ТК. В кровле – перерыв (лангий-нижний тортон), возникший вследствие столкновения плит и шарьирования терригенных комплексов Большекавказского задугового бассейна на Закавказскую плиту с образованием чешуйчато-надвиговых аллохтонов Абино-Гунайского, Новороссийско-Лазаревского и Чвежесинского, с отчетливо выраженной южной вергентностью возникших складчатых зон [Объяснительная..., 2011].

Затем следует толща диатомовых глин (верхний тортон–мессиний) – глины диатомитовые и слабоизвестковистые, иногда с галькой сидеритов. 0–700 м. Выше – глины серые иногда с ожелезненными обломками остракод (занклий–гелазий), мощностью 0–400 м.

Эти два стратона отвечают глинистой формации по ТК. Стратоны с олигоцена по четверть отнесены к мезомиктовой формации по [Синицын, 1980].

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для акватории Черного моря автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-81). В среднеюрское время седиментация протекала в континентальной обстановке с формированием образований туфо-алеврито-глинистой формации, в позднеюрско-среднемеловое – в крайне мелководной обстановке с формированием осадков известняковой рифовой формации. В турон-эоценовое время флишевая седиментация протекала в прогибе с палеоглубинами около 1,5 км, осадки нижней молассы накапливались в олигоцен-раннемиоценовое время в бассейне с величиной палеоглубины не превышавшей 500 м, а – верхней молассы – в позднемиоцен-плиоценовое время на глубинах 50–100 м.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-81). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на момент формирования карбонатов, осадков флишевой формации и морской молассы в альб – серравальское время. Понижение солености (до 20 промилле) фиксируется с тортона.

6.2.9. Северо-Западный Кавказ

Рассмотрим геологическую историю и палеогеографию района Северо-Западного Кавказа моря в составе зон *Новороссийско-Лазаревской, Туапсинского прогиба и Закавказской плиты*. В качестве источника стратиграфической основы была взята геологическая карта L-37-XXXIII [Объяснительная..., 2021].

Разрез *Туапсинского прогиба и Закавказской плиты* начинают образования терригенно-вулканогенной толщи байоса-бата (рис. 6-82), представленной базальтовыми порфиритами, туфами, аргиллитами, алевролитами (мощностью до 1000 м), отвечающие туфо-терригенной формации по ТК и олигомиктовой, близкой к мономиктовой формации по [Синицын, 1980]. Выше, после перерыва, разрез *Псебеско-Шапсугской подзоны Новороссийско-Лазаревской зоны* начинается кимеридж-титонская пихтарская свита, объединяющая мергели, обломочные известняки, прослои аргиллитов, редко алевролиты мощностью более 400 м. Стратон отвечает мергельной формации по ТК и высококарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Выше, после перерыва, следуют глины, песчаники, алевролиты, горизонты олистостром свита Чепси нижнего готерива. Мощность 200–450 м.

Выше, после перерыва, идут глины, песчаники, алевролиты, сидеритизированные известняки, мергели верхнего готерива – солодкинской и шишанской свит объединённых (725–

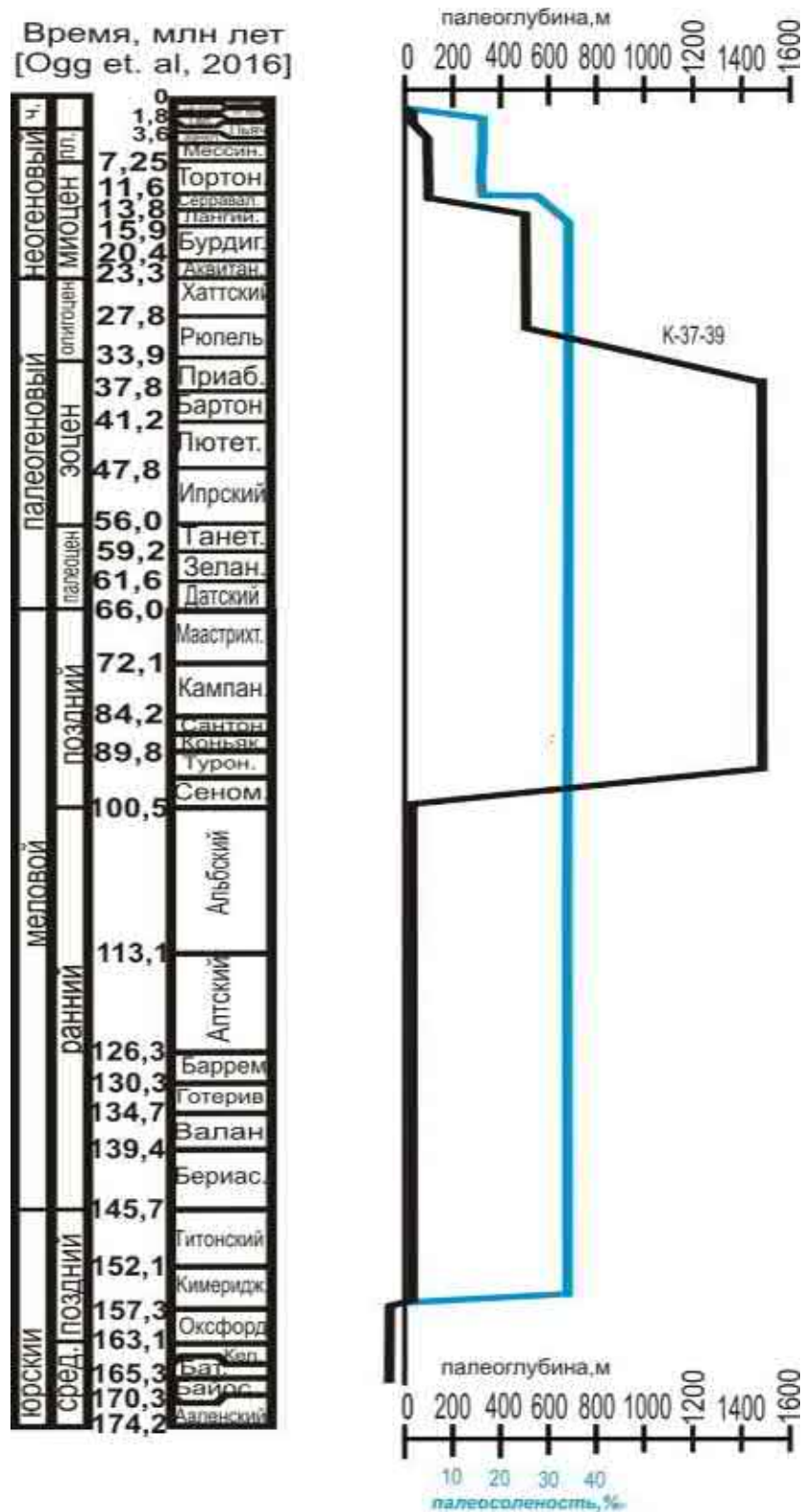


Рис. 6-81. Палеогеографические и палеогалинометрическая кривые для юрско-кайнозойского интервала геологической истории областей Туапсинского прогиба, Новороссийско-Лазаревской и Чвежесинской зон.

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]

L-37-XXXIII

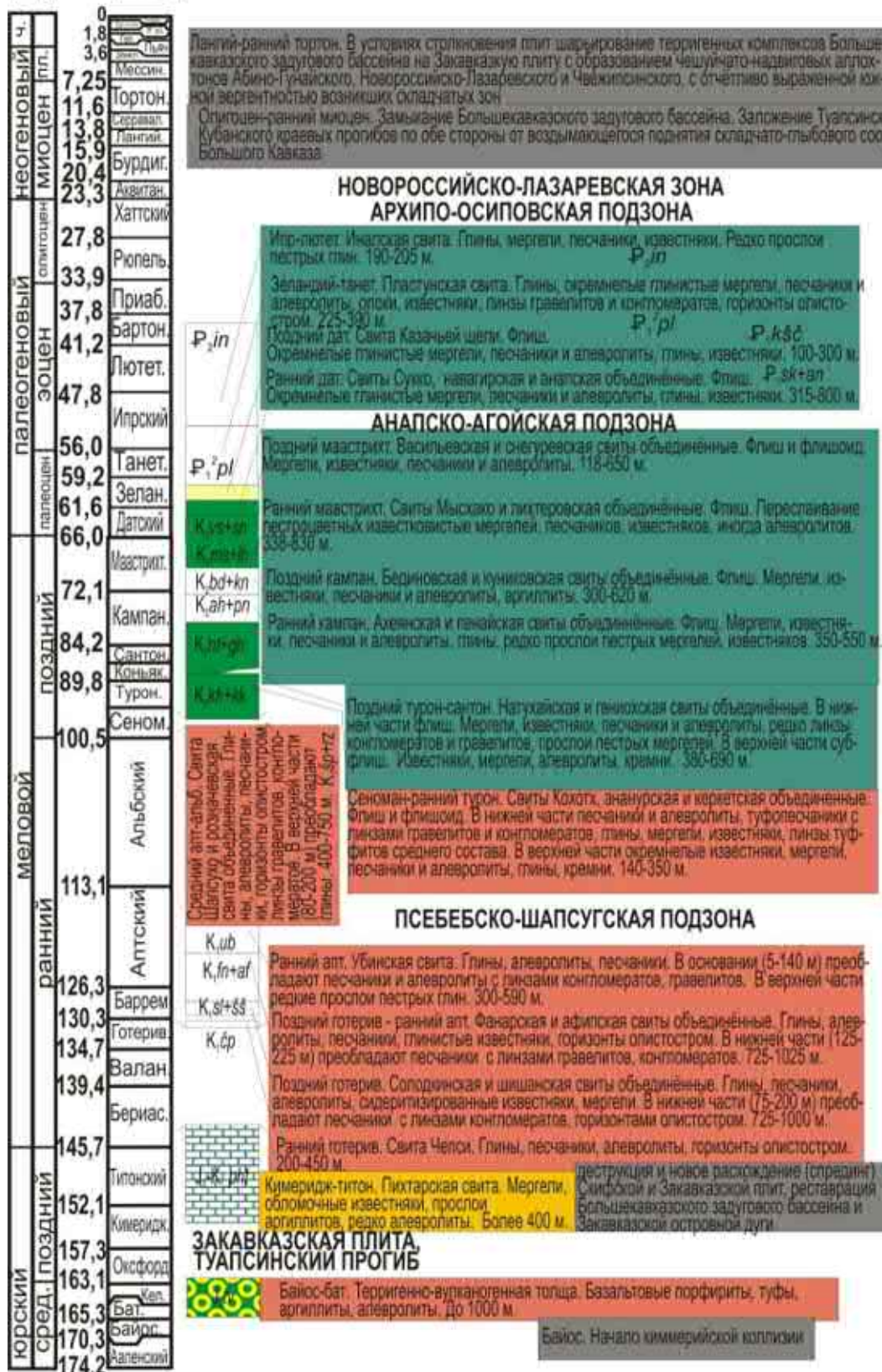


Рис. 6-82. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика юрско-кайнозойских отложений Туапсинского прогиба, Новороссийско-Лазаревской зоны и Закавказской плиты.

1000 м). В нижней части (75–200 м) преобладают песчаники с линзами конгломератов, горизонтами олистостром.

Затем разрез надстраивают глины, алевролиты, песчаники, глинистые известняки, горизонты олистостром фанарской и афипской свит объединённых (725–1025 м). В стратоне, отвечающему верхнему готериву – нижнему апту, в нижней части (125–225 м) преобладают песчаники с линзами гравелитов, конгломератов.

Выше следуют образования нижнего апта – убинская свита. Глины, алевролиты, песчаники. В основании (5–140 м) преобладают песчаники и алевролиты с линзами конгломератов, гравелитов. В верхней части – редкие прослои пестрых глин (300–590 м).

За ними идут отложения среднего апта–альба – свита Шапсухо и розначевская свита объединённые (400–750 м). Глины, алевролиты, песчаники, горизонты олистостром, линзы гравелитов, конгломератов. В верхней части (80–200 м) преобладают глины. Перечисленные выше стратоны нижнего мела отвечают глинистой и песчаниковой формациям по ТК.

В разрезе *Анапско-Агойской подзоны* флишевым и флишоидным образованиям сеномана – нижнего турона отвечают свиты Кохотх, ананурская и керкетская объединённые. В нижней части песчаники и алевролиты, туфопесчаники с линзами гравелитов и конгломератов, глины, мергели, известняки, линзы туффитов среднего состава. В верхней части окремненные известняки, мергели, песчаники и алевролиты, глины, кремни. Мощность 140–350 м. Данный стратон был ранее изучен автором [Габдуллин, 2002] и отнесен к карбонатно-мергелисто-известняковой флишевой формации по ТК. Стратоны с готерива по нижний турон отвечают олигомиктовой, близкой к мономиктовой формации по [Синицын, 1980].

Выше идут образования верхнего турона-сантона – натухайская и гениохская свиты объединённые. В нижней части флиш. Мергели, известняки, песчаники и алевролиты, редко линзы конгломератов и гравелитов, прослои пестрых мергелей. В верхней части субфлиш. Известняки, мергели, алевролиты, кремни. 380–690 м. Данный стратон был ранее изучен автором [Габдуллин, 2002] и отвечает умеренно карбонатной морской формации по [Синицын, 1980].

Далее следует комплекс образований нижнего кампана – ахейнская и пенайская свиты объединённые. Флиш. Мергели, известняки, песчаники и алевролиты, глины, редко прослои пестрых мергелей, известняков. 350–550 м.

За ними идут бединовская и куниковская свиты объединённые верхнего кампана. Флиш. Мергели, известняки, песчаники и алевролиты, аргиллиты. 300–620 м.

Разрез продолжают свиты Мысхако и лихтеровская объединённые нижнего маастрихта. Флиш. Переслаивание пестроцветных известковистые мергелей, песчаников, известняков, иногда алевролитов. 338–830 м. Стратон был изучен автором.

Выше идут васильевская и снегуревская свиты объединённые. Флиш и флишоид верхнего маастрихта. Мергели, известняки, песчаники и алевролиты. 118–650 м. Стратон был ранее изучен автором [Габдуллин, 2002].

Разрез наращивают свиты Сукко, навагирская и анапская объединённые. Флиш нижнего дата. Окремнелые глинистые мергели, песчаники и алевролиты, глины, известняки. 315–800 м. Стратон был изучен автором. Стратоны с верхнего турона по нижний дат отнесены к карбонатно-мергелисто-известняковой флишевой формации по ТК.

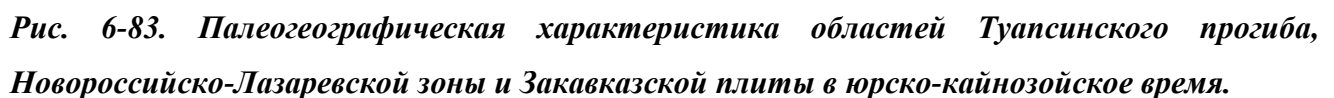
Далее следуют флишевые образования верхнего дата – свита Казачьей щели. Окремнелые глинистые мергели, песчаники и алевролиты, глины, известняки. 100–300 м. Стратон был рекогносцировочно изучен автором.

Выше идут образования зеландия-танета – пластунская свита. Глины, окремнелые глинистые мергели, песчаники и алевролиты, опоки, известняки, линзы гравелитов и конгломератов, горизонты олистостром. 225–390 м.

Разрез завершают образования ипра-лютета, отвечающие инапской свиты. Глины, мергели, песчаники, известняки. Редко прослой пестрых глин. 190–205 м. Стратоны с верхнего дата относятся к карбонатно-терригенной флишевой формации по ТК, а с верхнего кампана – к умеренно карбонатной морской формации по [Синицын, 1980].

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для Северо-Западного Кавказа автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-83). С кимериджа по бартон осадконакопление протекало в условиях пострифтового прогибания континентального склона и подножия пассивной континентальной окраины [Объяснительная..., 2021].

В кимеридж-титонское время в момент накопления мергельной формации и в раннем готериве в момент аккумуляции осадков глинистой и песчаниковой формаций палеоглубины не превышали 200 м. Раннеаптские устрицы *Ostrea* sp. указывают на палеоглубины 4–100 м и постепенное увеличение глубины бассейна до 200 м по смене комплекса двустворчатых моллюсков на головоногих моллюсков (аммонитов и белемнитов) к середине апта. Палеоглубины около 200 м существуют до конца апта, когда помимо головоногих моллюсков тут еще обитают брахиоподы и другие двустворки [Римша, Сердюкова, 1965]. В альбе появляются глубоководные иноцерамы, которые вместе с головоногими моллюсками обитают в бассейне с глубинами до 400 м до середины маастрихта (в момент седиментации карбонатно-мергелисто-известняковой флишевой формации). В палеоцене – ипре глубины возрастают до 800 м (момент аккумуляции осадков терригенно-карбонатной флишевой формации), после чего начинается обмеление бассейна.



Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-83). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на момент формирования карбонатов (кимеридж-титон) с головоногими моллюсками, осадков глинистой и песчаниковой формаций с головоногими моллюсками в раннем готериве, глинистой и песчаниковой формаций, флишевой формации в нижнемеловое – эоценовое время. На это указывают находки головоногих моллюсков в интервале с готерива по сеноман, иноцерамов в интервале с альба по маастрихт, брахиопод – в альбе, устриц-остреид, обитающих в диапазоне величины солености от 12 до 30 промилле в раннем апте.

Палеоклиматические условия. Для данного района имеются немногочисленные оценки величин палеотемператур или данные, позволяющие оценить палеотемпературы для мелового интервала геологической истории (рис. 6-83). Для готерива, баррема, среднего апта и альба и сеномана по находкам *Gleichenia* sp. можно реконструировать диапазон значений среднегодовой температуры (МАТ) 8–22°C, а для альба и раннего, позднего апта по находкам *Coniopteris* sp. возможно оценить величины МАТ >20°C, по находкам *Ginkgo* sp. из образований позднего апта – МАТ 20–24°C. Находки устриц *Ostrea* sp. свидетельствуют о диапазоне значений температуры морской воды 0–32°C. Таким образом возможно установить, что в барреме, среднем апте и альбе–сеномане величины МАТ составляли 20–22°C, в раннем апте – более 22°C, в позднем апте 22–24°C, а в раннем апте – 22–32°C.

Рассмотрим геологическую историю и палеогеографию района Северо-Западного Кавказа моря в составе Бамбак-Урупская впадины и Аксаут-Тырнаузской зоны мегазоны Передового хребта, Шахе-Лабинской зоны и Гойтхско-Ачишхинской покровно-складчатой зон мегазоны горст-антиклинория Главного хребта, Абхазо-Рачинской подзоны Гагро-Джавской зоны, Гойтхской, Краснополянской, Псеашхо-Гузерицкой подзон, Псеако-Березовская, Чвежесинская подзон Новороссийско-Чвежесинская зоны, Минераловодской подзоны Центрально-Предкавказской зоны, Дагестанской и Судурско-Шахдагской подзоны зоны Известнякового Дагестана, Черек-Сунженской, Терско-Сулакской, Уллучай-Рубасчайской, Ногайско-Терская подзон Терско-Самурской зоны. В качестве источника стратиграфической основы была взята геологическая карта К-37-39 [Объяснительная..., 2011].

Разрез *Бамбак-Урупской впадины и Аксаут-Тырнаузской зоны мегазоны Передового хребта* представляют образования индосийского тектонического этапа развития – триасовые породы мастыкской серии – конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, мергели мощностью до 1500 м (рис. 6-84). В рэте и среднем нории – рифовые известняки (одноименной формации по ТК), в «оставшееся» триасовое время осадки отвечают грубообломочной формации по ТК (прогиб активной окраины андийского типа).

Разрез *Шахе-Лабинской зоны мегазоны горст-антиклинория Главного хребта* представлен образованиями индосийского тектонического этапа развития – песчано-глинистой толщей триаса – песчаники, конгломераты, алевролиты, отвечающая грубообломочной формации по ТК (островная дуга).

В конце триаса происходит индосинийский орогенез.

Разрез *Абхазо-Рачинской подзоны* представлен образованиями доггера – анчхойской свитой, порфиритовой серией и батагской свитой объединенными. Туфы, лавы авгитовых порфиритов, аргиллиты, реже – туфопесчаники, туффиты. До 2850 м. Стратон отнесен к туфо-алеврито-глинистой флишевой (турбидитовой) формации по ТК (островная дуга) и был изучен

автором при инженерно-геологических изысканиях под строительство в долине реки Мзымты в 2010–2013 гг.

Разрез *Псехако-Березовской подзоны* включает в себя тоар-байосские образования псехако-березовской серии – аргиллиты, прослои алевролитов и песчаников, редкие горизонты базальтов и туфов, пластовые тела и дайки габбро, дацитов чаталтапинского комплекса. До 4800 м. Стратон отвечает терригенной (песчанико-алевритовой) флишевой (турбидитовой) формации по ТК (осевая часть трога).

Разрез *Гойтхской подзоны* охарактеризован аален-байосскими образованиями гойтхской серии – флишевое переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников, реже - конгломератов, пластовые тела риодацитов. Более 7350 м. Стратон отвечает терригенной (песчанико-алевритовой) флишевой (турбидитовой) формации по ТК (континентальный склон).

Разрез *Краснополянской подзоны* включает (рис. 6-85) синемюр-нижебатскими образованиями краснополянской серии. Аргиллиты с прослоями песчаников, алевролитов, Конкреции сидеритов, конгломераты, горизонты туфов основного состава, в основании - мергели, известняки. До 4000 м. Стратон отнесен к терригенной (песчанико-алевритовой) флишевой (турбидитовой) формации по ТК (континентальный склон) и был изучен автором при инженерно-геологических изысканиях под строительство в долине реки Мзымты в 2010–2013 гг. [Габдуллин, Иванов, 2013].

Разрез *Псеашхо-Гузерицкой зоны* представлен синемюр-ааленскими образованиями архыз-гузерицкой и псеашхинской серий объединенных. Аргиллиты, песчаники, прослои алевролитов, конгломератов, туфы, реже – лавы риолитов и андезитов (туфово-алеврито-глинистая формация по ТК, глубоководный шельф). Более 4320 м.

Разрез *Агвали-Хивской зоны* представлен плинсбах-ааленскими образованиями – это цурибская, хельдихойская, квандринская, рубасчайская и курахчайская серии объединенные. Аргиллиты, алевролиты, прослои песчаников, песков, угля, линзы конгломератов (морская паралическая угленосная моласса по ТК, мелководный шельф). До 4320 м. Выше после перерыва следуя осадки байоса-бата – агвали-хивская серия. В основании – аргиллиты, алевролиты, реже - песчаники (до 3100 м), в кровле – песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои известняков, мергелей, конгломератов (до 900 м). Стратон онесен к морской терригенной молассе по ТК (содержит прослои углей и находки морских головоногих моллюсков).

Лейас-доггер – киммерийский этап развития. В это время протекает раскрытие Большекавказского спредингового бассейна (трога). В байосе происходит киммерийская эпоха тектогенеза – схождение Скифской и Закавказской плит и заложение на южной окраине

Закавказской плиты активной субдукционной зоны. Закрытие Большекавказского трогового бассейна [Объяснительная..., 2011].

С мальма начинается альпийский этап развития. В условиях позднекелловейско-титонского задугового растяжения [Объяснительная..., 2011] разрез *Абхазской подзоны Гагрско-Джавской зоны* начинают образования келловей-мальма – арашкинская серия, джирхвинская и кацирхская свиты объединенные. Аргиллиты, песчаники, алевролиты, известняки, мергели (рис. 6-85). До 900 м. Стратон отвечает глинисто-карбонатной, а горизонтами – известняковой рифовой формации по ТК, содержит кораллы, рудисты, раковины головоногих и брюхоногих моллюсков и был изучен автором [Габдуллин и др., 2014а; Габдуллин и др., 2014б]. Палеонтологическая характеристика мезозоя Абхазии приведена по [Мордвилко, 1937], кайнозоя – по [Эберзин, 1937].

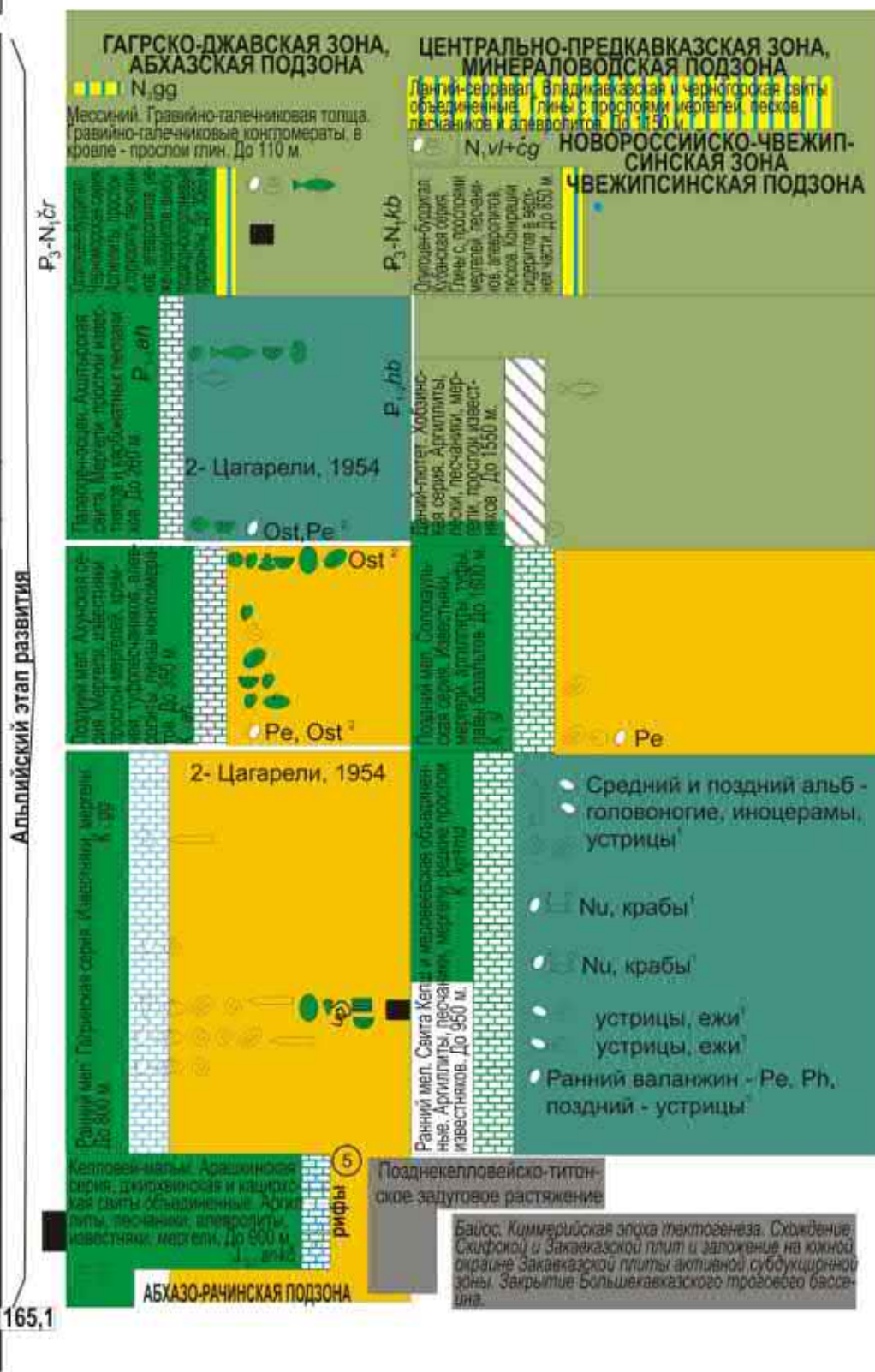
Выше залегают осадки нижнего мела – гагринской серии (известняки, мергели), мощностью до 800 м. Стратон содержит раковины двустворчатых (включая иноцерам), головоногих моллюсков (аммониты, белемниты), брахиопод и был изучен автором в ходе полевых работ в Абхазии совместно с Л.Ф. Копаевич и Е.В. Яковишиной (МГУ) в 2013 году. Также в ходе работ были встречены находки строматолитов, губок, рудистов, криноидей и червей-серпулид.

Затем, после перерыва следует верхнемеловая ахунская серия. Мергели, известняки, прослой мергелей, кремней, туфопесчаников, алевролиты, линзы конгломератов. До 350 м. Стратон был изучен автором в Абхазии и отвечает мергелистой формации по ТК, содержит остатки головоногих, а также двустворчатых моллюсков [Цагарели, 1954] – родов *Pecten* (турон), *Ostrea* (турон и маастрихт). В ходе полевых работ были найдены пелициподы и брахиоподы в коньякских отложениях, пелициподы и криноидеи – в сантонских, иноцерамы – в кампанских, губки, гастроподы, пелициподы (включая иноцерамид), эхиноидеи, криноидеи – в маастрихтских.

Выше, после перерыва разрез продолжает палеоцен-эоценовая ахштырская свита. Мергели, прослой известняков и карбонатных песчаников. До 260 м. Стратон был изучен автором в Абхазии и соответствует мергелистой формации по ТК, содержит в датских отложениях остатки эхиноидей, криноидей (были найдены автором), а также двустворчатых моллюсков [Цагарели, 1954] – родов *Pecten* и *Ostrea*. В ходе полевых работ были найдены губки, пелициподы, криноидеи рыбы в бартонских отложениях. Рыбы встречаются также в лютетских отложениях.

Выше, после перерыва разрез наращивает черноморская серия олигоцена-бурдигала – аргиллиты, прослой и горизонты песчаников, алевролитов, реже – сидеритов, внизу – подводнооползневые горизонты. До 3060 м. Стратон был изучен автором в Абхазии и соответ-

палеогеновый ч.	палеогеновый		палеогеновый ч.
	миоцен	олигоцен	
0	7,25	27,8	Мессин.
1,8	11,6	33,9	Тортон.
3,6	13,8	37,8	Серавалл.
	15,9	41,2	Пантинг.
	20,4	47,8	Бурдиг.
	23,3	56,0	Ахвитан.
		59,2	Хаттский
		61,6	Рюпель.
		66,0	Приаб.
			Бартон.
			Лютет.
			Ипрский
			Танет.
			Зелан.
			Датский
			Маастрихт.
			Кампан.
			Сантон.
			Коньяк.
			Турон.
			Сеном.
			Альбский
			Аптский
			Баррем
			Готерив.
			Валан.
			Бериас.
			Титонский
			Кимеридж.
			Оxford
			Бат.
			Байос.
			Ааленский



ствуется морской молассовой формации по ТК, в отложениях бурдигала содержит находки гастропод, двустворок и рыб (последние были найдены автором). В кровле – перерыв.

Разрез завершает гравийно-галечниковая толща мессиния, отнесенная автором к морской молассовой формации по ТК. Гравийно-галечниковые конгломераты, в кровле – прослой глин. До 110 м.

Отложения с келловей по маастрихт отвечают высококарбонатной формации, палеоцена и эоцена – умеренно карбонатной формации, более молодые – мезомиктовой формации по [Синицын, 1980].

В разрезе *Чвежипсинской подзоны Новороссийско-Чвежипсинской зоны* нижнемеловые образования представлены свитой Кепш и медовеевской свитой объединенными – аргиллиты, песчаники, мергели, редкие прослой известняков. До 950 м. Палеонтологическая характеристика мезо-кайнозойских отложений взята из работы [Козлов, 1937]. Апт-альбский интервал разреза был изучен автором в ходе инженерно-геологических изысканий в долине реки Мзымта в 2010–2013 гг. [Габдуллин, Иванов, 2013] и отнесен к глинисто-карбонатной формации по ТК и умеренно-карбонатной формации по [Синицын, 1980]. Отложения нижнего валанжина содержат находки раковин пектенид, фоладомий, а верхнего – устриц. Устрицы и эхиноидеи характеризуют породы готерива и баррема. Двустворки (*Nucula* sp.) и крабы распространены в осадках апта. Образования среднего и позднего альба содержат находки головоногих моллюсков (аммонитов и белемнитов), пелиципод (включая иноцерам и устриц).

Выше следует верхнемеловая солохаульская серия. Известняки, мергели, аргиллиты, туфы, лавы базальтов. До 1600 м. Стратон изучен автором в пределах Большого Сочи и отнесен к глинисто-карбонатной формации по ТК и высококарбонатной формации по [Синицын, 1980]. Стратон содержит раковины иноцерам в осадках сантона и сеномана. В сеноманских отложениях также присутствуют эхиноидеи, двустворки (пектениды).

Затем идут даний-лютетские образования хобзинской серии – аргиллиты, пески, песчаники, мергели, прослой известняков. До 1550 м. Датский интервал разреза был изучен автором в пределах Большого Сочи. Стратон отвечает песчано-алевролитовой терригенной формации и содержит находки эхиноидей в слоях дата и рыб в слоях лютета. Стратон отвечает мезомиктовой формации по [Синицын, 1980]. В кровле – перерыв.

Разрез наращивает кубанская серия олигоцена-бурдигала. Глины с прослоями мергелей, песчаников, алевролитов, песков. Конкреции сидеритов в верхней части. До 850 м. В кровле – перерыв.

6.2.10. Северный и Центральный Кавказ

Разрез *Минераловодской подзоны Центрально-Кавказской зоны* представляют образования владикавказской и черноморской свит объединенных (лангий-серравал) – глины с прослоями мергелей, песков, песчаников и алевролитов (рис. 6-85). До 1150 м. Из фауны

встречаются гастроподы и пелециподы. Последние два стратона отвечают морской молассовой формации по ТК и мезомиктовой формации по [Синицын, 1980].

Разрез *Дагестанской подзоны зоны Известнякового Дагестана* начинают келловей-мальмские образования кионхохской серии (рис. 6-86). Известняки, доломиты, алевролиты, песчаники, прослой глин, мергелей, кремней, в основании – конгломераты, линзы гипса. До 3000 м. Стратон содержит находки головоногих моллюсков, а также брахиопод, пелеципод и гастропод в его верхней (титонской) части. В кровле – перерыв.

Далее следуют берриас–барремские образования кутишской и чанты-аргунской серий объединенных. Известняки, песчаники, аргиллиты, прослой мергелей, алевролитов, брекчий, линзы гравелитов и конгломератов, гипсы. До 1300 м. Автором изучены шлифы из данного стратона.

Выше идут апт–альбские образования акушинской серии с находками раковин головоногих моллюсков. Аргиллиты, песчаники, мергели, известняки, алевролиты. До 1000 м. В кровле – перерыв. Описанные выше три стратона отвечают глинисто-карбонатной формации по ТК и умеренно карбонатной формации по [Синицын, 1980].

Палеонтологическая характеристика верхнемеловых отложений Дагестана взята из работы [Ренгартен, 1965]. Разрез наращивают верхнемеловые образования – гергебильс-кая серия. Известняки, мергели, песчаники, олистостромы. До 1000 м. Стратон отвечает известняковой формации по ТК и высококарбонатной формации по [Синицын, 1980]. Иноцерамы встречены в слоях от сеномана по маастрихт включительно, головоногие моллюски – во всех отложениях, кроме коньяка – сантона, эхиноидей – во всех отложений, кроме кампана, пелециподы – в туроне и кампане. В туроне, кампане и маастрихте найдены двустворки *Pecten*, *Ostrea*.

Далее следует палеоцен-эоценовые образования – кабардинская, сунженская и суворовская серии объединенные. Мергели, известняки, глины мергельные, алевролиты, редко – прослой песков. До 720 м. Стратон отвечает глинисто-карбонатной формации по ТК, умеренно карбонатной формации по [Синицын, 1980] и содержит эхиноидей, головоногих моллюсков и брюхоногих моллюсков. В датских отложениях найдены *Pecten*, *Ostrea* и *Nucula*.

В разрезе *Черек-Сунженской зоны* лангий-серравальские образования – это талгинская серия и черногорская свита. Глины, песчаники, прослой мергелей и алевролитов, линзы ракушечников. До 1500 м.

Далее следует тортон-нижнемессининская лысогогорская свита. Конгломераты, прослой песков, песчаников, глин, иногда алевролитов. Более 1125 м. Два стратона отнесены к *морской молассовой формации* по ТК и мезомиктовой формации по [Синицын, 1980].

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]

эоцен	палеоцен	поздний	ранний	юрский
0	0	0	0	0
1,8	1,8	1,8	1,8	1,8
3,6	3,6	3,6	3,6	3,6
7,25	7,25	7,25	7,25	7,25
11,6	11,6	11,6	11,6	11,6
13,8	13,8	13,8	13,8	13,8
15,9	15,9	15,9	15,9	15,9
20,4	20,4	20,4	20,4	20,4
23,3	23,3	23,3	23,3	23,3
27,8	27,8	27,8	27,8	27,8
33,9	33,9	33,9	33,9	33,9
37,8	37,8	37,8	37,8	37,8
41,2	41,2	41,2	41,2	41,2
47,8	47,8	47,8	47,8	47,8
56,0	56,0	56,0	56,0	56,0
59,2	59,2	59,2	59,2	59,2
61,6	61,6	61,6	61,6	61,6
66,0	66,0	66,0	66,0	66,0
72,1	72,1	72,1	72,1	72,1
84,2	84,2	84,2	84,2	84,2
89,8	89,8	89,8	89,8	89,8
100,5	100,5	100,5	100,5	100,5
113,1	113,1	113,1	113,1	113,1
126,3	126,3	126,3	126,3	126,3
130,3	130,3	130,3	130,3	130,3
134,7	134,7	134,7	134,7	134,7
139,4	139,4	139,4	139,4	139,4
145,7	145,7	145,7	145,7	145,7
152,1	152,1	152,1	152,1	152,1
157,3	157,3	157,3	157,3	157,3
163,1	163,1	163,1	163,1	163,1
165,3	165,3	165,3	165,3	165,3
170,3	170,3	170,3	170,3	170,3
174,2	174,2	174,2	174,2	174,2

Альпийский этап развития

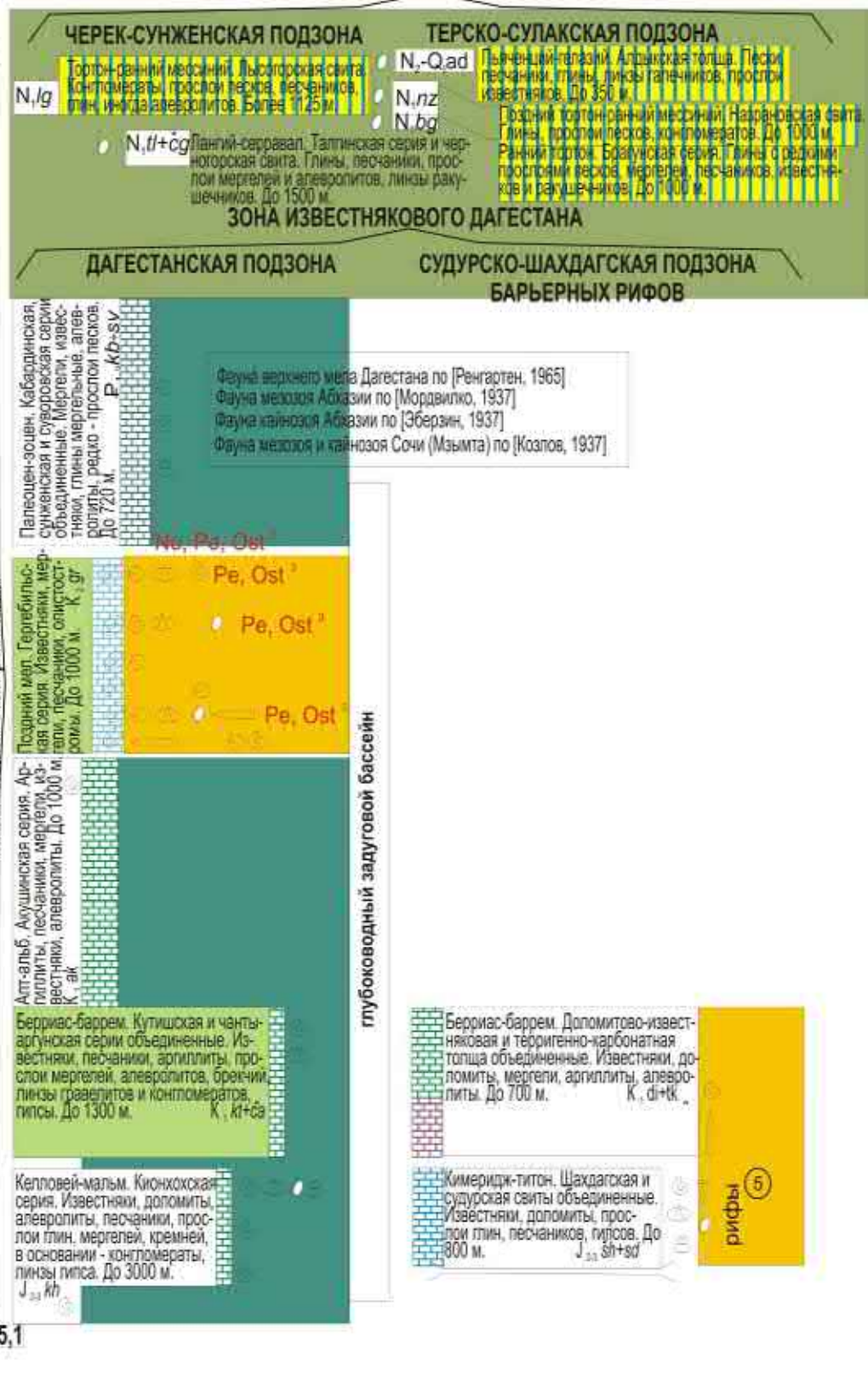


Рис. 6-86. Хронолито-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика среднеюрско-кайнозойских отложений Северного и Центрального Кавказа.

В разрезе *Судурско-Шахдагской подзоны барьерных рифов зоны Известнякового Дагестана* кимеридж-титонские образования – шахдагская и судурская свиты объединенные. Известняки, доломиты, прослой глин, песчаников, гипсов. До 800 м. Стратон отвечает известняковой рифовой формации по ТК, содержит кораллы, раковины гастропод, пееципод, брахиопод и головоногих моллюсков. В кровле стратона – перерыв.

Разрез наращивает берриас-барремская доломитово-известняковая и терригенно-карбонатная толща объединенные. Известняки, доломиты, мергели, аргиллиты, алевролиты. До 700 м. Стратон содержит находки головоногих моллюсков и отвечает в своей нижней части доломитовой формации, а в верхней – глинисто-карбонатной формации по ТК. Оба стратона отнесены к высококарбонатной формации по [Синицын, 1980].

В разрезе *Уллучай-Рубасчайской подзоны* (рис. 6-87) олигоцен-бурдигальская терско-сулакская серия – это глины, прослой песчаников, алевролитов, мергелей, песков. Конкреции сидеритов в верхней части. До 850 м. Стратон содержит находки рыб и эхиноидей.

Выше, после перерыва, залегают талгинская и алтузинская серии объединенные лангия-серравала. Пески, песчаники, глины, прослой мергелей, линзы ракушечников. До 1130 м.

Затем, после перерыва, следует нижнетортонская чакаурская толща. Глины, песчаники, пески, прослой известняков. До 400 м. В кровле стратона – перерыв.

Разрез завершает гильярская толща пьяченция-гелазия. Глины с прослоями песков, песчаников, конгломератов, реже – известняков и пеплов. До 750 м. Три последних стратона содержат находки пелеципод. Все четыре стратона отвечают мезомиктовой формации по [Синицын, 1980] и морской молассовой формации по ТК.

В разрезе *Ногайско-Терской подзоны* (рис. 6-87) вскрыты стратоны миоцена (талгинская и алтузинская серии, брагунская серия). За ними следует чуртовская серия (верхний тортон-нижний мессиний). Глины, песчаники, прослой ракушечников и оолитовых известняков, редко – конгломератов, линзы бурого угля. До 1000 м. В кровле стратона – перерыв.

Выше следует тарумовская толща (пьяченций-гелазий) – глины, прослой песков, песчаников, галечников, мергелей, ракушечников. До 360 м. Все стратоны содержат находки двустворчатых моллюсков, отнесены к морской молассовой формации по ТК и мезомиктовой формации по [Синицын, 1980].

Нефтегазоносность. Выделяется триасовый НГК (рис. 6-88) с месторождениями нефти и газоконденсата [Мельников, Шульгин, 2018]. Коллекторами выступают обломочные и карбонатные породы, покрывкой – перекрывающий их комплекс глинистых флишевых образований.

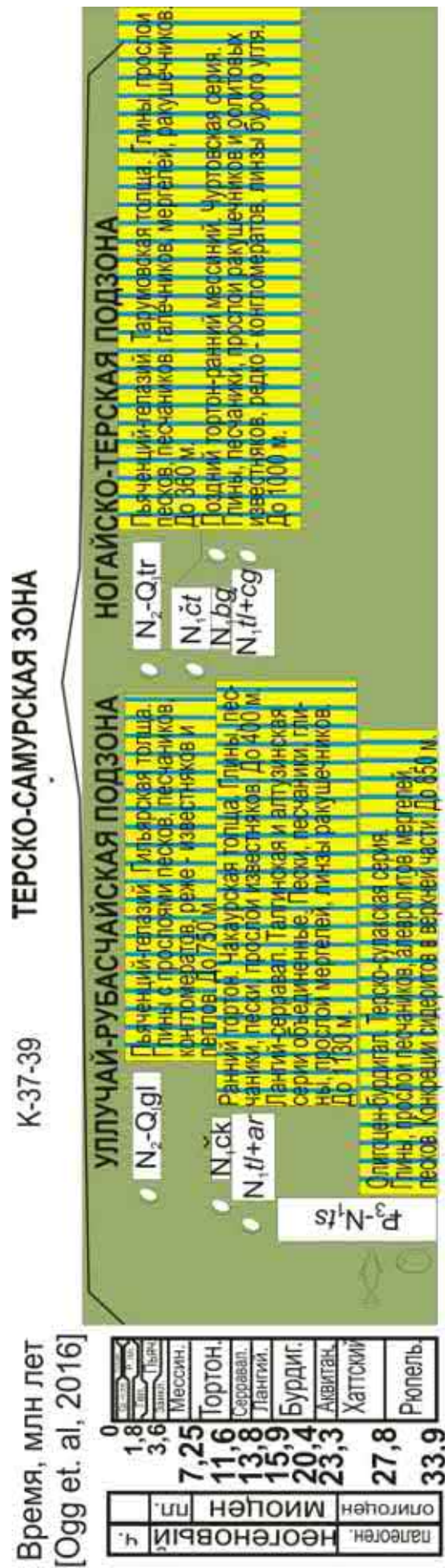


Рис. 6-87. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика олигоценно-кчетвертичных отложений Северного Предкавказья.

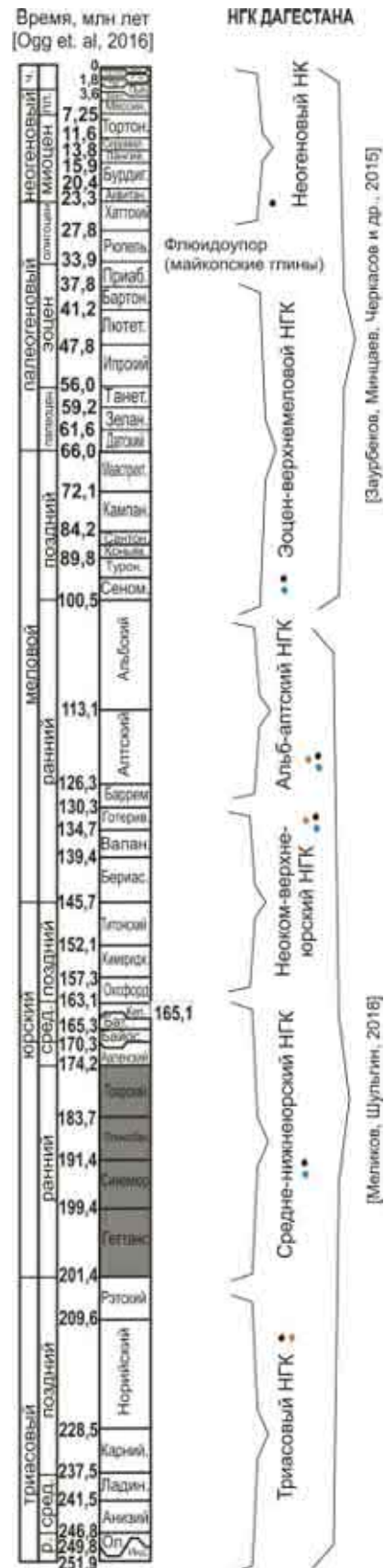


Рис. 6-88. Хроностратиграфическая схема нефтегазоносности Северо-Западного, Северного, Центрального Кавказа и Предкавказья.

Выше следует средне-нижнеюрский НГК [Мельников, Шульгин, 2018], включающий месторождения нефти и газа. Коллекторами выступают обломочные породы, покрышкой – перекрывающие и разделяющие их глинистые породы.

Затем идет неокомско-верхнеюрский НГК [Мельников, Шульгин, 2018], содержащий в карбонатных, в том числе рифовых породах месторождения нефти, газа и газоконденсата. Флюидоупорами служат глинистые породы вышележащей глинисто-карбонатной формации.

Выше следует апт-альбский НГК [Мельников, Шульгин, 2018], содержащий в карбонатных породах месторождения нефти, газа и газоконденсата. Флюидоупорами служат глинистые породы вмещающей глинисто-карбонатной формации.

Далее следует эоцен-верхнемеловой НГК [Заурбеков и др., 2015], вмещающий месторождения нефти и газа в породах известняковой, мергельной и карбонатных прослоях глинисто-карбонатной формации. Флюидоупорами служат глинистые породы вмещающей глинисто-карбонатной формации и перекрывающие глинистые отложения морской терригенной молассовой формации.

Неогеновый НК [Заурбеков и др., 2015] содержит месторождения нефти в песчаных телах морской молассовой формации, флюидоупором служат глинистые пласты вмещающих толщ.

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для Северо-Западного Кавказа автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-89).

В пределах *Бамбак-Урупской впадины и Аксаут-Тырнаузской зоны мегазоны Передового хребта* существовал в триасовое время прогиб активной окраины андийского типа с палеоглубинами до 100–150 м (брахиоподы, пелециподы, головоногие моллюски, местами – рифы).

Также были установлены в юре-палеогене следующие палеогеографические обстановки.

Крайне мелководный шельф с палеоглубинами 20–50 м (образования известняковой рифовой формации – *Судурско-Шахдагская подзона барьерных рифов*)

Мелководный шельф с глубинами до 100 м (осадки морской молассовой и паралической угленосной формации – *Агвали-Хивская зона*).

Мелководный шельф плечей трога с глубинами до 50–100 м (осадки мергельной и известняковой формации *Абхазской и Дагестанской подзон*). Диапазон глубин для *Ostrea* составляет 4–100 м, для *Pecten* 10–50 м, совместно они могли обитать в интервале глубины 10–50 м. Палеоценоз включает брахиопод, пелеципод, головоногих моллюсков, эхиноидей, криноидей, губок.

Глубоководный шельф с глубинами до 200 м (образования туфово-алеврито-глинистой формации – *Псеаихо-Гузертильская зона*).

Глубоководный задуговый бассейн со значениями глубин 1600 м – (осадки глинисто-карбонатной и песчано-алевролитовой формации – *Чвежесинская подзона*).

Континентальный склон (осадки флишевой формации – *Гойтхская, Краснополянская подзона*) и островная дуга (осадки флишевой формации – *Абхазо-Рачинская подзона*, обломочной формации – *Шахе-Лабинской зона*) со значениями глубин до 2000 м.

Осевая часть трога с глубиной до 3200 м (осадки флишевой формации – *Псехако-Березовской подзона*).

В олигоценное время глинистые осадки нижней молассы формировались на палеоглубине в 500—600 м (палеогеноз включает рыб и губок), в миоценное время (верхняя моласса) – до 300 м (пелециподы, гастроподы, рыбы) и в плиоценное – до 200 м (пелециподы, гастроподы, рыбы).

До четырех раз в кайнозой и до пяти раз в мезозой территория могла быть приподнята и представляла собой область денудации.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-89). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на юрско-палеогеновый этап. В триасовое – меловое время обитали головоногие моллюски (находки триасовых *Chlamys* [Ruban, 2017], диапазон солености 12–30 промилле), кораллы, брахиоподы, в меловое время – иноцерамы, эхиноидеи, в меловое – палеогеновое время – эхиноидеи, криноидеи, наутилоидеи. Это также подтверждается находками пелеципод рода *Nucula* (диапазон солености 25–33 промилле), живших в раннем и позднем апте и зеландии, рода *Ostrea* (диапазон солености 12–30 промилле), обитавших в сеномане, кампане, маастрихте – зеландии. При совместном обитании двустворок родов *Nucula* и *Ostrea* диапазон солености оценивается в 25–30 промилле. Наиболее сильные вариации солености проходят в неогене (Долуханов, 1988; Невеская и др., 2009). Понижение солености имело место в серравал-тортонское время до 7–8 промилле, повышение – в лангии-серрвале (до 13–14 промилле), мессинское и пьченско-гелазийское время. Опреснение [Эберзин, 1937] фиксируется в занклие, мессинии, позднем тортоне.

Палеоклиматические условия. Для данного района имеются многочисленные оценки величин палеотемператур или данные по SWT, полученные методом изотопной палеотермометрии по раковинам беспозвоночных [Ясаманов, 1973; Захаров и др., 2016; Zakharov, 2018; Martín-Martín et al, 2021], методом относительного палеотемпературного коэффициента (ОПК) водных масс [Кисилев, 2004], приведенному сосикателем к абсолютным значениям SWT, методом относительных температур [Benyamovskiy, 2012], приведенных автором к SWT, по анализу планктонных форм микрофауны, SWT [Kopayevich, Vishnevskaya, 2016], MAT методом CIA-анализа (по индексу выветривания), MAT по содержанию пыльцы

Classopolis [Вахрамеев, 1978], MAT методом СА-анализа [Mahler, Shatilova, Bruch, 2021], SAT [Brugger, Feulner, Petri, 2016] и GMST [Inglis et al., 2020] методом компьютерного моделирования климата, а также SWT по анализу условий обитания кораллов, пелиципод (*Pecten*, *Nucula* и *Ostrea*), рыб [Grant, 1986] и MAT с учетом условий произрастания флоры родов (*Coniopteris*, *Phlebopteris*, *Laurus*). Этот массив данных позволяет оценить палеотемпературы для интервала геологической истории с позднего триаса по конец кайнозоя (рис. 6-90).

Для позднего триаса, конца тоара, поздней юры, позднего баррема и раннего апта палеотемпературы (MAT) были более 20°C (по кораллам и флоре – *Coniopteris* sp., *Phlebopteris* sp.). Это коррелирует с данными по оксфорду–кимериджу – появлением тепловодных фоладомий [Ruban, 2017] и дало возможность пересчитать сосикателю относительный палеотемпературный коэффициент (ОПК) водных масс [Кисилев, 2004] на палеотемпературы. Времени относительного похолодания отвечают интервалы геологической истории, для которых характерны более холоднолюбивые моллюски рода *Nucula* (MAT=0,4-16,4°C), которые характеризуют апт, ранний альб и зеландий

Для валанжина-готерива, второй половины сеномана – коньяка и кампана–зеландия по находкам раковин пелеципод рода *Pecten* можно реконструировать диапазон значений среднегодовой температуры (MAT) 8,8–23,5°C. В диапазоне геологического времени со второй половины сеномана по коньяк, и с кампана по зеландий по находкам устриц *Ostrea* sp. можно судить о диапазоне значений температуры морской воды 0–32°C. Однако, в случае совместного обитания пелеципод родов *Pecten* и *Ostrea* интервал вариаций палеотемператур находился в пределах 8,8–23,5°C, а в случае присутствия еще и рода *Nucula* – 8,8–16,4°C.

В целом результаты определения палеотемператур разными методами показывают хорошую корреляцию, например, к снижению величин палеотемператур от валанжина к альбу, полученным по содержанию пыльцы Classopolis [Вахрамеев, 1978], методом изотопной палеотермометрии по раковинам беспозвоночных [Ясаманов, 1973; Zakharov, 2018], времени обитания моллюсков родов *Nucula*, *Pecten*.

На рис. 6-91 приведены составленные соискателем палеотемпературные кривые для поздне триасово-кайнозойского интервала геологической истории Кавказского бассейна. Вариации климата цикличны. Этапы относительного потепления приходятся на готерив, ранний апт, ранний альб, турон, ммаастрих-даний, ипр, лютет-приабон, бурдигал. Эпохи относительного похолодания отвечают среднему-позднему апту, среднему-позднему альбу, коньяку, зеландию – танету и началу ипра, лютету и приабону – бурдигалу.

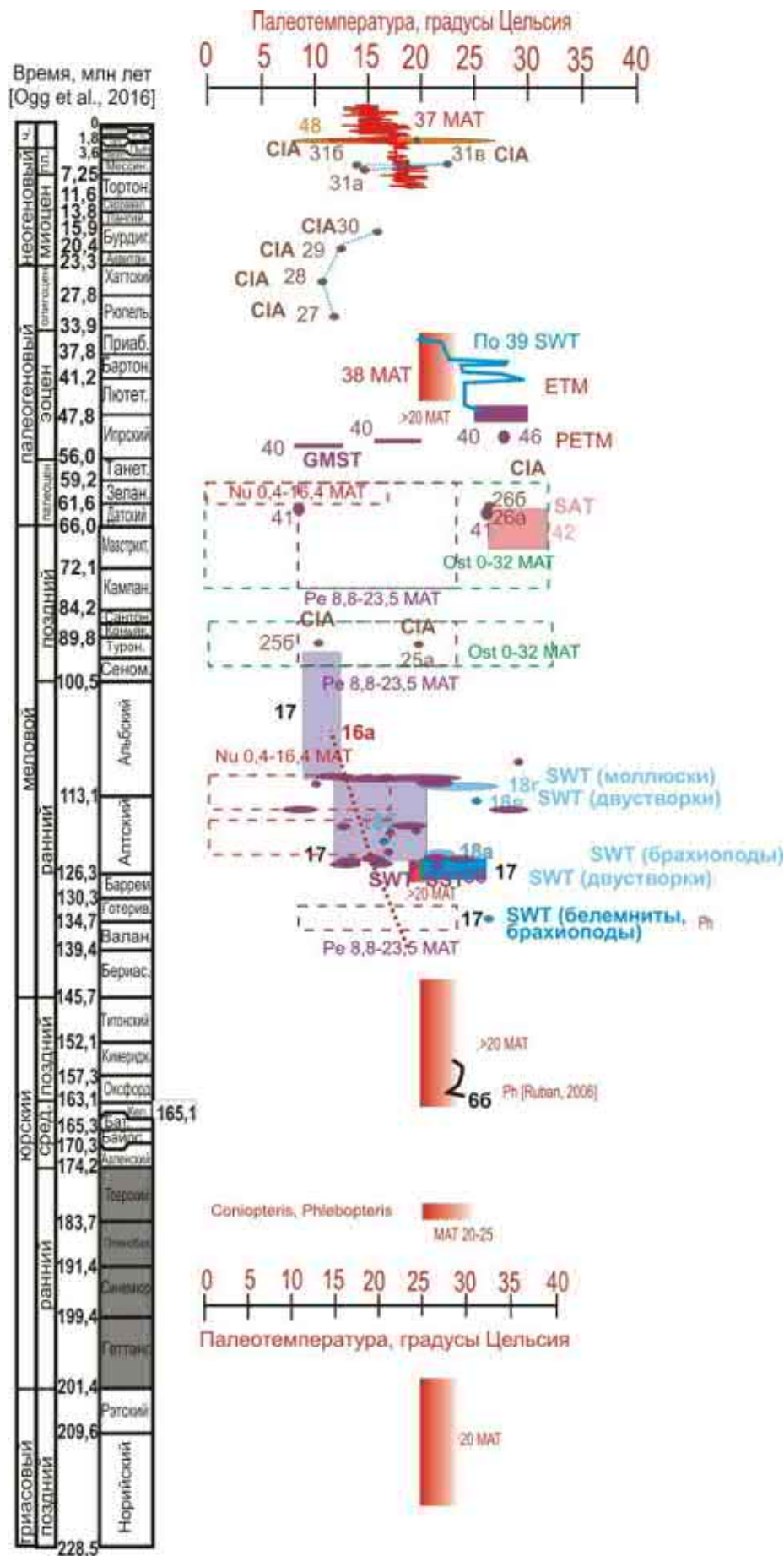


Рис. 6-90. Палеотемпературные кривые для Кавказского бассейна в поздне триасово-

четвертичное время. Источники: 6 – относительный палеотемпературный коэффициент (ОПК) водных масс [Кисилев, 2004], пересчитанный на палеотемпературы, Северный Кавказ; 16 – палеотемпературы Кавказа по содержанию пыльцы *Classopolis* [Вахрамеев, 1978]; 17 – изотопная палеотермометрия для моллюсков (головоногие, двустворчатые, брюхоногие) и брахиоподы (Западное Закавказье; Центральный Тетис) [Ясаманов, 1973]; 18 – изотопная палеотермометрия по раковинам морских беспозвоночных: а – брахиоподы из нижней зоны нижнего апта (*Ridzewskyi-Turkmenicum* Северный Кавказ; б – двустворки из средней зоны нижнего апта (*Deshayesi*) Западной Грузии; в – двустворки из нижней части верхнего апта (зона *Subnodosocostatum*) Дагестана); г – моллюски Центрального Кавказа [Захаров и др., 2016]; CIA, палеотермометрия по индексу выветривания: 25 – с. Уатхара (Абхазия); 26 – с. Октомбель (Абхазия); 27 – Новый Афон (Абхазия); 28 – с. Аймара, р. Дуат (Абхазия); 29 – с. Черниговка (Абхазия); 30 – р. Галитга, с. Пакуаш (Абхазия); 31 – Абхазия: а, б – с. Карасадых, в – с. Староармянское, р. Кодор; 37 – Западная Грузия, флора, MAT-CA [Mahler, Shatilova, Bruch, 2021]; 38 – Западный Тетис, SWT [Martín-Martín et al, 2021]; 39 – Крым и Кавказ, микрофауна, SWT [Кораевич, Vishnevskaya, 2016]; микрофауна, относительная температура [Benyaminovskiy, 2012], приведенная автором к SWT; 40 – моделирование, GMST [Inglis et al., 2020]; 41 – моделирование, SAT [Brugger, Feulner, Petri, 2016]; 42 – моделирование, ST [Niezgodzki, 2017]; 46 – майкоп, находки форм *Gerpegezhus paviai* из семейства *Centriscidae*, близких к *Centriscus cristatus* (De Vis, 1885) [<http://sci-dig.ru/statyi/sokrovishha-paratetisa-chtoskryivayut-ot-paleontologov-nedra-severnogo-kavkaza>], температура воды 24,2–29,2°C, обычно – 28,3 °C по [Grant, 1986]; 48 – находки флоры *Laurus*, Mat 8–27°C [[https://uses.plantnet-project.org/en/Laurus_nobilis_\(PROSEA\)](https://uses.plantnet-project.org/en/Laurus_nobilis_(PROSEA))]. Сокращения: SWT – температура морской воды; SST – температура поверхности морских вод; MAT – средняя годовая температура; WAT – средняя температура воды; GMST – глобальная средняя температура поверхности Земли; SAT – температура воздуха у поверхности Земли; ST – температура поверхности Земли; CIA – температура по индексу выветривания; ПФ – планктонные фораминиферы; НФ – нанофоссилии.

6.2.11. Акватория Каспийского моря

Рассмотрим геологическую историю и палеогеографию района акватории Каспийского моря. В качестве источника стратиграфической основы была взята геологическая карта К-37-39 [Объяснительная..., 2011].

Разрез начинается пермо-триас неразделенный (рис. 6-92). Карбонатно-песчано-глинистые отложения. До 3000 м. Стратон отвечает глинисто-карбонатной формации по ТК и олигомиктовой формации по [Синицын, 1980].

Выше следуют образования лейаса-доггера. Песчано-аргиллитовая толща. Песчаники, аргиллиты, алевролиты. До 3000 м. Стратон отвечает песчано-глинистой континентальной формации по ТК и олигомиктовой, переходной к мезомиктовой (преимущественно красноцветы) формации по [Синицын, 1980].

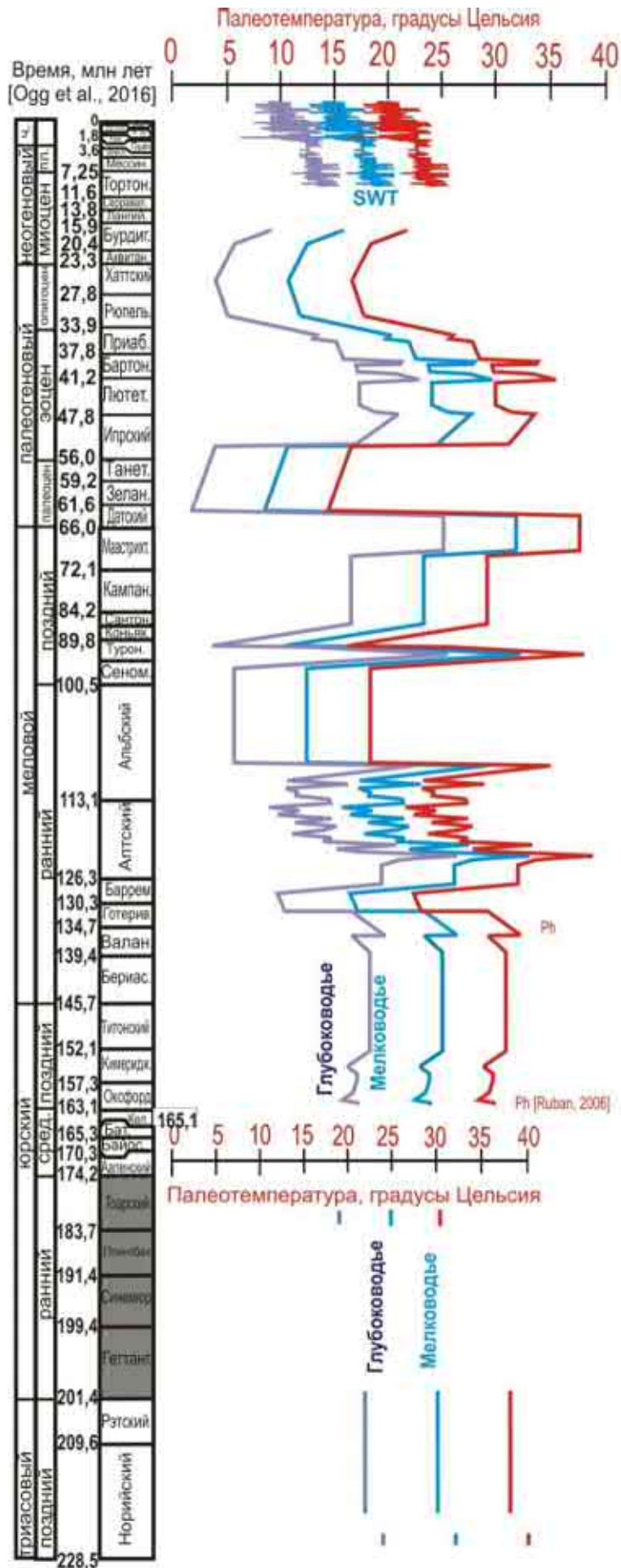


Рис. 6-91. Палеотемпературные кривые для Кавказского бассейна в поздне триасово-четвертичное время.

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]

АКВАТОРИЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ K-37-39

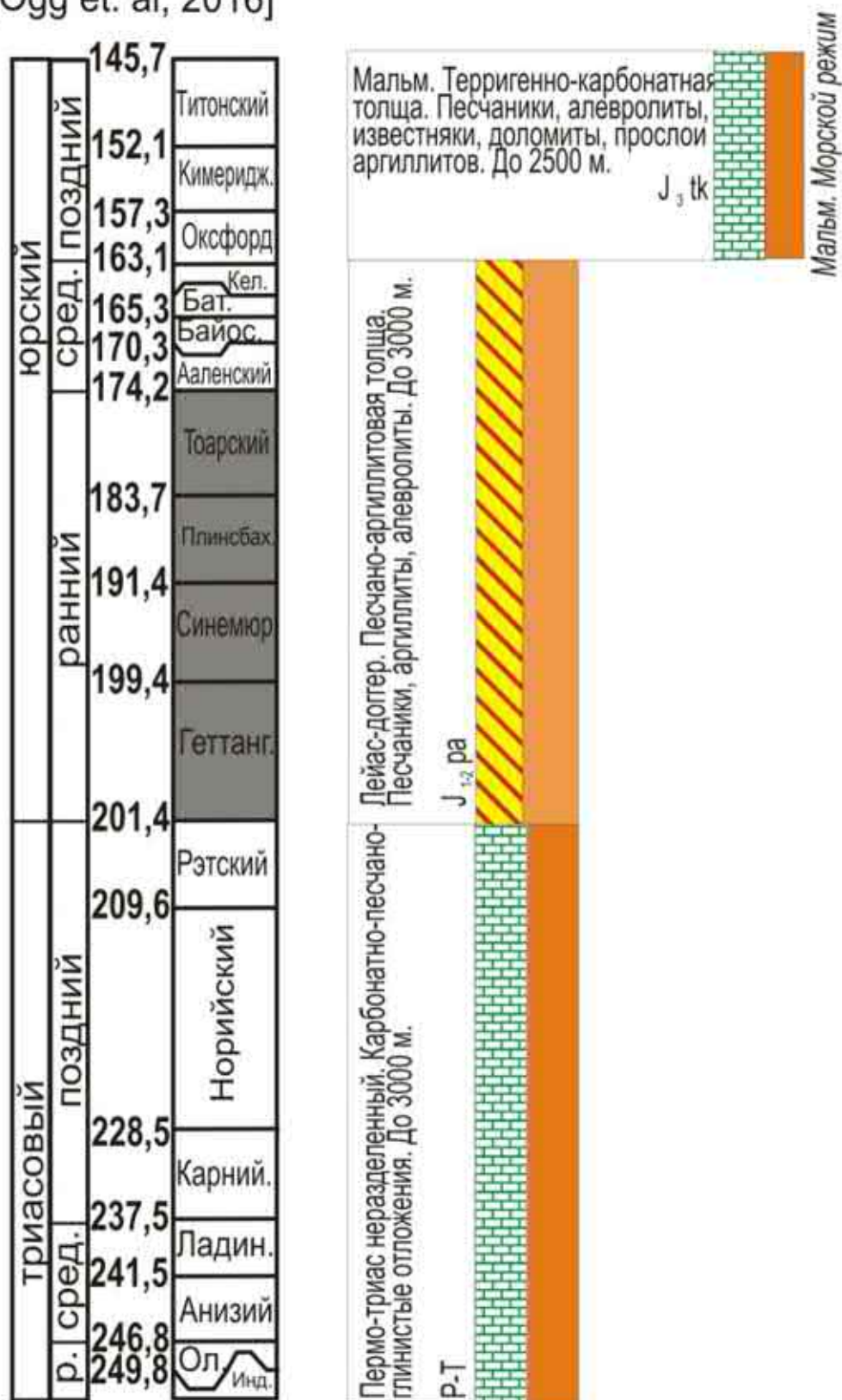


Рис. 6-92. Хронолито-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-юрских отложений акватории Каспийского моря.

Затем идут образования мальма – терригенно-карбонатная толща. Песчаники, алевролиты, известняки, доломиты, прослой аргиллитов. До 2500 м. Стратон отнесен к глинисто-карбонатной формации по ТК и олигомиктовой формации по [Синицын, 1980].

После следуют осадки нижнего мела (рис. 6-93). Терригенно-карбонатная и глинисто-песчаниковые толщи объединенные. Глины, известняки, мергели, алевролиты, песчаники, гипсы. До 1100 м. Стратон отнесен к глинисто-карбонатной формации по ТК и умеренно карбонатной формации по [Синицын, 1980].

Затем идет верхнемеловая карбонатная толща. Известняки и мергели с прослоями алевролитов и глин. От 0 до 900 м. Стратон отнесен к известняковой формации по ТК и высококарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Разрез наращивает палеоцен-эоценовая известняково-мергельная толща. Мергели и известняки с редкими прослоями глин. До 550 м. Стратон отнесен к мергельной формации по ТК и умеренно карбонатной формации по [Синицын, 1980].

Далее следует олигоцен-бурдигальская песчано-глинистая толща. Глины с прослоями алевролитов и песков. До 2000 м. Еще выше – лангий-серравальская песчано-глинистая толща. Глины, пески, песчаники, алевролиты и мергели. До 1600 м. Затем - тортон-мессинская мергельно-терригенная толща. Глины с прослоями мергелей, известняков. До 1400 м.

Далее, после перерыва, следует континентальная толща занклийского возраста Пески, песчаники, пестроцветные глины. До 250 м. Стратон отнесен к песчано-глинистой континентальной формации по ТК.

Разрез завершает плиоценовая глинисто-песчаная толща. Пески, песчаники, глины. До 500 м. Квартер. Глины, пески, ракуша. До 900 м. Стратон отвечает глинистой формации по ТК. Стратоны с олигоцена по мессиний отнесены к морской молассовой формации по ТК, а с олигоцена по квартер отвечают мезомиктовой формации по [Синицын, 1980].

6.2.12. Туркменистан

Рекогносцировочно в 1992 и 1993 гг. автором были изучены разрезы юры-палеогена Туркмении (листы I-39, J-40) в пределах *Кубадагского шовно-глыбового поднятия, мегантиклинали Большого Балхана, Копетдагского глыбово-складчатого сооружения.*

Стратиграфическое расчленение разреза триаса Туаркыра приведено по [Машрыков, 1957], средней-верхней юры Кубадага по [Амманиязов, 1971; Безносков, Митта, 2000], нижнего мела по [Яхнин, Богданов, Прозоровский, 1966], верхнего мела по [Куприн, Архипов, 1963], палеогена: литология [Юрские..., 1970], стратиграфия по [Бугровой, 2009].

Последние госгеолкарты, изданные в СССР и покрывающие территорию Туркменской ССР, имеют ярусное деление стратонов. Представленная схема стратиграфического расчлене-

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]

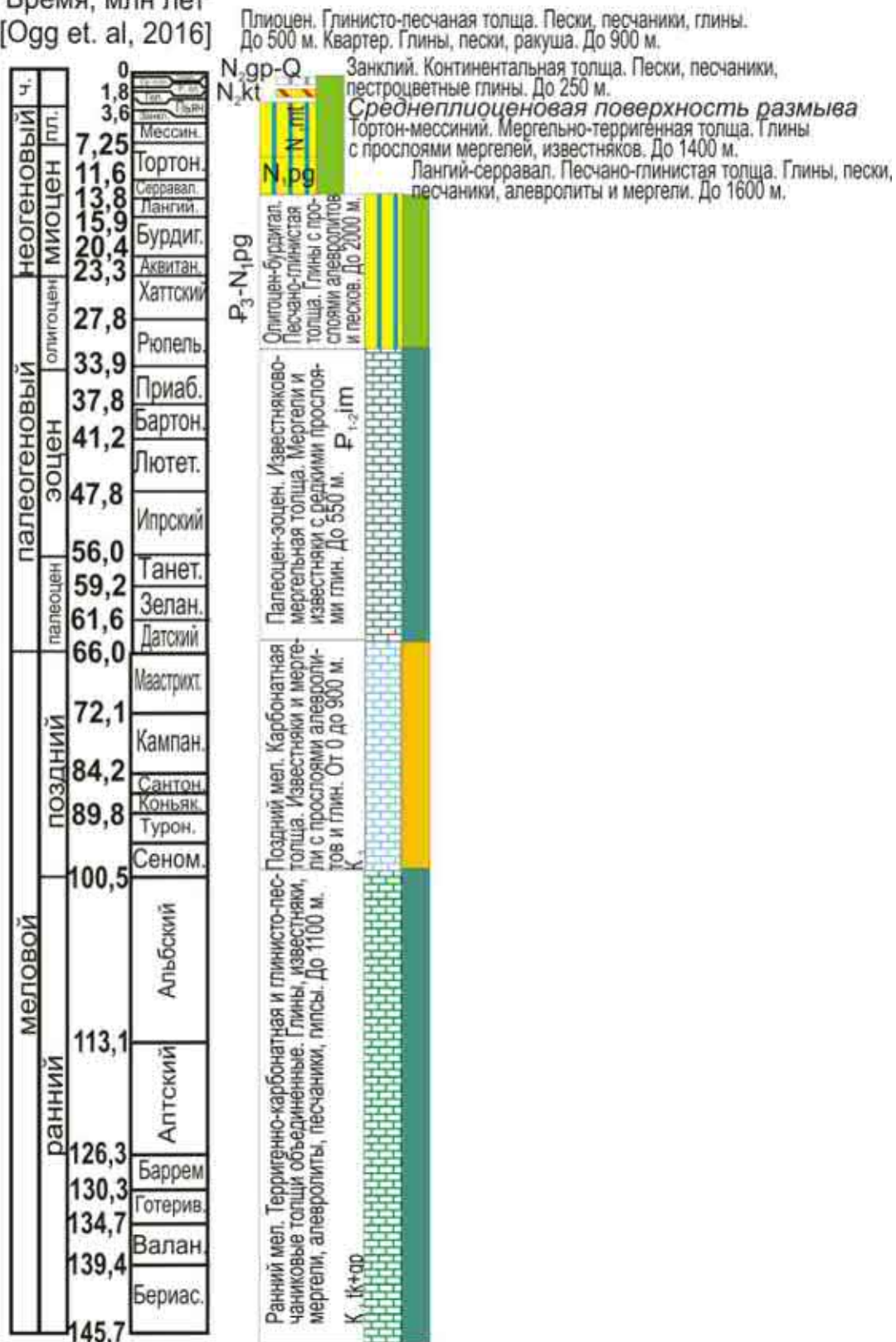


Рис. 6-93. Хронолитостратиграфическая и формационная характеристика меловых-четвертичных отложений акватории Каспийского моря.

ния составлена автором с использованием опубликованной литературы. Для части стратонов характеристика приведена в свитном делении.

Разрез *Туаркыра* [Машрыков, 1957] начинают нижнетриасовые красноцветные глинистые сланцы, глины, песчаники, в верхней части – мергели и известняки. Более 400 м. Стратон отнесен к песчано-глинистой континентальной формации по ТК и олигомиктовой, переходной к мезомиктовой (преимущественно красноцветы) формации по [Синицын, 1980]. В кровле – перерыв (рис. 6-94).

Далее разрез наращивает нижнебатская верхняя угленосная свита. Глины, в нижней части – переслаивание глин и алевролитов с прослоями углистых глин и угля. До 110 м. Стратон отвечает песчано-глинистой континентальной формации по ТК. В кровле слоя – перерыв.

Выше следует аален – нижнебайосская нижняя угленосная свита. Переслаивание песчаников, алевролитов, прослоев глин, углистых глин и прослоев угля. В основании – косослоистые песчаники. До 200 м. Лейас-нижнебайосские отложения формировались в озерно-болотных условиях, в это момент шло угленакопление.

Затем следует байосская средняя угленосная свита. Переслаивание углистых глин и угля с подчиненными прослоями песчаников (иногда – с косою слоистостью), алевролитов. До 400 м. Последние три стратона отвечают песчано-глинистой континентальной формации по ТК

Затем следует верхнебатская песчаниковая свита, отвечающая одноименной формации по ТК. В стратоне встречены устрицы рода *Ostrea*. Все стратоны юрского возраста отвечают мезомиктовой формации по [Синицын, 1980].

Разрез *Кубадагского шовно-глыбового поднятия* начинает нижнеоксфордская кайфатинская свита. Песчаники, с прослоями конгломератов и гравелитов. До 52 м. Стратон отвечает грубобломочной формации по ТК и олигомиктовой пестроцветной формации по [Синицын, 1980].

Далее следует верхнеоксфордская кубасенгирская свита. Мергелистые органогенные известняки в нижней части и известняки и доломитизированные известняки в верхней части. До 147 м. Стратон отнесен к известняковой формации по ТК и олигомиктовой пестроцветной формации по [Синицын, 1980]. В кайфатинской и кубасенгирской свитах встречены находки брахиопод, устриц и головоногих моллюсков, в кубасенгирской – брюхоногих моллюсков.

Выше разрез наращивает кимеридж-нижнеберриасская соймоновская свита, содержащая находки пелеципод, включая устриц. Доломиты, известняки, мергели, в кровле – конгломераты и гравелиты. Стратон отвечает известняково-доломитовой и песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК. Эти три стратона были рекогносцировочно изучены автором в Балханском велаяте Туркменистана (г. Туркменбаши). В кровле – перерыв.

КУБАДАГСКОЕ ШОВНО- ГЛЫБОВОЕ ПОДНЯТИЕ

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]

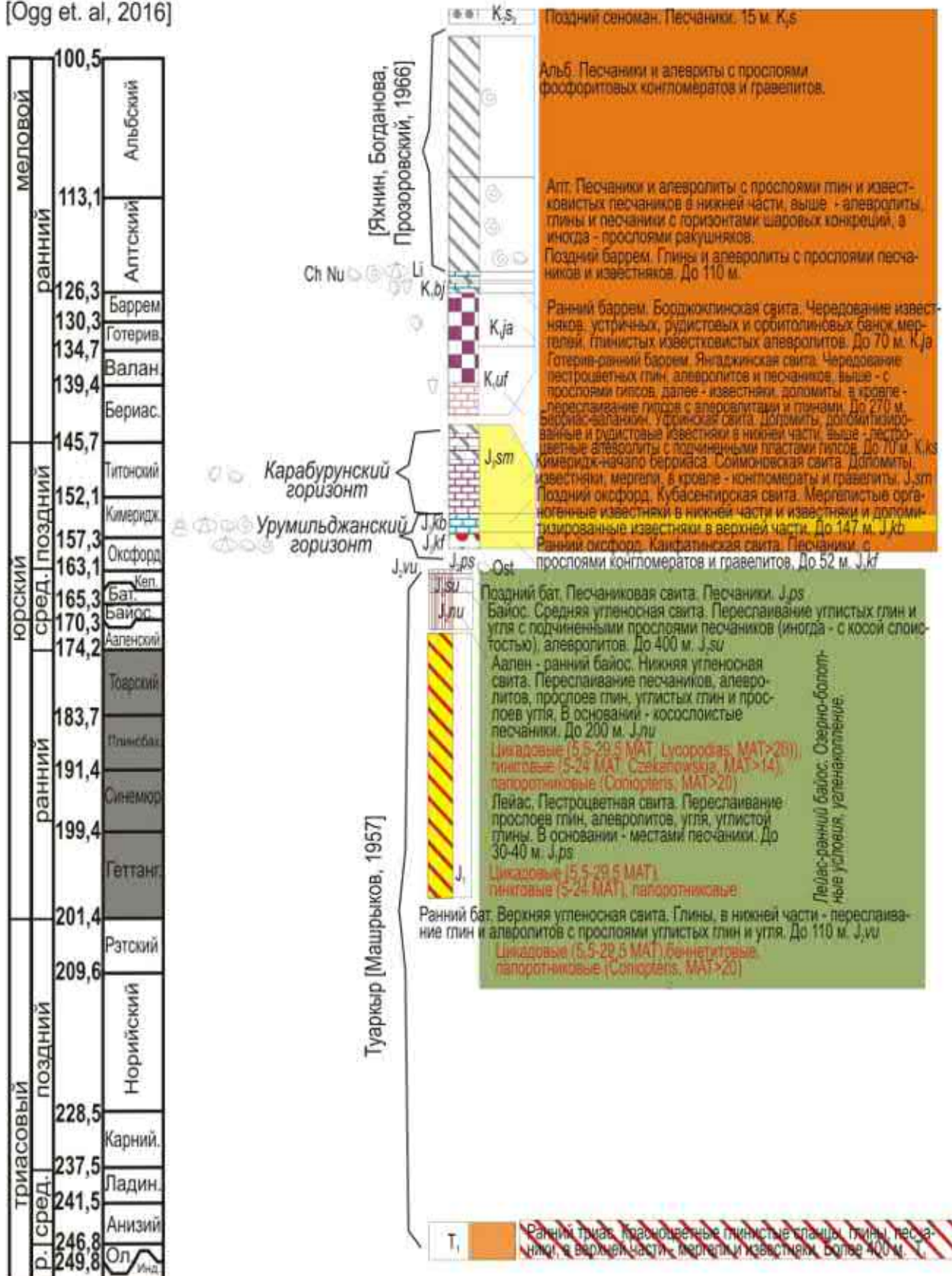


Рис. 6-94. Хронолито-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасовых – верхнемеловых отложений Кубадагского шовно-глыбового поднятия и плато Туаркыр.

Далее следуют берриас-валанжинские образования уфринской свиты. Доломиты, доломитизированные и рудистовые известняки в нижней части (доломитовая формация по ТК), выше – пестроцветные алевролиты с подчиненными пластами гипсов (гипсово-ангидритовая сульфатная терригенно-карбонатная формация по ТК). До 70 м.

Выше идут отложения готерива-нижнего баррем. Янгаджинская свита с находками пелеципод. Чередование пестроцветных глин, алевролитов и песчаников, выше – с прослоями гипсов, далее – известняки, доломиты, в кровле – переслаивание гипсов с алевролитами и глинами (гипсово-ангидритовая сульфатная терригенно-карбонатная формация по ТК). До 270 м.

Разрез продолжает нижнебарремская борджоклинская свита. Чередование известняков, устричных, рудистовых и орбитолиновых банок, мергелей, глинистых известковистых алевролитов. До 70 м. Стратон отвечает известняковой и песчано-алевролитовой (терригенной) формациям по ТК. В кровле – перерыв.

Далее следует верхнебарремские глины и алевролиты с прослоями песчаников и известняков. До 110 м. Стратон отнесен к известняковой и песчано-алевролитовой (терригенной) формациям по ТК. Стратон содержит раковины брахиопод рода *Lingula*, пелеципод родов *Chlamys* и *Nucula*, головоногих моллюсков.

Затем идут аптские песчаники и алевролиты с прослоями глин и известковистых песчаников в нижней части (с раковинами устриц и головоногих моллюсков), выше – алевролиты, глины и песчаники с горизонтами шаровых конкреций, а иногда – прослоями ракушняков с находками головоногих моллюсков.

Разрез наращивают осадки альба – песчаники и алевролиты с прослоями фосфоритовых конгломератов и гравелитов, содержащих раковины головоногих моллюсков. В кровле – перерыв. Последние два стратона отвечают песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК.

Затем идут песчаники верхнего сеномана, 15 м. Стратон отвечает песчаниковой формации по ТК. В кровле – перерыв, связанный с воздыманием территории, эрозией и инверсией в турон-коньякское время.

Стратоны с кимериджа по сеноман включительно отнесены к олигомиктовой пестроцветной формации по [Синицын, 1980].

Далее разрез наращивают кампанские мергели известковистые одноименной формации по ТК. Более 8 м (рис. 6-95).

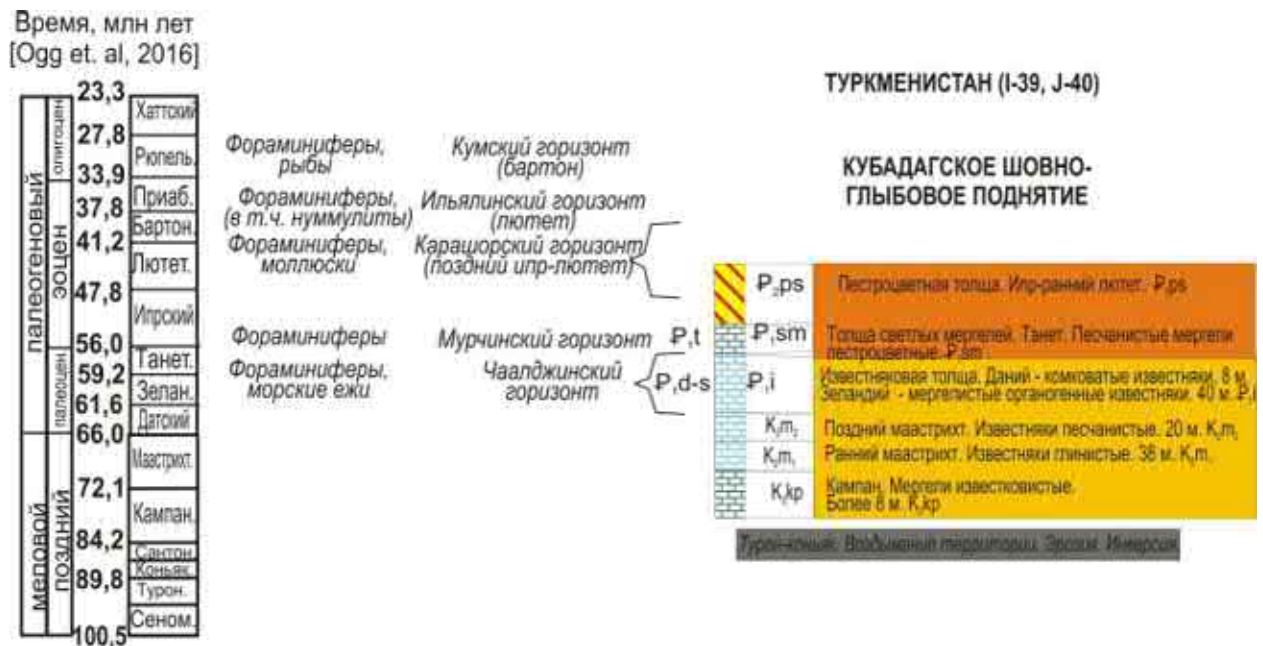


Рис. 6-95. Хронолитостратиграфическая и формационная характеристика верхнемеловых-палеогеновых отложений Кубадагского шовно-глыбового поднятия.

Затем идут нижнемаастрихтские известняки глинистые (38 м), потом – песчанистые известняки верхнего маастрихта (20 м). Выше идут образования известковистой толщи: комковатые известняки дания, а затем – мергелистые известняки зеландия (40 м). Стратоны с маастрихта по зеландий отнесены к известняковой формации и высококарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Выше следует толща светлых мергелей одноименной формации по ТК. Танет. Песчанистые мергели пестроцветные.

Разрез венчает пестроцветная толща ипра-нижнего лютета, отвечающая терригенной пестроцветной формации по ТК. Последние два стратона отнесены к олигомиктовой пестроцветной формации по [Синицын, 1980].

Разрез мегантиклинали *Большого Балхана* (Балканский велят Туркменистана) начинают средний тоарско–нижнеааленские глинистые сланцы с прослоями песчаников (рис. 6-96). Более 1000 м. В кровле – перерыв. Стратон содержит раковины устриц и аммонитов. Стратиграфическое расчленение юры приведено по [Безносков, Митта, 2000].

Затем идут сланцы с прослоями конкреционных битуминозных железистых известняков и известковистых песчаников нижнего байоса. Стратон содержит аммонитов. Последние два стратона отвечают формации глинистых сланцев.

Разрез продолжают аргиллиты с линзовидными прослоями песчаников и гравелитов, в верхней части – с прослоями алевролитов чалойской свиты верхнего байоса. До 2200 м. Стратон отнесен к песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК.

Затем разрез наращивает комплекс отложений верхнего байоса-нижнего бата - копчугайская, ташарватская и меуламская свиты объединенные. Незакономерное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов. Прослой углистых глин и углей (до 100 м, копчугайская свита). Аргиллиты, в различной степени алевроитистые, с рассеянными глинисто-кальцитовыми конкрециями, прослоями конкреционных конгломератов и тонкозернистых песчаников (до 240 м, ташарватская свита). Меуламская свита, нижняя подсвита – песчаники и алевролиты, аргиллиты (до 1200 м). Верхняя подсвита – аргиллиты с глинисто-кальцитовыми конкрециями (до 180 м). До 1700 м. Стратон отвечает песчаниковой формации по ТК и содержит находки кораллов, пелеципод *Nucula*, устриц, головоногих моллюсков и брахиопод. В кровле стратона – перерыв.

Далее следует сеутлинская свита нижнего-среднего(?) бата. Незакономерное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов. До 300 м. В кровле стратона, отвечающего песчаниковой формации по ТК – перерыв.

Затем идут образования верхнего бата-нижнего келловея – кошаджубинская свита. Гравелиты в основании, песчаники, аргиллитов. До 30 м. Стратон содержит раковины устриц и головоногих моллюсков и отвечает песчаниковой формации по ТК. В кровле – перерыв.

Разрез продолжают отложения нижнего келловея-оксфорда, отвечающие известняковой рифовой формации по ТК. Джебелатинская, гузвашская, ишекиольская свита и ташлыдеринская барьерно-рифовая система объединенные. Глины, песчаники (до 140 м, J_2dj). Песчаники (до 150 м, J_2gz). Доломиты и доломитизированные известняки с обильными конкрециями кремней в средней и верхней части разреза (до 180 м, $J_{2-3}i\check{s}$). Известняки массивные с биогермной слоистостью. Строматопорато-кораллово-мшанково- водорослевые пиннаклы до 40 м в высоту (120–150 м, $J_3t\check{s}$). До 300 м. В кровле стратона – перерыв.

Затем идут образования кимеридж-нижнего берриаса. Лямнобурунская свита. Доломиты среднеплитчатые с линзами доломитовых брекчий в средней и верхней частях разреза. 70–350 м. Стратон содержит раковины устриц и отнесен к доломитовой формации по ТК. Стратоны с тоара по нижний берриас были рекогносцировочно изучены автором в районе плато Большой Балхан. В кровле – перерыв.

Разрез продолжает арланская свита (берриас-валанжин) – известняки, доломиты, рифы (биогермы и биостромы). До 160 м. Стратон отвечает рифовой известняковой формации по ТК и содержит раковины брахиопод (*Lingula*), пелеципод (*Chlamys*, устрицы), кораллы. Стратоны с келловея по валанжин отнесены к экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Затем идут песчаники, алевролиты, известняки, доломиты готерива казанжабурунской свиты (глинисто-карбонатная формация по ТК). В нижней части – с коралловыми биостромами

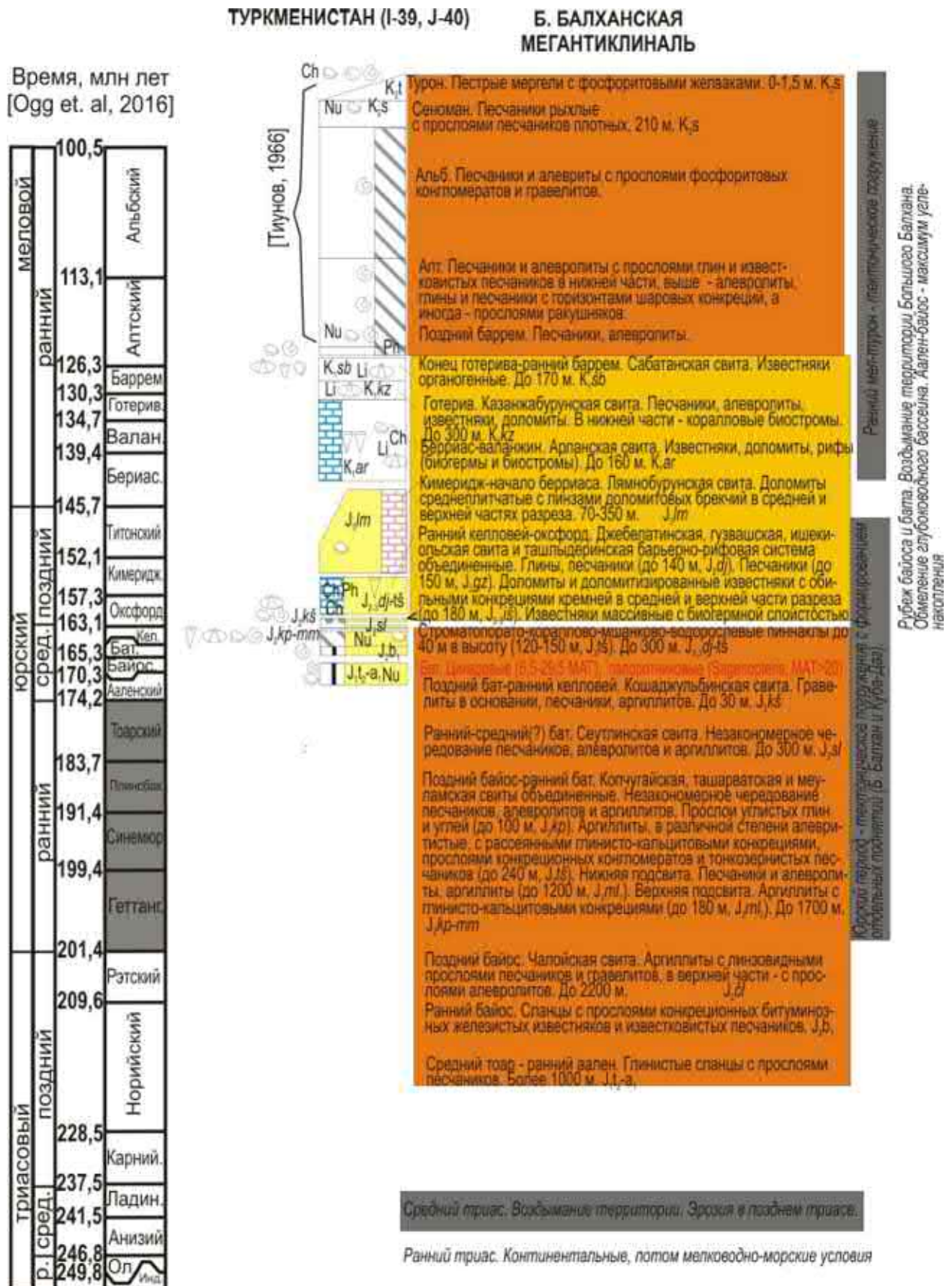


Рис. 6-96. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-туронских отложений мегантиклинали Большого Балхана.

(рифовая известняковая формация по ТК). Стратон содержит раковины брахиопод (*Lingula*). Стратон отвечает высококарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Разрез наращивают органогенные известняки в раковинами брахиопод (*Lingula*) сабатанской свиты терминального готерива-нижнего баррема, отвечающие известняковой формации по ТК и экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980]. В кровле – перерыв.

Далее следуют осадки верхнего баррема – песчаники, алевролиты с пелециподами *Pholadomya*, устрицами, рудистами, аммонитами, брахиоподами. Стратиграфическое расчленение нижнего мела приведено по [Тиунов, 1966].

За ними идут образования апта. Песчаники и алевролиты с прослоями глин и известковистых песчаников в нижней части, выше – алевролиты, глины и песчаники с горизонтами шаровых конкреций, а иногда – прослоями ракушников. Стратон содержит находки пелеципод (*Nucula* и устрицы), аммонитов.

Разрез продолжают образования альба – песчаники и алевролиты с прослоями фосфоритовых конгломератов и гравелитов, содержащие раковины аммонитов.

Последние три стратона отнесены к песчано-алевролитовой (терригенной) формации по ТК.

Далее идут отложения сеномана – песчаники рыхлые с прослоями песчаников плотных, отвечающие одноименной формации по ТК. 210 м. Стратон содержит находки пелеципод (*Nucula* и устрицы). Стратиграфическое расчленение отложений верхнего мела приведено по [Куприн, Архипов, 1963].

Разрез наращивают пестрые мергели (одноименной формации по ТК) турона с фосфоритовыми желваками. 0–1,5 м. Стратон содержит находки пелеципод (*Chlamys* и устрицы), аммонитов и эхиноидей. В кровле – перерыв.

Выше разрез продолжают образования кампана – чередование известняков и мергелей (рис. 6-97). До 55 м. Стратон содержит раковины иноцерам и отнесен к известняковой формации по ТК.

Затем идут мергели глинистые, либо известковые нижнего маастрихта с аммонитами. До 130 м. Выше следует толща чередования глинистых и известковистых мергелей верхнего маастрихта с аммонитами. До 70 м. Эти два стратона отнесены к мергельной формации по ТК.

Стратиграфическое расчленение отложений палеогена приведено: литология по [Юрские..., 1970], стратиграфия по [Бугрова, 2009].

Выше идут образования известняково-мергельной толщи (известняковая формация по ТК) с пелециподами и эхиноидеями. Даний – органогенно-обломочные, либо пелитоморфные известняки, иногда с включениями конкреций кремня. До 200 м. Зеландий – детритовые

известняки, иногда песчанистые. До 20 м. В кровле стратона кампана, маастрихта и палеоцена – местами перерыв.

Затем следуют отложения кяризской свиты, отнесенные к глинисто-карбонатной формации по ТК. Нижняя подсвита. Танет. Песчанистые мергели, либо известковистые песчаники. Верхняя подсвита. Нижний ипр. Мергели и глины. Стратоны с кампана по нижний ипр отвечают высоко- и экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Затем идут глины (одноименной формации по ТК) известковистые с прослоями бентонита огланлинской свиты. Верхний ипр – лютет.

Разрез венчают мергели, некарбонатные и алевроитовые глины кошагырской свиты бартонского возраста. Последние два стратона отнесены к олигомиктовой пестроцветной формации по [Синицын, 1980].

Разрез *Копетдагского глыбово-складчатого поднятия* (Ахалский велаят Туркменистана) начинают известняки и зернистые доломиты (одноименной формации по ТК) гараджагаинской свиты нижнего оксфорда (рис. 6-98). До 165,8 м. Стратиграфическое расчленение отложений юры взято из монографии [Безносков, Митта, 2000].

Затем идут осадки оксфорда, отвечающие известняковой формации по ТК. Мехинсунская свита. Листоватослоистые глинистые известняки в нижней части и известняки и толстослоистые известняки в верхней части. До 207 м. В кровле стратона – перерыв. Описанные выше два стратона содержат находки раковин аммонитов, пелеципод и брахиопод.

Далее следуют осадки кимериджа-базального берриаса – еллыдеринская свита. Доломиты одноименной формации по ТК с находками раковин брахиопод и аммонитов. В кровле стратона – перерыв. Стратиграфическое расчленение отложений нижнего отдела меловой системы взято из монографии [Ташлиев, Товбина, 1992].

Выше идут образования берриаса-нижнего валанжина – коусская свита. Мергели и песчанистые известняки (глинисто-карбонатная формация по ТК), в средней части – флишеоидное переслаивание глинистых известняков и мергелей (карбонатно мергелисто-известняковая флишевая по ТК), в верхней части – песчано-алевритовые известняки (одноименная формация по ТК). До 160 м. Стратон содержит находки раковин аммонитов, пелеципод (включая *Chlamys*), брахиопод (включая *Lingula*). Стратоны, начиная с юры по нижний валанжин отнесены к высоко- и экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980].

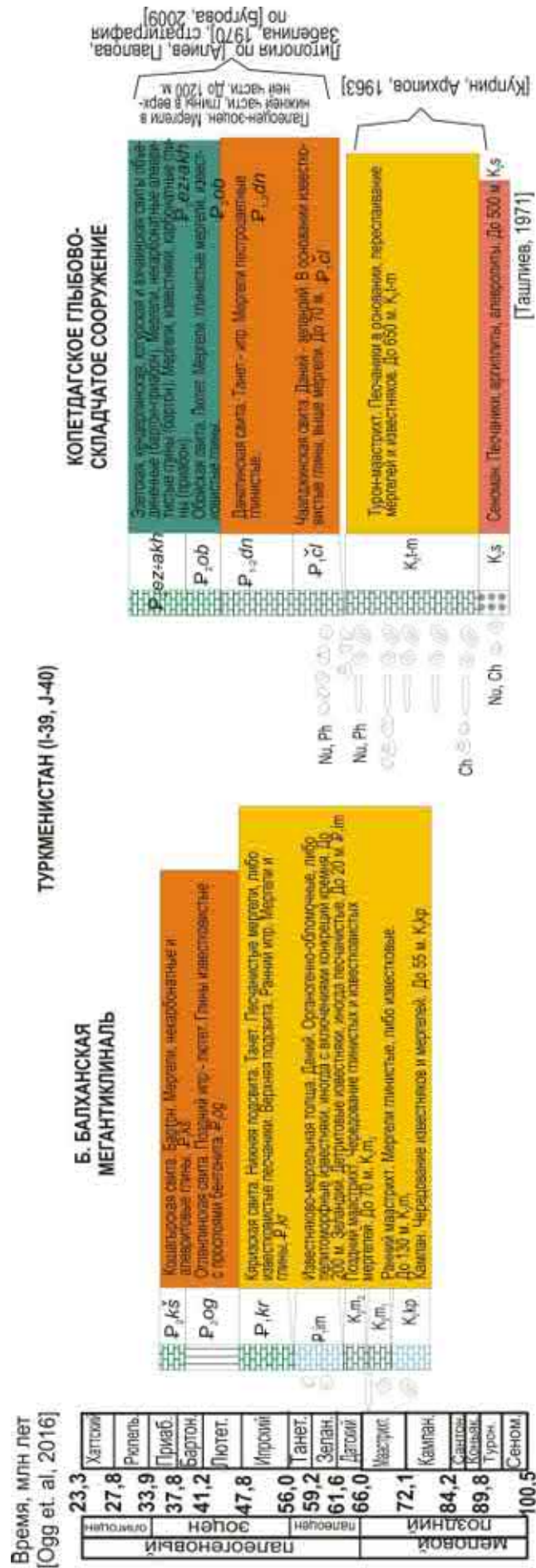


Рис. 6-97. Хронолитостратиграфическая и формационная характеристика верхнемеловых-палеогеновых отложений мегантиклинали Большого Балхана и Копетдагского орогена

ТУРКМЕНИСТАН (I-39, J-40)

Время, млн лет
[Ogg et. al, 2016]

КОПЕТДАГСКОЕ ГЛЫБОВО-СКЛАДЧАТОЕ СООРУЖЕНИЕ

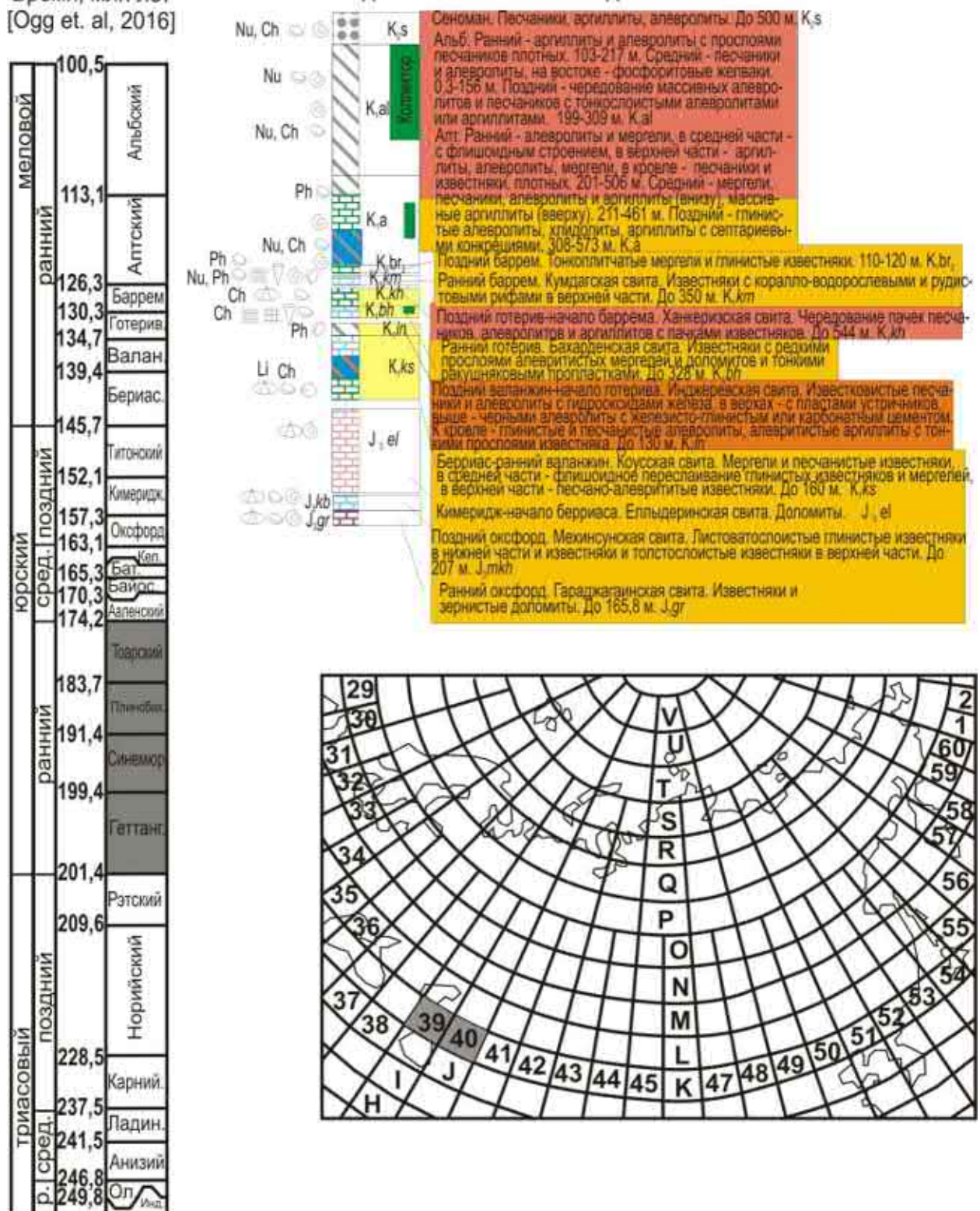


Рис. 6-98. Хронолито-стратиграфическая и формационная характеристика мальм-сеноманских отложений Копетдага.

Выше следуют образования верхнего валанжина-базального готерива – инджеревская свита. Известковистые песчаники и алевролиты с гидрооксидами железа, в верхах – с пластами устричников, выше – черными алевролитами с железисто-глинистым или карбонатным цементом. К кровле – глинистые и песчаные алевролиты, алевролитистые аргиллиты с тонкими прослоями известняка. До 130 м. Стратон содержит раковину пелеципод (*Pholadomya*), включая устриц, и отвечает песчано-алевритовой формации по ТК. В кровле стратона – перерыв. Стратон отнесен к олигомиктовой формации по [Синицын, 1980].

Разрез продолжают образования нижнего готерива. Бахарденская свита. Известняки (одноименной формации по ТК) с редкими прослоями алевролитистых мергелей и доломитов и тонкими ракушняковыми пропластками. До 328 м. Стратон содержит раковины пелеципод (включая *Chlamys*), скелеты мшанок, коралловые и водорослевые постройки. В кровле стратона – перерыв.

Разрез наращивают известняки с коралло-водорослевыми и рудистовыми рифами в верхней части – кумдагская свита (нижний баррем). До 350 м. Стратон отвечает известняковой рифовой формации по ТК и также содержит раковины пелеципод (включая *Chlamys* и *Pholadomya*, устриц), аммонитов и брахиопод. В кровле стратона – перерыв.

Разрез продолжают тонкоплитчатые мергели и глинистые известняки верхнего баррема. 110–120 м. Стратон отвечает глинисто-карбонатной формации по ТК и содержит раковины пелеципод (включая устриц и *Pholadomya*).

Стратиграфическое расчленение отложений средней части меловой системы взято из монографии [Ташлиев, 1991а,б]. Затем следуют образования апта. Нижний апт – алевролиты и мергели, в средней части – с флишоидным строением, в верхней части – аргиллиты, алевролиты, мергели, в кровле – песчаники и известняки (карбонатно-терригенная флишевая формация по ТК). 201–506 м. Средний апт – мергели, песчаники, алевролиты и аргиллиты (внизу), массивные аргиллиты (вверху). Глинисто-карбонатная формация по ТК. 211–461 м. Верхний апт – глинистые алевролиты, хлидолиты, аргиллиты с септариевыми конкрециями (песчано-алевролитовая формация по ТК). 308–573 м. Стратон содержит раковины пелеципод (включая *Nucula* и *Chlamys* в нижней части и *Pholadomya* – в верхней части) и аммонитов. Стратоны, начиная с нижнего баррема и по средний апт отнесены к высоко- и экстракарбонатной формации по [Синицын, 1980].

Выше следуют образования альба. Нижний альб – аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников плотных. 103–217 м. Средний альб – песчаники и алевролиты, на востоке – фосфоритовые желваки. 0,3–156 м. Верхний – чередование массивных алевролитов и песчаников с тонкослоистыми алевролитами или аргиллитами. 199–309 м. Стратон содержит

раковины пелеципод (включая *Nucula* и *Chlamys* в нижней части и *Nucula* – в верхней части) и аммонитов (в средней и верхней частях разреза).

Выше идут образования сеномана (песчаниковая формация по ТК) – песчаники, аргиллиты, алевролиты. До 500 м. Стратон содержит раковины пелеципод (включая *Nucula* и *Chlamys*) и аммонитов. Стратоны с верхнего апта по сеноман включительно отвечают олигомиктовой, близкой к мономиктовой формации по [Синицын, 1980].

Далее идут песчаники в основании, переслаивание мергелей и известняков турона-маастрихта (рис. 6-99). До 650 м. Головоногие моллюски (аммониты и белемниты), иноцерамы характеризуют весь разрез стратона с турона по маастрихт. Пелициподы и гастроподы – турон, кампан и маастрихт. В туроне встречены пелециподы *Chlamys*, в маастрихте – *Nucula*, *Pholadomya*, а в кампане – брахиоподы. В маастрихте еще встречены рудисты. Стратон отвечает мергельной формации по ТК и высококарбонатной формации по [Синицын, 1980]. В кровле стратона – местами перерыв.

Стратиграфическое расчленение отложений турона – маастрихта взято из монографии [Куприн, Архипов, 1963]. Стратиграфическое расчленение отложений палеогена приведено: литология по [Юрские..., 1970], стратиграфия по [Бугрова, 2009].

Разрез палеогена начинается чаалджинская свита (даний-зеландий). В основании – известковистые глины, выше – мергели. До 70 м. В стратоне встречены пелециподы (*Nucula*, *Pholadomya* и устрицы), наутилоидеи, эхиноидеи, брахиоподы. Выше следует данатинская свита (танет – ипр). Мергели пестроцветные глинистые. Оба стратона отвечают мергельной формации по ТК. Эти два стратона отнесены к олигомиктовой пестроцветной формации по [Синицын, 1980].

Далее следуют мергели, глинистые мергели, известковистые глины обойской свиты лютетского возраста. За ними – эзетская, кендерлинская, котурская и ахчаинская свиты объединенные (бартон-приабон). Мергели, некарбонатные алевролитистые глины (бартон). Мергели, известняки, карбонатные глины (приабон). Эти стратоны отнесены к глинисто-карбонатной формации по ТК и умеренно-карбонатной формации по [Синицын, 1980].

Нефтегазоносность. Выделяются три НГК (рис. 6-99): берриас-барремский, апт-туронский и коньяк – маастрихтский [Колотухин, Логинова, 2008; Ханин, 2013]. Берриас-барремский НГК. Коллекторами выступают карбонатные и рифовые тела нижнего готерива и нижнего баррема, флюидоупорами – глинистые породы нижнего мела. Апт-туронский НГК. Коллекторами являются карбонаты среднего апта и песчаники среднего и верхнего альба, флюидоупорами – глинистые породы нижнего и среднего мела. Коньяк-маастрихтский НГК. Коллекторами выступают карбоантные пласты, а флюилоупорами – глинистые внутри карбонатно-глинистой формации.

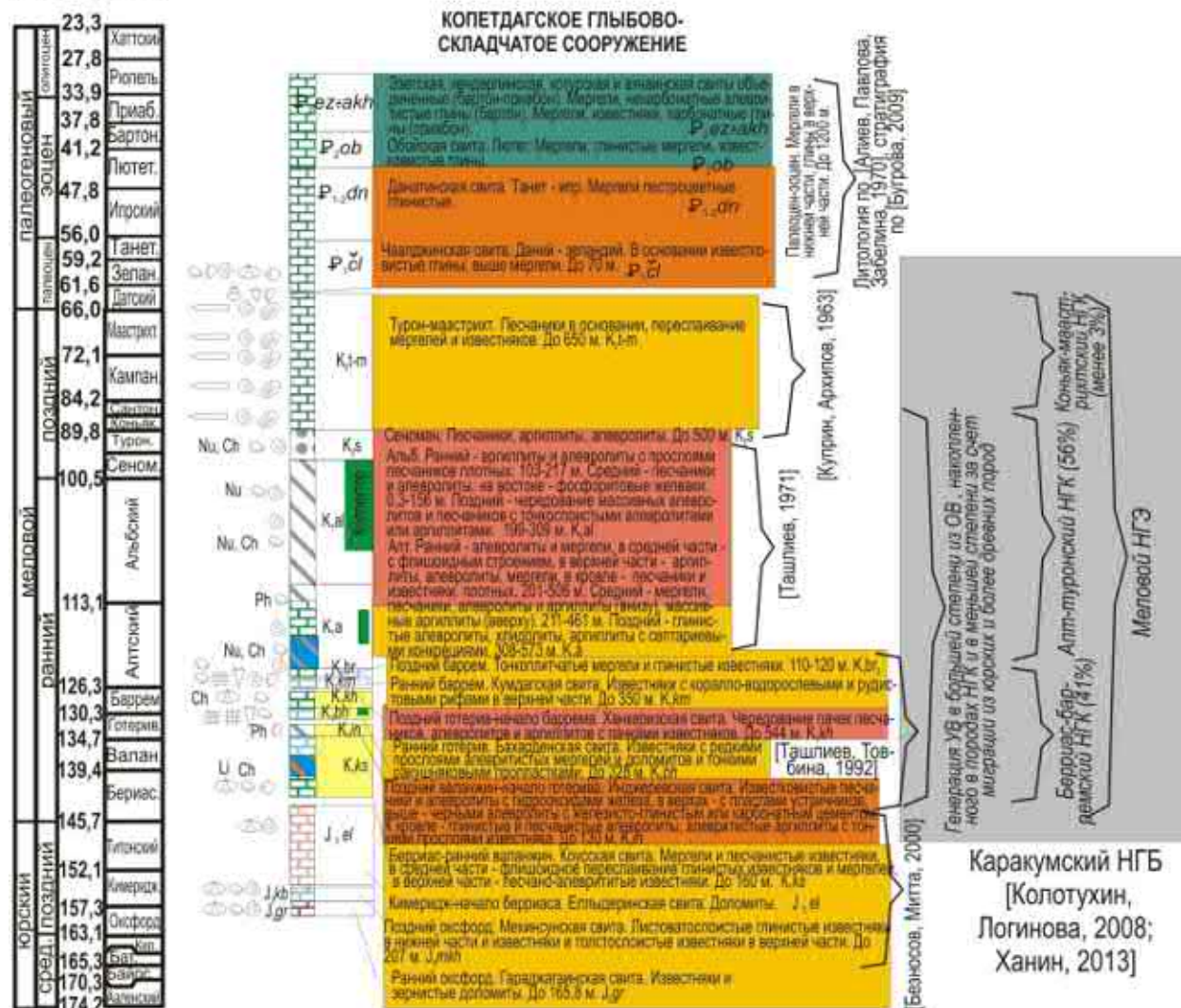


Рис. 6-99. Хронолитостратиграфическая и формационная характеристика доггер-палеогеновых отложений Копетдага (слева) и схема нефтегазоносности мелового этажа Каракумского НГБ (справа).

Палеогеографические условия. По описанной выше стратиграфической основе для Туркменистана автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 6-100). Для района *плато Туаркыр* в раннем анизии седиментация протекала в мелководно-морских условиях с палеоглубинами не более 100 м. В целом, в раннем триасе господствовали. континентальные, потом мелководно-морские условия. В среднем триасе происходит воздымание территории, она представляет собой область денудации и идет эрозия в среднем—позднем триасе. В лейасе и

Время, млн лет
[Ogg et al., 2016]

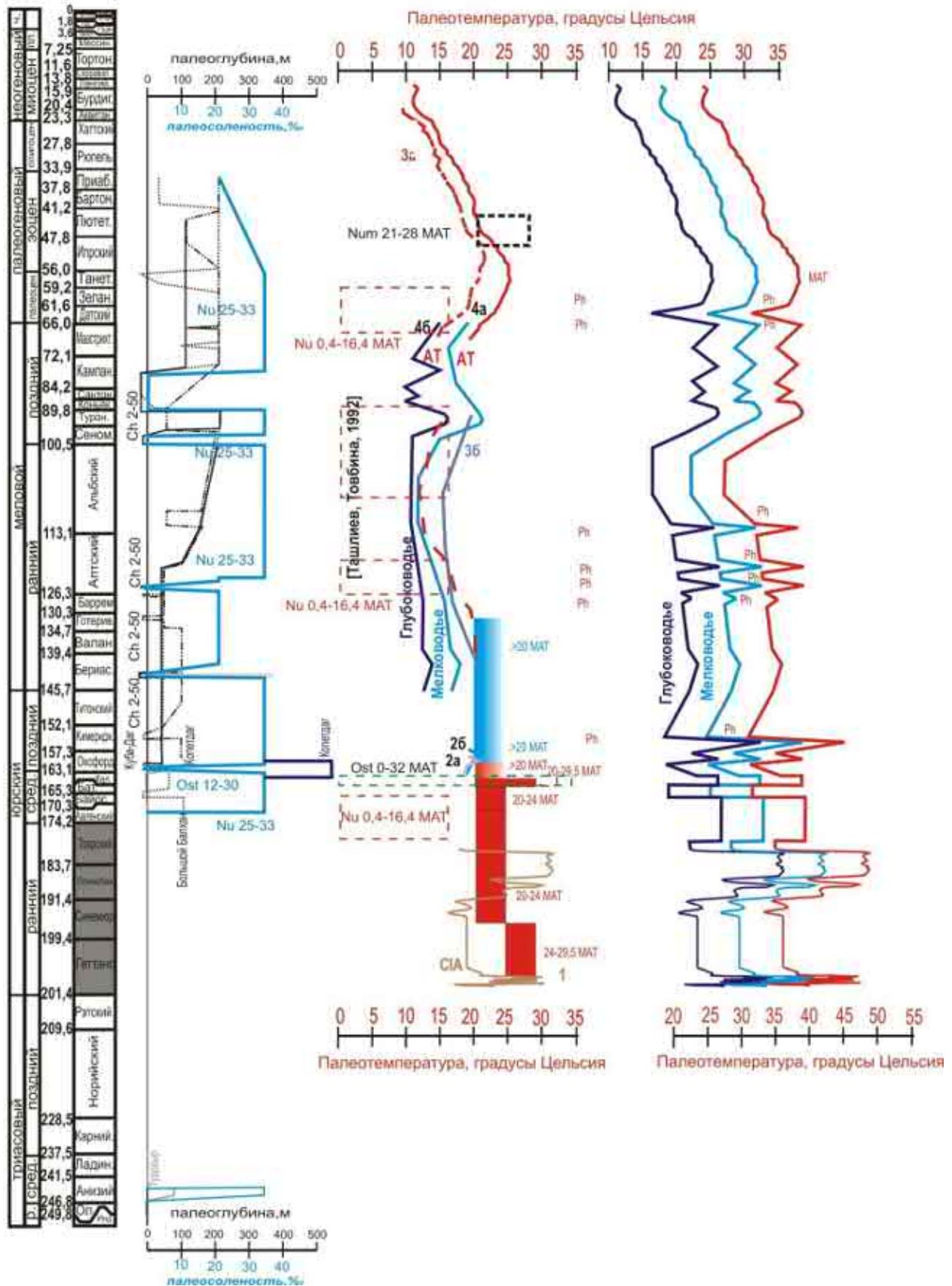


Рис. 6-100. Палеогеографическая характеристика разрезов Туркменистана в мезокайнозойский интервал геологической истории. Источники: 1 – CIA-анализ, Иран [Iqbal et al., 2019], расчет температуры выполнен С.И. Меренковой (МГУ имени М.В. Ломоносова); 2 –

относительный палеотемпературный коэффициент (ОПК) водных масс [Кисилев, 2004], пересчитанный на палеотемпературы: а – Туаркыр (Казахстан), б – Кугитанг-Тау (Туркменистан и Узбекистан); 3 – палеотемпературы (а – по содержанию пыли Classopolis, Туркменистан и Узбекистан; б – по данным изотопной палеотермометрии по моллюскам и брахиоподам для бассейнов Средней Азии [Вахрамеев, 1978]; 4 – АТ, флора, Казахстан (а – Восточный, б – Северный и Западный) [Akhmet's'ev, Beniamovski, 2006];

раннем доггере в континентальной обстановке протекает угленакопление в озерно-болотных условиях.

Для района Кубадага с оксфорда до раннего апта седиментация шла в мелководно-морской с глубинами около 50 м (Chlamys, диапазон глубин обитания обычно 2–50 м, возможно и до 90 м), далее глубина бассейна увеличилась до 100 м в среднем апте, до 150 м – к концу апта, до 200 м в альбе (бентосные организмы в раннем апте и только головоногие моллюски в среднем апте – альбе). В сеномане и кампане – лютете глубины оцениваются в 100 м (иноцерамы и аммониты в сеномане). Территория приподнята в середине берриаса, в конце альба, в коньяке – раннем кампане.

В аалене–байосе в районе Большого Балхана седиментация протекала в мелководно-морских условиях с палеоглубинами до 100 м, в бате–раннем апте до 50 м, в среднем апте – до 200 м, а к концу альба – до 200 м. С середины апта идет углубление бассейна. Пик трансгрессии приходится на сеноман – турон, в конце турона – регрессия. Затем начинается новая трансгрессивная фаза (в кампане – зеландии до 200 м), следующая – в ипре – лютете (до 200 м) с регрессией в бартоне – приабоне до 50 м. Территория приподнята и представляет собой область денудации в раннем оксфорде и на байос-батском рубеже, в сантоне, раннем кампане, танете.

Для района Копетдага в оксфорде–раннем кимеридже глубины составляли около 100 м, в титоне – 50–100 м, в готериве–раннем апте – до 50 м (Chlamys, диапазон глубин обитания обычно 2–50 м, возможно и до 90 м), в среднем апте – сеномане – до 200 м (отдельными временами – до 100 м (Chlamys)), в туроне – до 50 м. В коньяк-кампанское время происходит углубление бассейна с 50 до 200 м (иноцерамы и головоногие моллюски), эта величина глубины сохраняется до танета (за исключением позднего маастрихта, когда бассейн мелет до 50–100 м – рудисты, обилие бентосных организмов). К концу ипра, в лютете глубина понижается до 100 м, в бартоне – приабоне вновь достигает 200 м.

Палеосоленость. Автором определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 6-100). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на ранний анизий, доггер-палеоценовый этап. В аалене, апте, альбе, дате обитали пелециподы рода Nucula (диапазон солености 25–33 промилле), в келловее – рода Ostrea (диапазон солености 12–30 промилле). Аммониты обитали с доггера по маастрихт

включительно. В палеоцене – эхиноидеи, наутилоидеи, в лютете – нуммулиты, после – в основном только пелециподы и рыбы.

Палеоклиматические условия. Для данного района имеются многочисленные оценки величин палеотемператур или данные, позволяющие оценить палеотемпературы для мелового интервала геологической истории (рис. 6-100). Имеется массив данных по флоре. В раннем бате произрастали цикадовые (5,5–29,5°C среднегодовая температура – МАТ), беннетитовые, папоротниковые (*Coniopteris*, МАТ>20°C), в лейасе – цикадовые (5,5–29,5°C МАТ), гинкговые (5–24°C МАТ), папоротниковые, в аалене – раннем байосе – цикадовые (5,5–29,5°C МАТ, *Lycopodias*, МАТ>20 °C), гинкговые (5–24°C МАТ, *Czekanowskia*, МАТ>14°C), папоротниковые (*Coniopteris*, МАТ>20°C), в бате – цикадовые (5,5–29,5°C МАТ), папоротниковые (*Sagenopteris*, МАТ>20°C). Это позволяет оценить диапазон значений МАТ с синемюра по бат с 20 до 24°C (в позднем бате – 20–29,5°C), в геттанге – 24–29,5°C.

Также есть большой массив данных по морским беспозвоночным. Нуммулиты, жившие в лютетское время, характеризуют температуру воды в диапазоне 21–28°C. Кораллы и рудисты обитали в интервале времени с бата по готерив, что говорит о температуре воды более 20°C.

Находки устриц *Ostrea* sp. свидетельствуют о диапазоне значений температуры морской воды 0–32°C на рубеже бата и келловей. Пелициподы рода *Nucula*, заселявшие бассейн в позднем тоаре–байосе, первой половине апта, среднем альбе – коньяке, позднем маастрихте–зеландии, обитают в диапазоне значений температуры от 0,4 до 16°C и маркируют этапы относительного похолодания климата. Пелециподы рода *Pholadomya*, напротив, указывают на фазы относительного потепления климата, которые имели место в позднем кимеридже, раннем, среднем и позднем апте, раннем альбе, раннем дате и позднем зеландии.

6.3. Астрономо-климатическая цикличность в разрезах мезо-кайнозоя Северной Евразии¹

Связь вариаций климата с орбитальными циклами Земли была обоснована в работе Милютина Миланковича [Миланкович, 1939], в которой описаны астрономо-климатические

¹ При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Габдуллин Р.Р. Палеоклиматические реконструкции методом высокоточной циклической корреляции на примере разрезов мезозоя-кайнозоя Северной Евразии // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2023. № 1, с. 18-27 RSCI (0,66 авторского листа, 0,6 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)
2. Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Храмов А.Е., Короновский А.А., Руннова А.Е., Яшков И.А., Бадулина Н.В., Игтисамов Д.В. Астрономо-климатические циклы в разрезе верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2014. № 5, с. 55-71 RSCI (1,58 авторского листа / 0,22 п.л. / вклад автора 20%%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596)

циклы. К настоящему моменту не вызывает сомнений, что вклад орбитальной цикличности весом при формировании климата Земли, что подтверждается тысячами научных статей.

Связь смены палеогеографической обстановки в бассейнах седиментации с циклами Миланковича – ЦМ (прецессии, наклона эклиптики и эксцентриситета различных порядков) рассмотрена автором для верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы и Крыма. В частности, для фрагмента разреза маастрихта (зона *Belemnella sumensis*) по данным вейвлетного анализа установлена связь вариации геохимических и геофизических параметров в разрезе карьера цементного завода «Большевик» (г. Вольск, Ульяновско-Саратовский прогиб) с наиболее выраженными на скалограмме (рис. 6-101) с циклами наклона эклиптики (длительность – 0,04 млн. лет) и циклами эксцентриситета второго порядка (длительность – 0,4 млн. лет) [Габдуллин и др. 2014].

Дальнейшим развитием идеи циклостратиграфической шкалы Русской плиты и ее южного обрамления [Габдуллин, 2003, 2004а-в] для позднемелового интервала геологической истории стало создание циклостратиграфической шкалы Северной Евразии для мезо-кайнозоя. Помимо метода циклостратиграфической корреляции использовался метод климатостратиграфии. Это позволило оценить климатические вариации в высоких широтах Северной Евразии (Бореальный бассейн) в меловом периоде и кайнозое [Габдуллин и др., 2019] и то же самое для юрско-кайнозойского интервала геологической истории [Габдуллин и др., 2021] низких широт Евразии (Тетический бассейн).

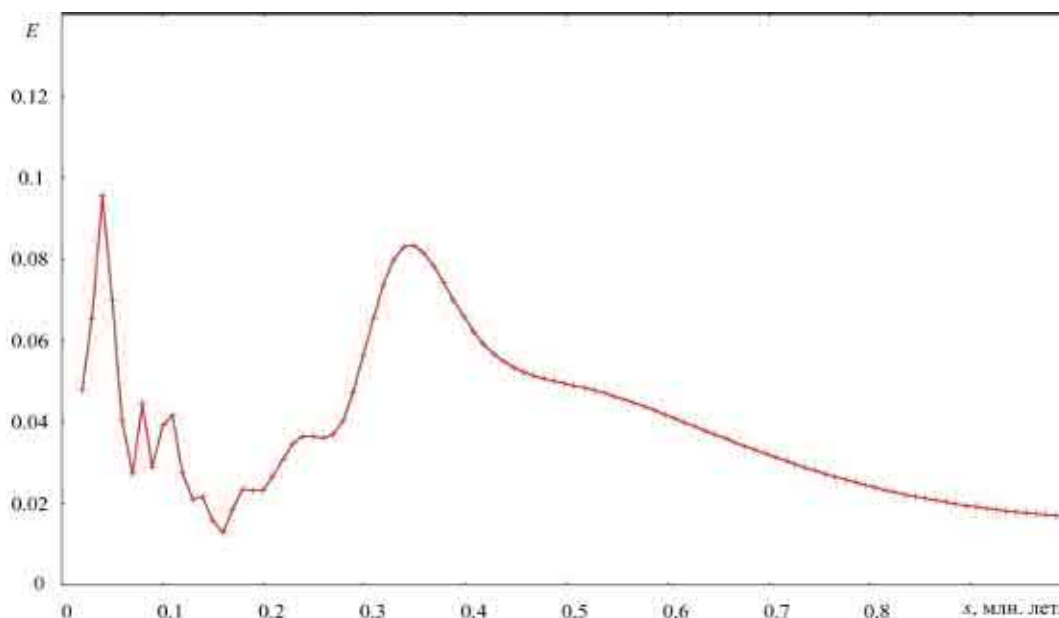


Рис. 6-101. Скалограмма вейвлетного спектра фрагмента временного ряда, соответствующего динамике в период 69–71 млн. лет для разреза маастрихтских отложений района г. Вольск (Саратовская область). Рисунок из статьи ([Габдуллин и др. 2014], рис. 10).

Циклы эксцентриситета Земли третьего (1,29 млн лет), четвертого (2,03 млн лет) и пятого (3,4 млн лет) порядка [Berger, 1989; Fisher, Ripepe, 2021; Габдуллин, 2002] сопоставлены со шкалой геологического времени. Интервалу мезо-кайнозойской истории отвечают 74 цикла эксцентриситета третьего порядка, 124 цикла – четвертого порядка, 195 циклов – пятого порядка. Выделены фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета и эти моменты геологической истории сопоставлены с палеотемпературными кривыми. Красными горизонтальными линиями на циклостратиграфической шкале показаны моменты, когда фаза совпадения разнопорядковых циклов коррелирует с фазой относительного потепления климата, а синей – похолодания. Выделены 21 фаза относительного похолодания и 21 фаза относительного потепления климата в моменты 42 фаз совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета. По границе мезозоя и кайнозоя проходит рубеж между 23 и 24 галактическими циклами (годами) [по Епифанову, 2007 а,б; Гаршину, 2012].

На рис. 6-102 и 6-102 представлена циклостратиграфическая шкала, на которой показано, что для части циклов эксцентриситета орбиты Земли нет достоверных данных о совпадении с фазами потепления или похолодания климата, что объясняется отсутствием детальных данных по климатической истории этого региона. Следствием этого является то, что помимо фазы совпадения разнопорядковых циклов, которые достоверно отвечают фазам похолодания или потепления климата имеются и фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета, отвечающим отвечают фазам похолодания или потепления климата предположительно.

Корреляция вариаций климата с переломными моментами в геологической истории Земли. Проведен анализ связи вариаций климата и фаз совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета с моментами импактных событий и инверсии магнитного поля Земли (рис. 6-101 и 6-102). В подавляющем большинстве случаев такая корреляция установлена. Только три момента совмещения разнопорядковых циклов эксцентриситета в конце апта, в середине сеномана и зеландия не коррелируют с моментами инверсии магнитного поля. Для десяти импактных событий, время которых точно не определено и имеет значительный (до десятков миллионов лет или даже более) диапазон возможного времени падения на Землю астероидов и крупных метеоритов, их привязка к моментам совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета была проведена условно (показаны синим цветом). Для большинства остальных импактных событий время определено существенно более точно (показаны красным цветом).

примере осадочных бассейнов высоких и низких широт Северной Евразии). Условные обозначения. Геологические события [по 1–3 по Scotise et al., 2021]: 1 – фазы похолодания климата и время, млн лет; 2 – фазы потепления климата и время, млн лет; 3 – океанические бескислородные события и их номер; 4 – фазы тектоно-магматической активизации; 5 – импактные события (в кружке указан номер источника, источники: 1 – Scotise et al., 2021; 2 – <http://labmpg.sgcc.ru/a72.html>; 3 – Shania et al., 2021; 4 – Indu, James, Chandran et al., 2021; 5 – Schmieder, Kring, 2020); 6 – инверсии магнитного поля Земли по [Gradstein, Ogg, Shmitz et al., 2020]; 7 – инверсии магнитного поля нет; 8 – циклы эксцентриситета орбиты Земли по [Fisher et al., 1989; Габдуллин, 2002]: а – третьего порядка (1,29 млн лет); б – четвертого порядка (2,03 млн лет); в – пятого порядка (3,4 млн лет); 9 – циклы эксцентриситета орбиты Земли: а – совпадающие с фазами похолодания климата; б – совпадающие с фазами потепления климата; 10 – фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета: а – предположительно отвечающие фазам похолодания климата; б – предположительно отвечающие фазам потепления климата; в – достоверно отвечающие фазам похолодания климата; г – достоверно отвечающие фазам потепления климата. Примечание: для большинства импактных событий время определено точно (показаны красным цветом), для десяти импактных событий время точно не определено (показаны синим цветом).

На циклостратиграфической шкале показаны фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета и их отражение в вариациях климата в осадочной летописи бассейнов низких и высоких широт. В частности показаны фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета отвечающие фазам похолодания или потепления климата установленные достоверно или предположительно. В тех случаях, когда в бассейнах низких широт для определенных моментов фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета отвечающие фазам похолодания или потепления климата были установлены предположительно, как правило, в бассейнах высоких широт – установлены достоверно и наоборот. К моменту совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета тяготеют фазы тектоно-магматической активизации.

Вариации климата связаны с циклами эксцентриситета орбиты Земли. Фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета коррелируют с инверсиями магнитного поля Земли. В случае сдвоенных фаз совпадения циклов магнитное поле меняется трижды. Фазам совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета отвечает не менее пятой части границ геологических веков, при этом около десятой части границ геологических веков предшествуют или следуют через интервал времени, отвечающий циклу эксцентриситета третьего порядка или столько же – тяготеют к фазам совпадения циклов эксцентриситета.

6.4. Модель климатической истории Северного полушария в мезо-кайнозое²

В результате составления палеотемпературных, палеогеографических и палеогалинометрических кривых была установлена хорошая сходимость результатов определений палеогеографических условий седиментации (включая палеоклиматические) по геохимическим, палеонтологическим и литологическим данным [Габдуллин и др., 2019, 2021]. Затем был проведен анализ полученных данных.

6.4.1. Высокие широты

Сводные палеотемпературные кривые (MAT – среднегодовая температура, SST – температура поверхностных вод для осадочных бассейнов высоких широт Северной Евразии приведены на рисунках 6-103 и 6-104. На них видна климатическая цикличность, в большинстве случаев тренды вариаций совпадают или близки. Используя этот массив данных были составлены сводные палеотемпературные кривые (MAT и SST) для высоких широт Северной Евразии. Таким же способом были составлены сводные палеотемпературные кривые для Бореального и Тетического бассейнов [Габдуллин и др., 2019, 2021]. В частности для юрско-валанжинского интервала геологической истории были взяты данные расчета палеотемператур из разреза Лескинской скважины [Габдуллин, 2022].

Корреляционная схема климатической истории для бассейнов высоких широт приведена на рис. 6-103–6-106 и в приложениях 2–5. Триасовый интервал геологического времени отражен на рис. 6-105–6-106. Достоверные данные имеются для района бассейна Охотского моря. Установлено не менее трех вариаций климата в раннетриасовое – карнийское время. Для других регионов эти достоверные данные (Охотское море) были взяты за основу. Субтропический тип климата с величинами MAT 22–24°C характеризует триасовое время. Для региона Баренцева моря (западная часть) климат был теплее – тропическим с величинами MAT 25–30°C, в восточной части – в раннем и среднем триасе, а в позднем триасе климат был субтропическим. Для бассейна Свердруп и района полусотрова Аляска имеются единичные данные лишь для позднего триаса, позволяющие примерно оценить вариации климата. Однако, используя в качестве базовой кривой график для Охотского моря, возможно позиционировать его, ориентируясь на единичные данные из этих бассейнов.

² При подготовке данного раздела диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

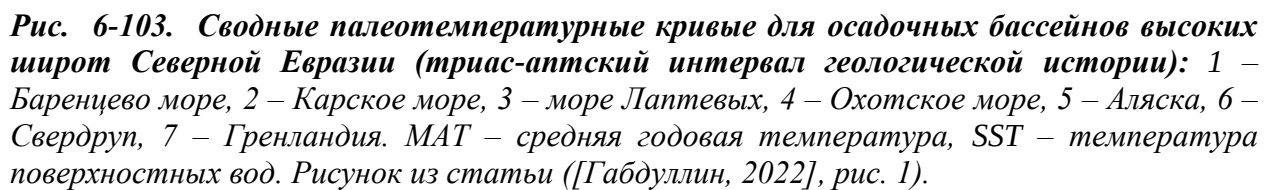
Габдуллин Р.Р. Палеоклиматические реконструкции методом высокоточной циклической корреляции на примере разрезов мезозоя-кайнозоя Северной Евразии // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2022. № 6, с. 23-34 RSCI (0,61 авторского листа, 0,65 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).

Юрско–четвертичная климатическая история для бассейнов высоких широт показана на рис. 6-104 и в приложениях 1–4. Из них видно, что достоверные данные по вариациям палеотемпературы для района Баренцева моря имеются в диапазонах с бата по апт, с дата по рюпель и с позднего бурдигала по ранний тортон, для Карского моря – с юры – по ранний тортон, для моря Лаптевых достоверные данные есть только для триаса, для Охотского моря с раннего альба по ныне, для Аляски – для апта–приабона и неогена. Для бассейна Свердруп данных нет только для средней юры, а для Гренландии имеются данные только для дата–ипра и для позднего альба–турона. Несмотря на фрагментарность в имеющемся массиве данных по разным регионам высоких широт возможно путем интерполяции нарастить недостающие фрагменты палеотемпературных кривых фрагментами из соседних регионов, где для этого интервала геологической истории имеются достоверные данные. Внутри диапазона достоверных данных возможно выделить фазы относительного потепления и похолодания климата. В большинстве случаев обнаруживается хорошая корреляция по времени между фазами смены типа климата в разных регионах (они синхронны или почти синхронны). По своей длительности они отвечают циклам эксцентриситета третьего-пятого порядков. Есть и интервалы геологической истории, для которых в разных регионах вариации климата находятся «в противофазе» (например, палеоцен-эоценовое время в бассейне Свердруп, Аляске и Гренландии) и или вариациям (смене) климата в одних регионах отвечает стабильное состояние климатической системы – в других. По большей части это можно объяснить дефицитом данных или неточной хроностратиграфической привязкой имеющихся данных, реже – это влияние локальных, региональных факторов на формирования климата в конкретном месте (коренная перестройка палеогеографии, например). Анализ таких «несоответствий» требует дальнейшего изучения.

Также по диапазону значений MAT и SST возможно выделить типы климата. В частности для юры – эоцена в высоких широтах доминировал умеренный тип климата, местами и до олигоцена (Охотское море, Аляска, Свердруп, Гренландия) или раннего миоцена (Карское море). Причем если в мезозойское время величины MAT колебались в пределах 12 до 17°C, то в палеоцене они снижаются до 10°C. Далее с олигоцена или позднего миоцена в высоких широтах Евразии господствует субарктический тип климата (MAT 0–10°C [<http://labmpg.sgcc.ru/a72.html>]), а далее – арктический тип (MAT <0°C).

На рис. 6-107 приведена модель климатической истории для бассейнов высоких широт Северной Евразии. В триасовое время в западной части Северной Евразии господствовал тропический типа климата значения MAT составляли 25–30°C, а в восточной – субтропический, для которого характерны величины MAT составляли 18–21°C [Синицын, 1980; Trettin, 1991].

Последний тип климата характеризует западную часть Северной Евразии в юрско–



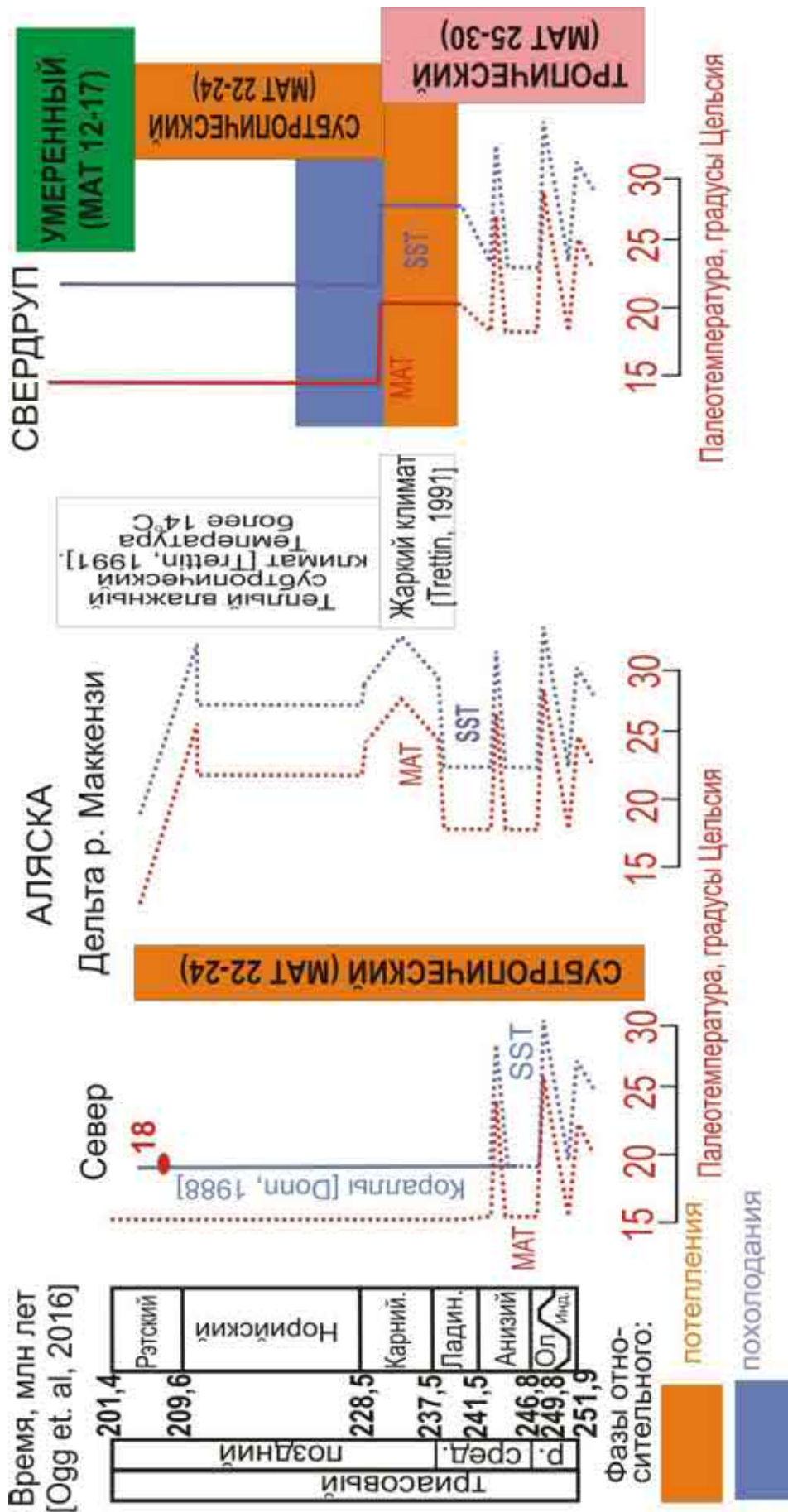


Рис. 6-106. Сводные палеотемпературные кривые для осадочных бассейнов высоких широт Северной Евразии (бассейн Свирдруп и район полуострова Аляска; триасовый интервал геологической истории).

валанжинское время, в то время как на востоке доминирует умеренный тип климата со значениями МАТ (14–17°C). В готерив – сантонское время существует умеренный тип климата со значениями МАТ 3–17°C (МАТ 3–10°C [Galloway et al., 2013] или 12–17°C [Синицын, 1980]). В кампан – лютетское время на западе существует субтропический тип климата с величинами МАТ 16–25°C, а на востоке – умеренный тип климата со значениями МАТ около 10°C [Синицын, 1980], по составленным автором палеотемпературным кривым – МАТ 7–15°C. В бартон – бурдигальское время доминирует умеренный тип климата с величинами МАТ 3–17°C (МАТ около 10°C (Синицын, 1980)). В лангий-пьяченское время существует субарктический тип климата (МАТ 0–10°C [<http://labmpg.sccc.ru/a72.html>]), а в четвертичное – арктический тип (МАТ <0°C [Сорокина, Гущина, 2006]). В ранне – среднетриасовое и позднетитон-валанжинское время климат был сухим, а в норийско-раннетитонское и сантон-плиоценовое время – влажным [Синицын, 1980; Trettin, 1991; Galloway et al. 2013].

В позднетриасовое, позднеготерив-сеноманское и палеоген-неогеновое время протекало угленакopпление, а в позднетитон-валанжинское время – накопление нефтегазоматеринских осадков. Время формирования каолинит-содержащих кор выветривания отвечает фазам потепления климата.

6.4.2. Низкие широты.

Для бассейнов разных частей Тетиса с триаса по квартал автором были составлены сводные палеотемпературные кривые. На рис. 6-108, 6-109, 6-110, 6-111 показана корреляция климатических циклов, выделенных по сводным палеотемпературным кривым, составленным для Тетиса – разрезам Иберийского полуострова (Пиренеи, Кантабрийские горы) и его окраин – Аквитанской впадины и Кавказа. Для триаса (рис. 6-108) имеется недостаточно данных. Возможно лишь заключить, что седиментация протекала в близких палеотемпературных условиях. В раннем триасе температура глубинных вод составляла около 17°C, поверхностных – около 22°C (SST), а величина среднегодовой температуры (МАТ) составляла около 27°C. В позднетриасовое время стало теплее: DOT, SWT оцениваются равными 22°C, SST – около 30°C, а МАТ – около 37°C. Недостаточность данных для этих регионов пока не позволяет выделить климатическую цикличность в триасе. Для поздней триасовой эпохи есть данные о климатической цикличности в разрезах Испании и Франции, а также в России (Кавказ). Значения близки к таковым для раннего триаса (они были описаны выше).

На рис. 6-109, 6-110, 6-111 показана корреляция палеотемпературных кривых для доггер-четвертичного времени. В большинстве случаев климатические вариации в Западной и Центральной частях Тетиса и его периферии синхронны (чередование фаз относительного

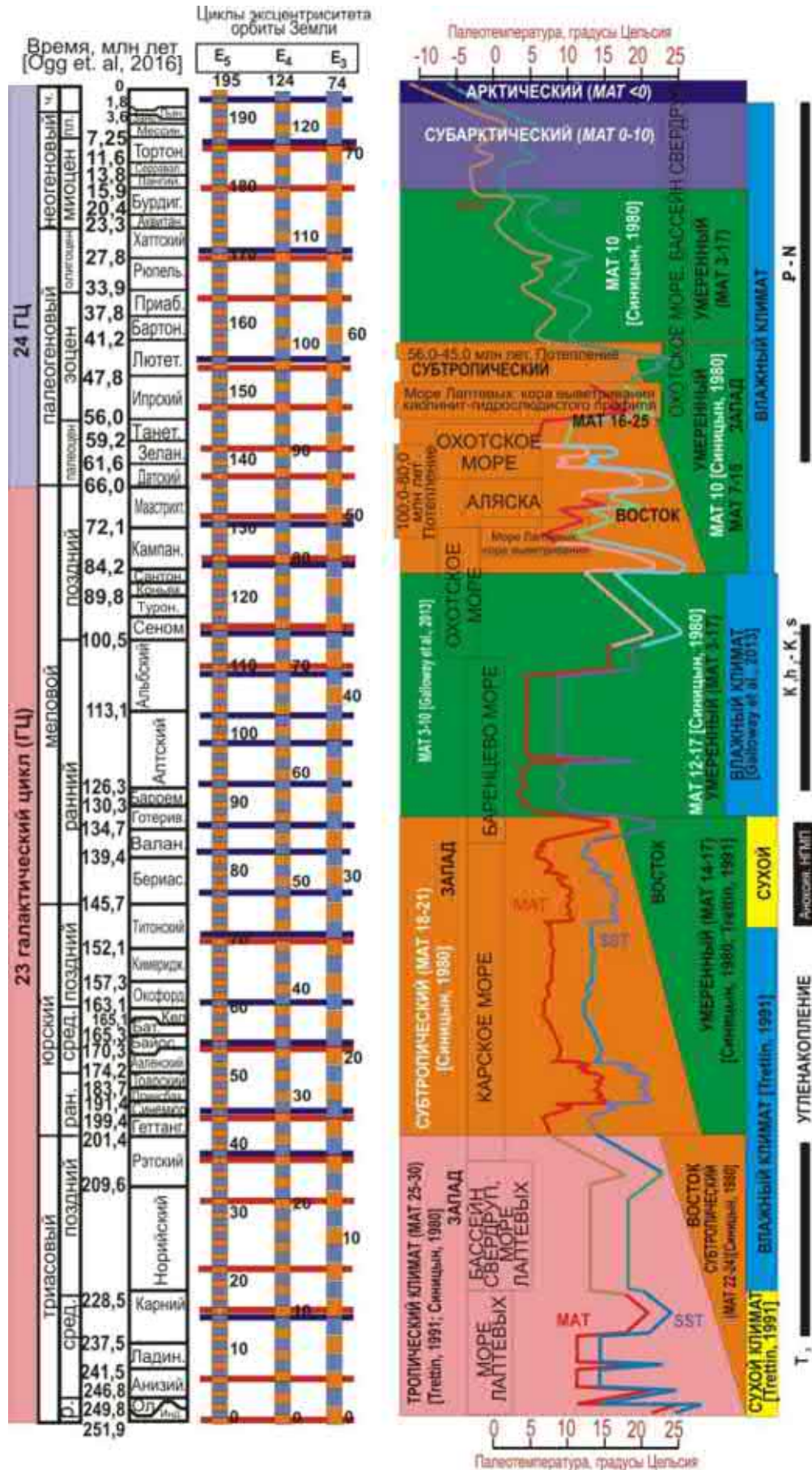


Рис. 6-107. Сводная климатическая модель для мезо-кайнозойской истории бассейнов высоких широт Северной Евразии. Рисунок из статьи ([Габдуллин, 2022], рис. 3).

потепления климата показаны оранжевым, а похолодания – синим; сами циклы отображены прямоугольниками справа от графиков палеотемпературных кривых).

Асинхронность объясняется недостаточностью данных для отдельных интервалов геологического времени (им отвечают прямые, линейные участки на графике). В Кавказском

троге температуры воды были примерно на 5–10°C выше, чем в пределах глубоководной котловины Северной ветви Тетиса.

На рис. 6-110 визуализирована юрско-четвертичная климатическая история для бассейна Горного Крыма. Фазы относительного похолодания маркируются находками ламноинных акул (поздний альб), а потепления – фоладомий (мел) или угля (тоар). Возможно выделить около 15 климатических циклов в этом интервале геологического времени. Недостаточно данных лишь для турона. В Крымско-Кавказском трогe и шельфовом бассейне периферии Тетиса температуры воды были примерно на 5–15°C выше, чем в пределах глубоководной котловины Северной ветви Тетиса.

Для Туркменистана визуализирована юрско-раннемиоценовая климатическая история (рис. 6-111). В этом диапазоне можно выделить 14 циклов вариации палеотемпературы. Фазы потепления климата маркируются моллюсками – фоладомиями. В данном месте Тетиса температуры воды были примерно на 10–20°C выше, чем в пределах глубоководной котловины Северной ветви Тетиса.

Тенденция к снижению палеотемператур, начиная с палеогена, прослеживается почти во всех сегментах Тетиса (кроме района Кавказа).

Проведена корреляция сводных кривых вариаций MAT и SST для Тетиса (рис. 6-112 А, 113 А) со сводными кривыми температуры глубинных вод (DOT), глобальной средней температуры (GAT) и тропической температуры – TT (по [Scotise, 2021]; рис. 6-112 Б, рис. 113 Б), астрономическими и климатическими циклами (рис. 6-112 В, 6-113 В). Кривые значений DOT, GAT и TT носят глобальный характер и показывают основные тренды вариации температур (включая тенденцию к снижению палеотемператур, начиная с палеогена). Основные пики и тренды на палеотемпературных кривых, составленных автором и кривых, приведенных в работе [Scotise, 2021] совпадают. Климатические циклы C1–C12 по [Scotise, 2021] включают фазу относительного похолодания (показана серым цветом) и потепления (белый цвет). Сбоку на врезке «В» на рисунках 6-112 и 6-113 приведены циклограммы по [Scotise, 2021] и по сводным палеотемпературным кривым, составленным автором для разных частей Тетиса и его периферии. Как правило, они синхронны или близки к синхронности, в редких случаях не коррелируют друг с другом, что может быть объяснено палеогеографическими событиями регионального масштаба.

Для бассейнов Тетиса в интервале геологической истории с триаса по квартал были составлены сводные палеотемпературные кривые (рис. 6-114 и 6-115). Этому фрагменту геологической истории отвечают условия тропического типа климата с величиной MAT более 21°C за исключением позднелейасового времени, когда доминировал тропический тип климата с величиной MAT менее 21°C.

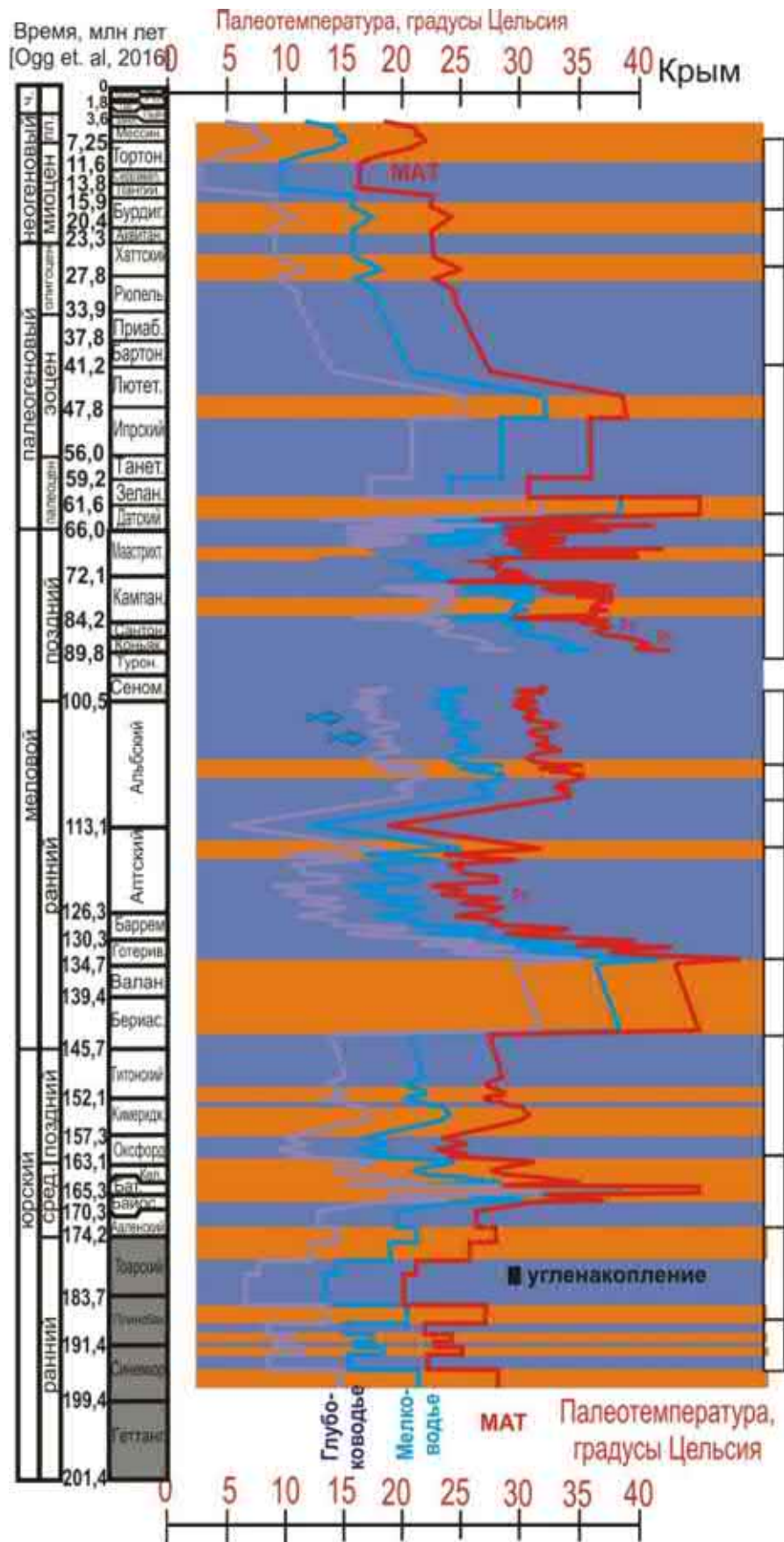


Рис. 6-110. Сводные палеотемпературные кривые для разрезов Горного Крыма для доггер-четвертичного интервала геологической истории.

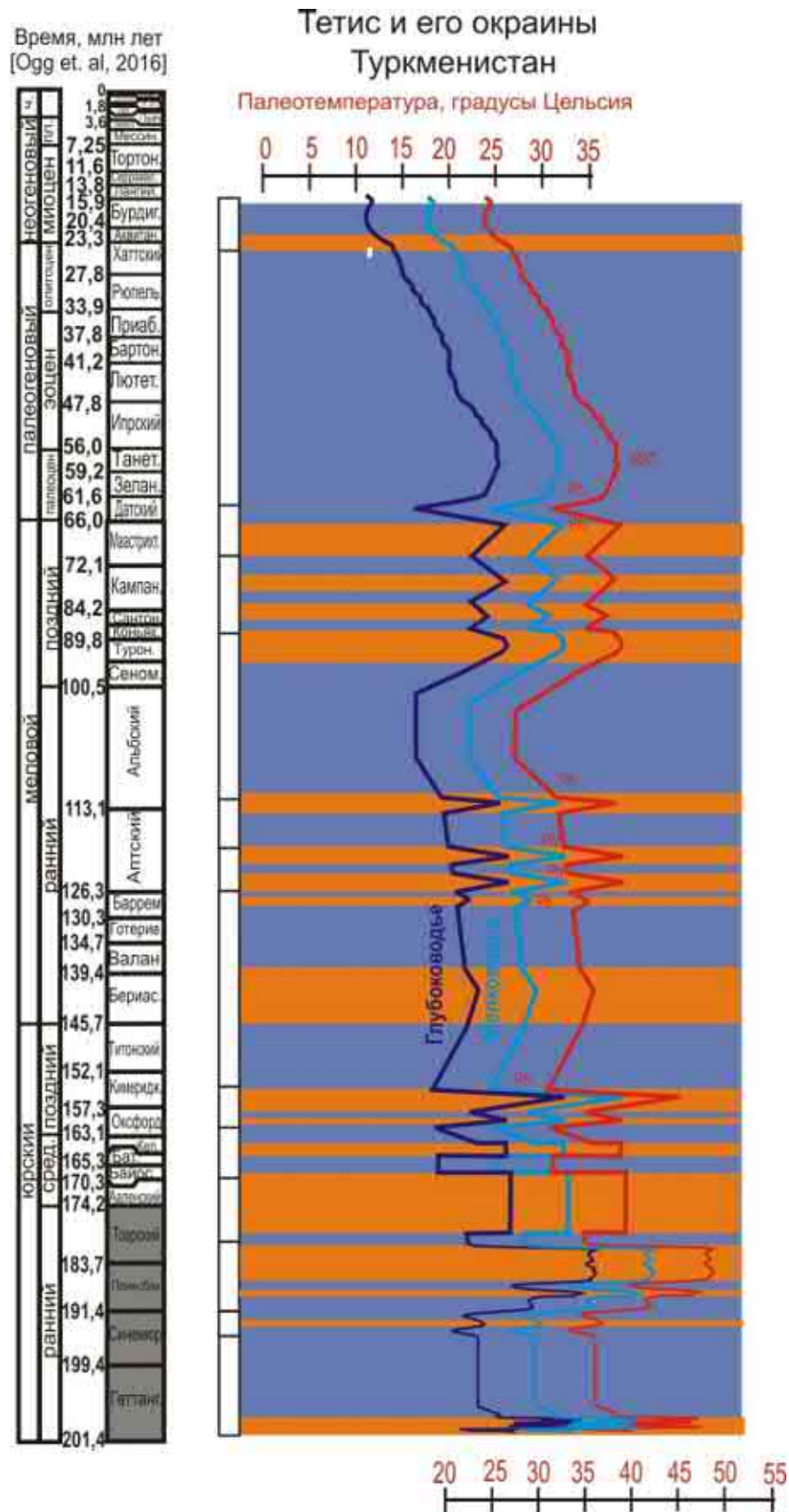


Рис. 6-111. Сводные палеотемпературные кривые для разрезов Туркменистана для доггер-четвертичного интервала геологической истории.

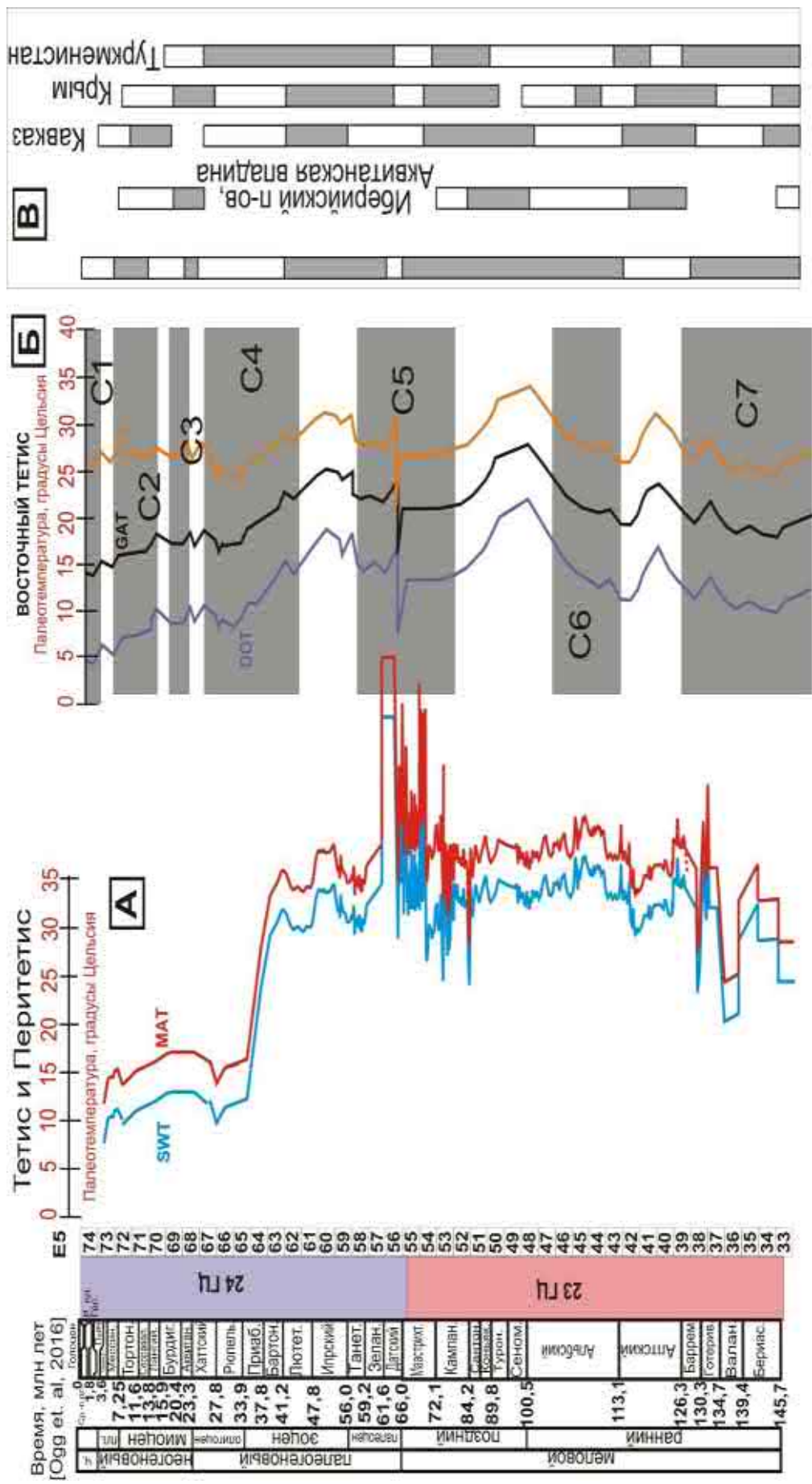


Рис. 6-113. Корреляция сводных кривых вариаций MAT и SST со сводными кривыми температуры глубинных вод (DOT), глобальной средней температуры (GAT) и тропической температуры – TT по xScotese, 2021], астрономическими и климатическими циклами на меловом-кайнозойском этапе геологической истории. Сокращения: GAT – средняя планетарная температура; DOT – температура океанических вод; TT – температура тропического пояса; C1–C7 – эпохи похолодания, по [Scotese et. al., 2021]

На рис. 6-114 и 6-115 представлена циклостратиграфическая шкала, на которой показано, что для части циклов эксцентриситета орбиты Земли нет достоверных данных о совпадении с фазами потепления или похолодания климата, что объясняется отсутствием детальных данных по климатической истории этого региона. Следствием этого является то, что помимо фазы совпадения разнопорядковых циклов, которые достоверно отвечают фазам похолодания или потепления климата имеются и фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета, отвечающим отвечают фазам похолодания или потепления климата предположительно.

В итоге обобщения большого массива данных были построены сводные кривые изменения палеотемпературы не только для отдельных бассейнов и их частей, но и для экваториальной и полярной областей Северного полушария в мезо-кайнозойское время – предложена модель климатической истории Северного полушария в мезо-кайнозойское (приложение 6). Отличие данной модели от моделей, опубликованных ранее, состоит в корреляции вариаций климата с астрономо-климатическими циклами Миланковича (ЦМ). Вариации палеотемператур в разных бассейнах в большинстве своем синхронны.

При построении этой модели автором использованы градиенты широтного изменения среднегодовой палеотемпературы (MAT) для позднего миоцена и позднего плиоцена [Utescher, Dreist, Henrot et al., 2017] и мела [Herman, Spicer, 2010], а также температуры поверхности морских вод (SST) для эоцена [Speelman, Sewall, Noone et al., 2010]. В диапазоне широт от 30 до 70° с.ш. значения MAT и SST близки, в высоких широтах величины SST как правило выше MAT на первые градусы, а в низких – наоборот, ниже. Выделены области теплого тропического (MAT 25–30°C), прохладного тропического (MAT 21–25°C) климата, субтропического (MAT 17–21°C), умеренного (MAT 10–17°C), субарктического (MAT 0–10°C) и арктического климата (MAT < 0°C).

Таким образом, можно сформулировать четвертое защищаемое положение. Самые существенные вариации климата и смены эпох типов климата происходили в моменты совпадения циклов эксцентриситета разных порядков. В модели климатической истории Северного полушария в мезозое-кайнозое выделена 41 фаза совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета для триас-четвертичного интервала геологической истории. В летописи осадочных бассейнов Северной Евразии, а также в океанических бассейнах – Тетисе, Бореальном и Северном-Ледовитом океане в мезо-кайнозойском интервале выделяется не менее 19 климатических циклов, выявленных по геохимическим и палеонтологическим данным и формационному анализу стратонов. С этими же рубежными моментами совпадают фазы тектоно-магматической активизации, что дает возможность считать циклы эксцентриситета одним из критериев периодизации геологической истории Земли.

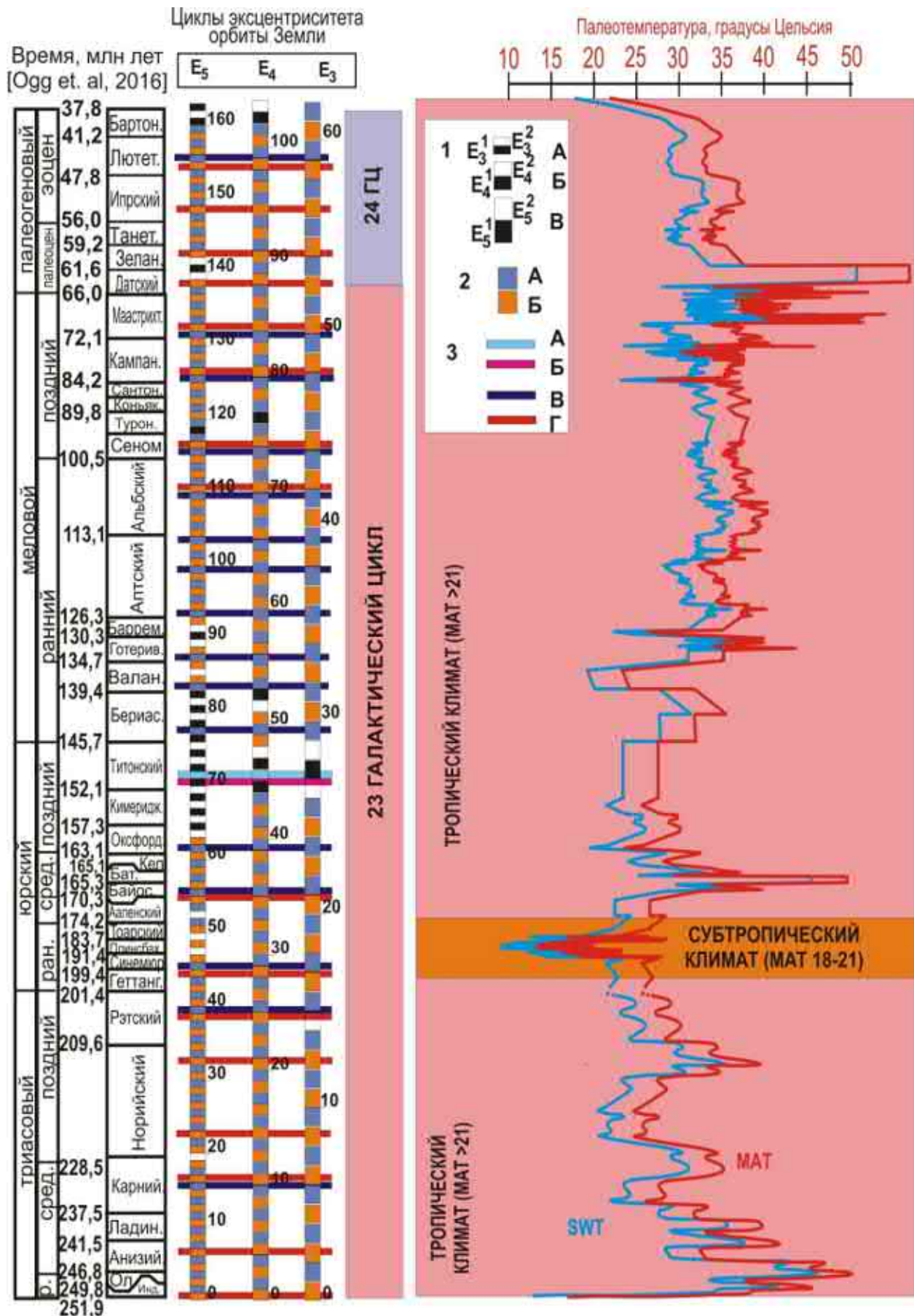


Рис. 6-114. Сводные палеотемпературные кривые для осадочных бассейнов низких широт Северной Евразии (триас-плиоценовый интервал геологической истории): 1 –

циклы эксцентриситета орбиты Земли по [Fisher et al., 1989; Габдуллин, 2002]: а – третьего порядка (1,29 млн лет); б – четвертого порядка (2,03 млн лет); в – пятого порядка (3,4 млн лет); 2 – циклы эксцентриситета орбиты Земли: а – совпадающие с фазами похолодания климата; б – совпадающие с фазами потепления климата; в и г – нет достоверных данных о совпадении с фазами потепления или похолодания климата; 3 – фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета: а – предположительно отвечающие фазам похолодания климата; б – предположительно отвечающие фазам потепления климата; в – достоверно отвечающие фазам похолодания климата; г – достоверно отвечающие фазам потепления климата. Рисунок из статьи ([Габдуллин, 2022], рис. 4).

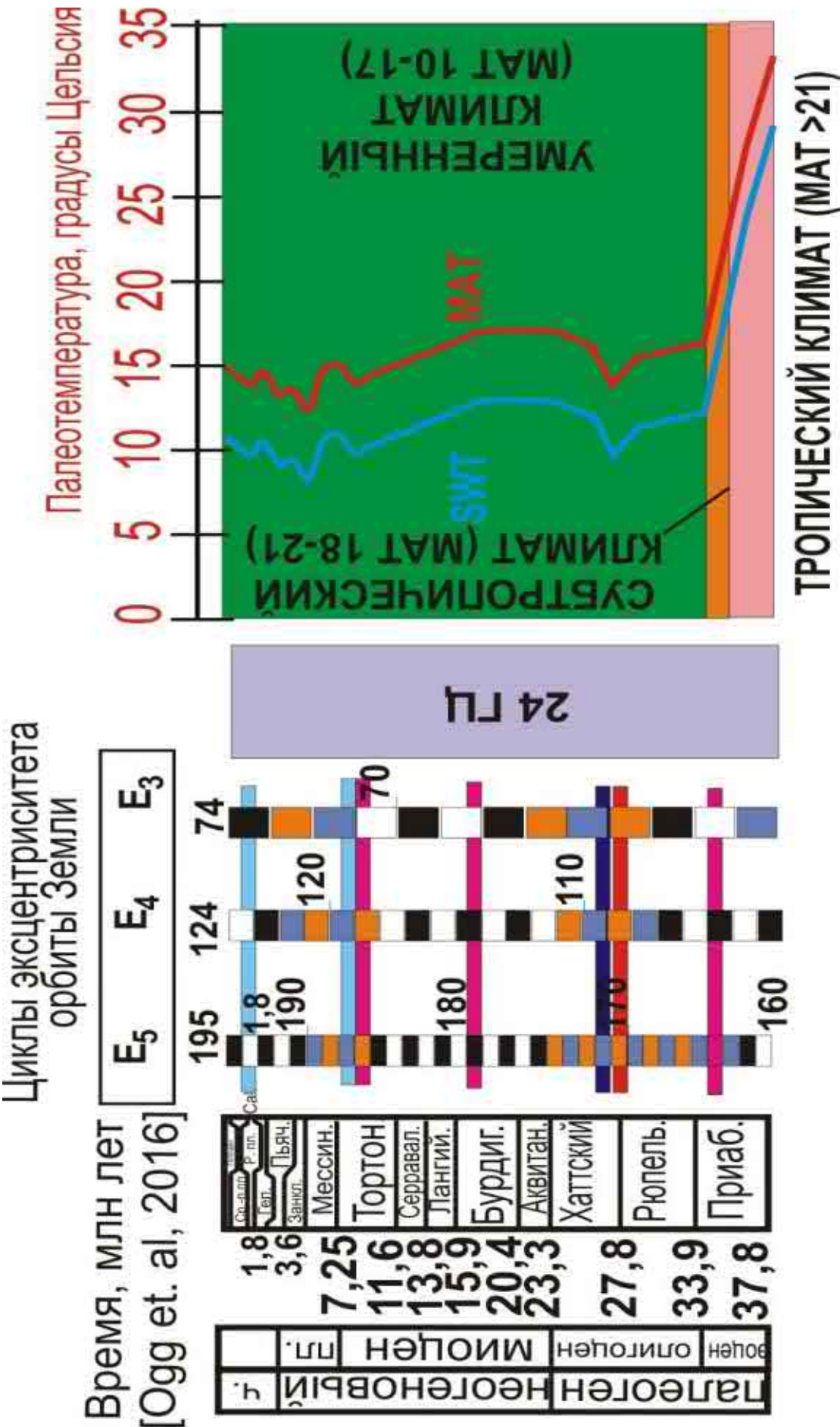


Рис. 6-115. Сводные палеотемпературные кривые для осадочных бассейнов низких широт Северной Евразии (эоцен-современный интервал геологической истории). Условные обозначения см на рис. 6-114. Рисунок из статьи ([Габдуллин, 2022], рис. 4).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе выполнения диссертационной работы был проведен анализ опубликованной литературы (более 10 тысяч) по тематике научного исследования с использованием отечественных электронных депозитариев – НЭБ, ИАС «ИСТИНА», сайт ВСЕГЕИ и зарубежных (международных) – Sciencedirect.com, Springerlink.com, JSTOR, Researchgate и др., что дало возможность оценить существующие к настоящему времени достижения и проблемы в области региональной и глобальной корреляции разрезов горных пород. Существующую проблему геохронности стратонов, «немых» зон и эндемичности флоры и фауны невозможно решить биостратиграфическими методами, несмотря на их динамичное развитие и очевидные успехи в детализации расчленения разрезов. Для преодоления этих проблем в корреляции на региональном и глобальном уровне используются методы циклической, событийной и секвентной стратиграфии, палеомагнитный метод, однако следует применять их в комплексе. Примеров глобальной корреляции отдельных маркирующих пластовых циклитов не существует, обычно речь может идти о маркирующих горизонтах, отвечающих событиям в геологической истории Земли, влияющим на биоту и окружающую среду.

Оценено современное состояние и проблемы региональных и глобальных палеогеографических реконструкций: крайне мало работ, в которых приводятся конкретные значения палеогеографических индикаторов – палеоглубины и палеосолености бассейнов седиментации, палеотемпературы. В большинстве своем эти данные не структурированы и разрознены, а имеющиеся обобщающие работы содержат компилятивные кривые, полученные по данным из разных бассейнов седиментации или палеоклиматическую зональность с большим разбросом значений температур. Вместе с тем, имеющийся к настоящему времени комплекс существующих методов и подходов позволяет путем комплексирования осуществить региональные и глобальные палеогеографические реконструкции на более детальном уровне.

Комплексирование методов высокоточной стратиграфии позволило решить проблему расчленения разрезов, содержащих древние (палео) и современные оползни, заполнение карстовых полостей в массиве скальных пород каменноугольного возраста юрскими глинами, а также провести корреляцию меловых отложений ВЕП на уровне секвенций и их трактов, пачек или отдельных циклитов, в том числе и для геохронных стратонов. В ходе сбора материала для диссертации были получены новые данные о составе и палеонтологической характеристике меловых и палеогеновых отложений Горного Крыма и Большого Кавказа. В нижнемеловых отложениях Абхазской зоны Западного Кавказа и верхнемеловых отложениях Горного Крыма выделены секвенции и их тракты. Эти новые данные позволили пересмотреть и предложить новую стратиграфическую схему расчленения дочетвертичных отложений центрального Крыма, включая оценку полей распространения меланжа в Горном Крыму, и рассмотреть

некоторые проблемы четвертичной геологии центральной части Крымского полуострова, в частности выделить крупные оползни-потоки по обе стороны от Первой гряды Крымских гор.

Применение комплекса новых методов высокоточной стратиграфии позволило выделить и проследить в региональном и глобальном масштабе реперные горизонты в циклично-построенных толщах на сеноман-туронском и маастрихт-датском рубежах, привязать к циклостратиграфической шкале основные геологические события, включая изменение региональных и глобальных палеогеографических индикаторов. Установлена связь этих пластовых циклитов с изменениями палеогеографических условий на региональном (трансгрессии/регрессии) и глобальном (потепление/похолодание, эвстатические вариации уровня Мирового океана) уровнях. Эти данные, на примере Черноморского региона, позволили оценить области накопления потенциальных нефте-газоматеринских осадков, осадков, которые обладают хорошими свойствами коллекторов или флюидоупоров.

Методы и подходы для высокоточной корреляции и региональных и глобальных палеореконструкций, апробированные на разрезах осадочных бассейнов периферии Тетиса и Бореального океана, позволили единообразно представить геологическую историю Северной Евразии в мезо-кайнозое, используя результаты рекогносцировочных наблюдений и анализа опубликованных данных и фондовых материалов для разработки климатической модели Северного полушария для мезо-кайнозойского времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Аблаев А.Г.* Флоры Корякско-Камчатской области и вопросы стратиграфии континентального кайнозоя. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР. 1985. 80 с.
2. *Амманиязов К.* Биостратиграфия, зоогеография и аммониты верхней юры Туркмении. Ашхабад. 1971, 248 с.
3. *Алексеев А.С., Агаджанян А.К., Арешин А.В., Барсков И.С., Горденко Н.В., Ефимов М.Б., Кабанов П.Б., Красилов В.А., Красников Н.М., Лебедев О.А., Розанова А.А., Сенников А.Г., Смирнова С.Б., Суханов В.Б., Фокин П.А., Шмидт А.В.* Открытие уникального местонахождения среднеюрской фауны и флоры в Подмосковье // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 3. С. 359–362.
4. *Алексеев А.С., Баранова Д.В., Кабанов П.Б., Источников В.О., Одерев Д.М., Пиотровский А.С., Юдкевич А.И.* Опорный разрез верхнего карбона Москвы. Статья 1. Литостратиграфия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 2. С. 3–15.
5. *Алексеев А.С., Горева Н.В., Кулагина Е.И., Пучков В.Н.* Каменноугольная система и ее «золотые гвозди» // *Природа*. 2010. № 7. С. 42–49.
6. *Алексеев А.С., Горева Н.В., Реймерс А.Н.* Новая местная схема стратиграфического расчленения касимовского яруса верхнего карбона Московского региона // Бюлл. Региональной межвед. стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. Вып. 4. М.: РАЕН, 2009. С. 50–59.
7. *Алексеев А.С., Копачевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю., Габдуллин Р.Р., Олферьев А.Г., Яковишина Е.В.* Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Статья 1. Введение и стратиграфическая основа // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2005. Т. 80. № 2. С. 80–92 РИНЦ (2,3 авторских листа, 1,43 п.л., вклад автора 15%, импакт-фактор РИНЦ – 0).
8. *Алексеев А.С., Копачевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю., Габдуллин Р.Р., Олферьев А.Г., Яковишина Е.В.* Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Статья 2. Палеогеографическая обстановка // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2005. Т. 80. № 4. С. 30–44 РИНЦ (0,9 авторского листа, 1,5 п.л., вклад автора 15%, импакт-фактор РИНЦ – 0).
9. *Алексеев А.С., Олферьев А.Г., Шик С.М.* Объяснительная записка к унифицированным стратиграфическим схемам верхнего мела Восточно-Европейской платформы. 1995. С-Пб., с. 1–58.
10. *Алексеев А.С., Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Зеркаль О.В., Ростовцева Ю.И.* Погребенный оползневой блок в разрезе среднеюрских отложений на территории Москвы //

Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2019. № 3, с. 28-34 RSCI (0,72 авторского листа, 0,3 п.л., личный вклад автора – 20%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).

11. *Алексеев А.С., Горева Н.В., Косовая О.Л.* Стратиграфические схемы каменноугольной системы Восточно-Европейской платформы: современное состояние // Состояние стратиграфической базы центра и юго-востока Восточно-Европейской платформы: Мат-лы совещ. ВНИГНИ. М.: ВНИГНИ, 2016. С. 56–63.

12. *Алексеев А.С., Горева Н.В.* Полевое совещание Международной подкомиссии по каменноугольной стратиграфии «Стратотипические разрезы, предлагаемые и потенциальные ТГСГ карбона в России», 11–18 августа 2009 г. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 5. С. 92–96.

13. *Алексеев А.С., Косовая О.Л., Горева Н.В.* Состояние и перспективы совершенствования общей шкалы каменноугольной системы России // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. М., 2013. С. 165–177.

14. *Алиев М.М., Павлова М.М., Забелина Т.М.* К стратиграфии верхнемеловых отложений Западной Туркмении / Алиев М.М. (ред.) Юрские, меловые и палеогеновые отложения запада Средней Азии. М.: Наука. 1970. С. 64–105

15. *Али-Заде Ак.А., Алиев С.А.* Изотопные палеотемпературы аптских бассейнов Юго-Восточного Кавказа // Геохимия. 1975. № 10. С. 1585–1589.

16. *Али-Заде Ак.А., Алиев С.А., Мамедализаде А.М., Гамзаев Г.А.* Изотопные температуры раннемеловых бассейнов Восточного Азербайджана // Геохимия. 1982. №9. С.1370–1373.

17. *Анисимов О.А., Анохин Ю.А., Лавров С.А., Малкова Г.В., Мяч Л.Т., Павлов А.В., Романовский В.А., Стрелецкий Д.А., Холодов А.Л., Шикломанов Н.И.* Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. Глава 8. Континентальная многолетняя мерзлота // Анисимов О.А., Борщ С.В., Георгиевский В.Ю., Инсаров Г.Э., Кобышева Н.В., Костяной А.Г., Кренке А.Н., Семенов С.М., Сиротенко О.Д., Фролов И.Е., Хлебникова Е.И., Шерстюков Б.Г., Ананичева М.Д., Анохин Ю.А., Асарин А.Е., Асмус В.В., Болгов М.В., Борисова О.К., Величко А.А., Григорьев А.В., Гудкович З.М., Демченко П.Ф., Карклин В.П., Кислов А.В., Клячкин С.В., Корзухин М.Д., Кровотынцев В.А., Крупчатников В.Н., Кудеяров В.Н., Лавров С.А., Лебедев С.А., Малкова Г.В., Минин А.А., Мяч Л.Т., Никонова Р.Е., Носенко Г.А., Ольчев А.В., Павлов А.В., Павлова В.Н., Павлова Т.В., Полуниин А.Я., Попова В.В., Попова Е.Н., Поповнин В.В., Романовский В.А., Сирий А.А., Смоляницкий В.М., Сперанская Н.А., Стрелецкий Д.А., Терзиев Ф.С., Филиппов Ю.Г., Фролов С.В., Харук В.И., Холодов А.Л., Хромова Т.Е., Шалыгин А.Л., Шикломанов

Н.И., Шмакин А.Б. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. 2012. Москва : Изд-во ФГБУ НИЦ" Планета", 512 с.

18. Антипов М.П., Бобылова Е.Е., Варшавская И.Е. Роль секвенсной стратиграфии в решении вопросов палеогеографии // Труды Геологического института. 2005. № 516. С. 467–486.

19. Антипов М.П., Бобылова Е.Е., Варшавская И.Е. Роль секвенсной стратиграфии в решении вопросов палеогеографии // Труды Геологического института. 2005. № 516. С. 467–486.

20. Анфимова Г.В. Состояние изученности и проблемы исследования стратотипов юры Горного Крыма // Вісник Харківського національного університету. Сер. «Геологія. Географія. Екологія. 2015. Вип. 42. № 1157. С. 11–19.

21. Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России // Материалы для геологии России. С-Пб.: Изд.-во Импер. минерал. об-ва, 1912. Т. XXV. С. 138–353.

22. Архангельский А.Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.-Л.: изд-во Советской нефтяной промышленности. 1927. 183 с.

23. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.

24. Афанасьев С.Л. Наночиклитная геохронологическая шкала венда – фанерозоя // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 2. С. 24–30.

25. Ахметьев М.А. Климат Земного шара в палеоцене и эоцене по данным палеоботаники // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 8–47.

26. Бадулина Н.В., Габдуллин Р.Р., Иванов А.В., Нигмаджанов Т.И. Циклостратиграфическая корреляция сеноманских и туронских отложений Восточно-Европейской платформы // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2017. № 5, с. 41-48 RSCI (0,9 авторского листа, 0,31 п.л., вклад автора – 35%, Импакт-фактор РИНЦ – 0,596).

27. Бадулина Н.В., Габдуллин Р.Р., Копаевич Л.Ф. Палеогеографическая модель сеноман-туронского бескислородного события в Центральном и Восточном Причерноморье (Крым, Кавказ) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2009. №6, с. 10-17 RSCI (0,3 авторского листа, 0,4 п.л., вклад автора – 25%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).

28. Бадулина Н.В., Яковичина Е.В., Габдуллин Р.Р., Копаевич Л.Ф., Самарин Е.Н., Покровский Б.Г., Юрченко А.Ю., Иванов А.В., Бакай Е.А., Нигмаджанов Т.И., Блинова

И.В., Машкина Ю.А. Литолого-геохимическая характеристика и условия формирования верхнемеловых разрезов Северного Перитетиса // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2016. Т. 84. № 4-5. С. 136–147 **(0,8 авторского листа, 1,46 п.л., вклад автора 25%, импакт-фактор РИНЦ – 0).**

29. *Барабошкин Е.Ю., Дегтярев К.Е.* Псефиты таврической серии (район среднего течения р. Бодрак) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1988. № 4. С. 79–82.

30. *Барабошкин Е.Ю., Энсон К.В.* Палеобатиметрия валанжинско – аптского бассейна Горного Крыма по индексам прочности раковин аммонитов // Вестник МГУ. Серия 4. Геология, 2003. № 4, с. 8–17.

31. *Барыкина О.С., Зеркаль О.В., Самарин Е.Н. и др.* К вопросу о развитии оползневых процессов на Воробьёвых горах (г. Москва) // Инженерно-геологические задачи современности и методы их решения: Мат-лы научн.-практ. конф. М.: "Геомаркетинг", 2017. С. 111–117.

32. *Баярунас М.В.* Возраст слоев с Doricranites // Известия АН СССР. Сер. геол. 1936. № 4. С. 539–548.

33. *Безносков Н.В., Митта В.В.* Геология и аммониты юрских отложений Большого Балхана (Западный Туркменистан) // Бюлл. колл. фонда ВНИГНИ. 2000. № 5. 115 с.

34. *Бейзель А.Л.* Перспективы разработки инверсионной циклостратиграфии триаса Сибири / В сб.: Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Материалы научной онлайн-сессии, посвященной 110-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР Владимира Николаевича Сакса. Под ред. Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой, О.С. Дзюба, Б.Н. Шурыгина. Новосибирск, 2021. С. 14–17.

35. *Берлин Т.С., Найдин Д.П., Сакс В.Н., Тейс Р.В., Хабаков А.В.* Климаты в юрском и меловом периодах на севере СССР по палеотемпературным определениям // Геология и геофизика. 1966. №10. С.17–31.

36. *Большаков В.А.* Проблема 400-тысячелетней периодичности природных изменений плейстоцена: анализ эмпирических данных по глубоководным и континентальным разрезам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 1. С. 83.

37. *Буданцев Л.Ю., Головнева Л.Б.* Ископаемые флоры Арктики. II. Палеогеновая флора Шпицбергена. СПб.: Марафон, 2009. 400 с.

38. *Букина Т.Ф., Яночкина З.А., Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В.* О роли биоса в тонкодисперсном карбонатонакоплении мезо-кайнозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы / Шишкин М.А., Твердохлебов В.П. (ред.) // Сб. статей: Исследования по

палеонтологии и биостратиграфии древних континентальных отложений (памяти профессора В.Г.Очева). Саратов: Научная книга, 2009. С. 81–97.

39. *Вахрамеев В.А.* Климаты Северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники // Палеонтологический журнал. 1978. № 2. С.3–17.

40. *Верба М., Казанин Г., Иванов Г.* Открытие нефти и прогнозы нефтегазоносности на Шпицбергене // Геология и геофизика. 2018. №8. С. 24–31.

41. *Верзилин Н.Н.* Методы палеогеографических исследований. Л.: Недра, 1979. 247с.

42. *Виноградов В.И.* Изотопные показатели геохимических изменений осадочных пород // Природа, 2011. №11. С.22–28.

43. *Вишневская В.С.* Парагенез радиоляритов и кальцисферовых известняков (верхняя юра – нижний мел) // Щепетова Е.В. (отв. ред.) Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного памяти А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой. М.: ГЕОС, 2020. с. 17–22.

44. *Вишневская В.С.* Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.

45. Волго-Уральская нефтеносная область. Юрские и меловые отложения. Отв ред: Т.Л. Дервиз Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 8–352.

46. *Волков Ю.В., Найдин Д.П.* Вариации климатических зон и поверхностные океанические течения в меловом периоде // Бюл. МОИП, отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 6. С. 102–103.

47. *Волкова В.С.* Стратиграфия и тренд палеотемператур в палеогене и неогене Западной Сибири (по данным палинологии) // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 7, с. 906–915.

48. *Габдуллин Р.Р.* Верхнемеловые отложения Русской плиты: секвентная стратиграфия и циклы Миланковича // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2007. № 5, с. 16–25 RSCI (**0,7 авторского листа, 0,9 п.л., импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

49. *Габдуллин Р.Р.* Палеоклиматические реконструкции методом высокоточной циклической корреляции на примере разрезов мезо-кайнозоя Северной Евразии // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2022. № 6, с. 23-34 RSCI (**0,61 авторского листа, 0,65 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

50. *Габдуллин Р.Р.* Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма (строение, классификация, модели формирования). М.:Изд-во МГУ, 2002. 304 с. (**16,8 авторского листа, 20 п.л., вклад автора – 100%**).

51. Габдуллин Р.Р. Секвентно-стратиграфический подход при инженерно-геологических работах // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4. Геология 2010. № 6. С. 79–83 RSCI (**0,2 авторского листа, 0,3 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

52. Габдуллин Р.Р. Строение и условия формирования отложений верхнего маастрихта у с. Танковое, Юго-Западный Крым // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2008. №4, с. 4-10 RSCI (**0,3 авторского листа, 0,43 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

53. Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая корреляция карбонатных разрезов терминального сеномана Европы, Африки и Северной Америки // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2003. № 4, с. 17–24 RSCI (**0,73 авторского листа, 1 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

54. Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая шкала верхнего мела Русской плиты и ее южного обрамления. Статья 1. Предпосылки и принципы создания шкалы // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2004а. № 2, с. 11–20 RSCI (**1,14 авторского листа, 0,5 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

55. Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая шкала верхнего мела Русской плиты и ее южного обрамления. Статья 2. Совмещение шкал и циклов Миланковича // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2004а. № 3, с. 28-34 RSCI (**0,67 авторского листа, 0,35 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

56. Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая шкала верхнего мела Русской плиты и ее южного обрамления. Статья 3. Апробация шкалы // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2004в. № 4, с. 17-21 RSCI (**0,44 авторского листа, 0,65 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

57. Габдуллин Р.Р. Высоточная планетарная корреляция осадочных разрезов фанерозоя методами событийной, палеомагнитной, секвентной и циклической стратиграфии // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2011. № 1, с. 15–21 RSCI (**0,4 авторского листа, 0,63 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

58. Габдуллин Р.Р. Секвентно-стратиграфический подход при инженерно-геологических работах // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2010. № 6, с. 79–83 RSCI (**0,7 авторского листа, 0,45 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

59. Габдуллин Р.Р. Строение и условия формирования отложений верхнего маастрихта у с. Танковое, Юго-Западный Крым // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2008. № 4, с. 4–10 RSCI (**0,4 авторских листа, 0,33 п.л., вклад автора – 100%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

60. Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Бакай Е.А., Рубцова Е.В., Юрченко А.Ю., Карпова Е.В., Иванов А.В., Варзанова М.А., Сергиенко А.В., Коновалова Т.А., Парахина М.В. Строение и условия формирования келловей-оксфордских отложений Судакского прогиба // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2018. № 3, с. 25-40 RSCI (**1,4 авторского листа, 0,9 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

61. Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Бакай Е.А., Щербинина Е.А., Карпова Е.В., Сергиенко А.В., Коновалова Т.А. Строение и условия формирования отложений беденекирской свиты (титонский ярус) Горного Крыма // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2017. №6, с. 46–54 RSCI (**0,3 авторского листа, 0,55 п.л., вклад автора – 40%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

62. Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Ростовцева Ю.И., Иванов А.В. Климатические вариации в Арктическом регионе в меловом периоде и кайнозойе // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2019. № 5, с. 30-37 RSCI (**0,4 авторского листа, 0,96 п.л., вклад автора 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

63. Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Иванов А.В. Скорости осадконакопления в эпиконтинентальном бассейне Русской плиты в кампанском и маастрихтском веках // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2007. № 6, с. 35–38 RSCI (**0,64 авторского листа, 0,6 п.л., вклад автора 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

64. Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Иванов А.В., Лаврентьев Е.А. Скорости осадконакопления в поздне меловом эпиконтинентальном бассейне Русской плиты // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2007. № 4, с. 36-41 RSCI (**0,61 авторского листа, 0,85 п.л., вклад автора 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

65. Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Репина О.П. Цикличность средне-верхнесеноманских отложений междуречья Бодрак – Кача (Юго-Западный Крым) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2004. №5, с. 7–14 РИНЦ (**0,4 авторского листа, 0,5 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,220**).

66. Габдуллин Р.Р., Бершов А.В., Самарин Е.Н., Бадулина Н.В., Афонин М.А., Фрейман С.И. Циклическая и секвентно-стратиграфическая характеристика визейско-серпуховских отложений на юге Московской синеклизы // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2018. № 4, с. 30-41 RSCI (**1,08 авторского листа, 0,5 п.л., личный вклад автора – 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

67. Габдуллин Р.Р., Бирюкова О.Н., Ахмедов Р.А. Особенности геологического строения и нефтеносность викуловской свиты Восточно-Каменного месторождения (Западная Сибирь) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2018. № 2, с. 33-39 (**0,37 авторского листа, 0,68 п.л., вклад автора 35%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

68. Габдуллин Р.Р., Иванов А.В. О гетерохронности верхнемеловых карбонатных отложений Русской плиты // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2003. №6, с. 3–18 РИНЦ (0,8 авторского листа, 0,85 п.л., вклад автора – 65%, импакт-фактор РИНЦ – 0,220).

69. Габдуллин Р.Р., Иванов А.В. Прикладная стратиграфия в инженерной и экологической геологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2013. 276 с. (15,3 авторских листа, 8,69 п.л., вклад автора 55%).

70. Габдуллин Р.Р., Иванов А.В. Результаты изучения ритмичности осадконакопления на севере Ульяновско-Саратовского бассейна в позднемеловое и раннепалеоценовое время // Недра Поволжья и Прикаспия, 2003 № 33, с. 24-30 РИНЦ (0,9 авторского листа, 0,95 п.л., вклад автора – 65%, импакт-фактор РИНЦ – 0).

71. Габдуллин Р.Р., Иванов А.В. Ритмичность карбонатных толщ. Саратов: Изд-во Саратовского университета. 2002. 52 с. (2,8 авторского листа, 2,1 п.л., вклад автора 55%).

72. Габдуллин Р.Р., Иванов А.В., Шешнев А.С. Микрорельеф дна – причина изменчивости мощности турон-коньякской карбонатной толщи на участке Меловое – Нижняя Банновка (Саратовская область) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2010. № 2, с. 20–27 RSCI (0,33 авторского листа, 0,57 п.л., вклад автора 45%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).

73. Габдуллин Р.Р., Иванов А.В., Щербинина Е.А., Зеркаль О.В., Самарин Е.Н., Гатина А.А., Козлова Г.К., Кошкина Е.А., Надежкин Д.В. Секвентно-стратиграфический анализ аптских отложений долины р. Мзымта // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2011. № 6, с. 18-27 RSCI (0,81 авторского листа, 0,6 п.л., вклад автора – 20%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).

74. Габдуллин Р.Р., Иванов М.К., Корост Д.В., Ошкин А.Н., Певзнер Р.Л., Шалаева Н.В. Многоволновая сейсморазведка. Задача получения качественных сейсмических данных. М.: Геологический факультет МГУ. 2008. 118 с. (6,5 авторского листа, 9 п.л., вклад автора – 30%).

75. Габдуллин Р.Р., Ильин И.В., Иванов А.В. Введение в палеоглобалистику. М.: МГУ. 2011. 352 с. (19,5 авторского листа, 23,3 п.л., вклад автора 35%).

76. Габдуллин Р.Р., Копаевич Л.Ф., Иванов А.В. Секвентная стратиграфия. М.: Макс-Пресс, 2008. 113 с. (6,2 авторского листа, 7,3 п.л., вклад автора 34%).

77. Габдуллин Р.Р., Копаевич Л.Ф., Щербинина Е.А., Зеркаль О.В., Самарин Е.Н., Яковишина Е.В., Акуба А.М., Загрячев Н.Т., Козлова Г.К. Литолого-стратиграфическая характеристика апт-сеноманских отложений Абхазской зоны Западного Кавказа // Вестник

Московского университета. Серия 4. Геология. 2012. № 4, с. 12–25 RSCI (**0,92 авторских листа, 0,8 п.л., вклад автора 30%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

78. Габдуллин Р.Р., Первушов Е.М., Толстова Н.В. Строение и генезис цикличной толщи переслаивания губковых и безгубковых горизонтов нижнего маастрихта Бахчисарайского района Юго-Западного Крыма // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2007. №1, с. 17–21 RSCI (**0,3 авторского листа, 0,35 п.л., вклад автора – 34%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

79. Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Бакай Е.А., Полудеткина Е.Н., К.В. Сыромятников, Казуров М.Д., Мигранов И.Р., Бордунов С.И., Устинова М.А., Ростовцева Ю.И., Мамонтов Д.А., Бадулина Н.В., Иванов А.В. Литолого-геохимическая и палеогеографическая характеристика мезо-кайнозойских отложений Енисей-Хатангского прогиба// Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2022. № 6, с. 46–55 (**0,55 авторского листа, 0,93 п.л., вклад автора – 25%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

80. Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Казуров М.Д., Копаевич Л.Ф., Яковишина Е.В., Бордунов С.И., Лыгина Е.А., Бадулина Н.В., Мигранов И.Р. Палеоклиматическая история Центрального и Восточного Тетиса в юрско-четвертичное время // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2021б. № 4, с. 52–59 RSCI (**6,3 авторского листа, 0,51 п.л., вклад автора 35%**).

81. Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Мигранов И.Р., Бадулина Н.В., Иванов А.В., Казуров М.Д. Литолого-геохимическая характеристика и палеоклиматические условия формирования верхнемеловых отложений эпиконтинентального бассейна Русской плиты в районе Ульяновско-Саратовского прогиба // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2021. № 2, с. 20–33 RSCI (**0,6 авторского листа, 1,1 п.л., вклад автора 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

82. Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Мигранов И.Р., Бадулина Н.В., Казуров М.Д. Литолого-геохимическая характеристика и палеоклиматические условия формирования турон-сантонских отложений эпиконтинентального бассейна Русской плиты в районе Воронежской антеклизы // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2021а. № 3, с. 26–34 RSCI (**0,82 авторского листа, 1,1 п.л., вклад автора 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

83. Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Бадулина Н.В., Афонин М.А. Литолого-геохимическая характеристика условий осадконакопления в Крымско-Кавказском тропе в раннеюрско-ааленское время (на примере Качинского поднятия и Краснополянской зоны // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2014. № 6, с. 34–50 RSCI (**0,61 авторских листа, 0,85 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

84. Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Бадулина Н.В., Афонин М.А., Игтисамов Д.В., Фомин Е.Ю., Юрченко А.Ю. Литолого-геохимическая и палеоэкологическая характеристика условий осадконакопления в Горном Крыму в маастрихтском веке // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2015. № 5, с. 39–56 RSCI (**1,2 авторских листа, 1,3 п.л., вклад автора 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

85. Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Бадулина Н.В., Кисилев В.А., Юрченко А.Ю. Литолого-геохимическая, петромагнитная и палеоэкологическая характеристика условий осадконакопления в Ульяновско-Саратовском прогибе в кампане-зеландии // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2016. №5, с. 27–38 RSCI (**0,65 авторского листа, 0,55 п.л., вклад автора – 40%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

86. Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Храмов А.Е., Короновский А.А., Руннова А.Е., Яшков И.А., Бадулина Н.В., Игтисамов Д.В. Астрономо-климатические циклы в разрезе верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2014. № 5, с. 55–71 RSCI (**1,58 авторского листа, 0,3 п.л., вклад автора – 20%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

87. Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Фрейман С.И., Яковичина Е.В. Характеристика и условия формирования келловейско-верхнеюрских отложений зоны Ахцу (Краснодарский край) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2014. №4, с. 15–26 RSCI (**0,53 авторских листа, 0,6 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

88. Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Бадулина Н.В., Фомин Е.Ю., Афонин М.А., Игтисамов Д.В. Условия осадконакопления в Крымском бассейне в раннекампанское время // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2015. №3, с. 31–38 RSCI (**0,6 авторского листа, 0,45 п.л., вклад автора – 40%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

89. Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Фрейман С.В., Яковичина Е.В. Характеристика и условия формирования келловейско-верхнеюрских отложений зоны Ахцу // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2014. №3, с. 15–26 RSCI (**0,7 авторского листа, 0,67 п.л., вклад автора – 55%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

90. Габдуллин Р.Р., Шалимов И.В., Бадулина Н.В., Нигмаджанов Т.И., Сергиенко А.В., Коновалова Т.А. Стратиграфическая схема расчленения дочетвертичных отложений Центрального Крыма // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2017. № 4, с. 8–14 DOI: 10.33623/0579-9406-2017-4-8-14 RSCI (**0,3 авторского листа, 0,68 п.л., вклад автора 40%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

91. Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Покровский Б.Г. Позднесеноманское аноксическое событие (ОАЕ-2) в разрезе Аймаки Горного Дагестана // Бюл. МОИП, отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 2. С. 94–108.

92. *Гараев А.Р.* Модели осадконакопления неокомского комплекса Западно-Сибирского мегабассейна // Нефтяное хозяйство. 2014. № 2. С. 97–99.
93. *Гаршин И.К.* О галактических циклах в истории Земли // Козволюция геосфер: от ядра до Космоса: Материалы Всероссийской конференции памяти члена-корреспондента РАН, лауреата Государственной премии СССР Глеба Ивановича Худякова (Саратов, 17–20 апреля 2012 года). Редкол. А.В.Иванов, И.А.Яшков, М.Н.Пещеров, О.А.Волкова. Саратов, Саратовский гос. тех. ун-т, 2012. с. 161.
94. Геологическая карта России... Масштаб 1 : 2500000. С-Пб., ВСЕГЕИ, 2008
95. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 с.
96. Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1968. 760 с.
97. Геология СССР. Т. XII. М.: Недра, 1969.
98. *Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П.* Юрские и меловые отложения Русской платформы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. С. 88–181.
99. *Герман А.Б.* Среднемеловые флоры Новосибирских островов и «вымерший» климат меловой Арктики // Карякин Ю.В.(отв. ред.) Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Москва. ГЕОС. 2009. Том 1. С. 124–128.
100. *Герман А.Б., Костылева В.В., Никольский П.А., Базилян А.Э., Котельников А.Е.* Новые данные о позднемеловой флоре острова Новая Сибирь, Новосибирские острова // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 3. С. 53–69.
101. *Гладенков Ю.Б.* Поиски решения проблем современной стратиграфии – два направления развития / В сб.: Стратиграфия в начале XXI века – тенденции и новые идеи. Сер. "Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России»" Ответственные редакторы: Ю.Б. Гладенков, Н.В. Межеловский. Москва, 2013. С. 9–20.
102. *Гладенков Ю.Б.* Стратиграфия в постоянном поиске новых идей и подходов // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2008. Т. 83. № 5. С. 11–16.
103. *Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю.* На пути к интегральной и геоисторической стратиграфии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 1. С. 117–120.
104. *Глазунова А.Е.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья. Верхний мел. М.: Недра, 1972. С. 7–41.
105. *Гликман Л.С.* Эволюция меловых и кайнозойских ламноидных акул. М.: Наука, 1980. 248 с.
106. *Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Данукалов К.Н., Сергеева Н.Д.* О возможности применения циклостратиграфического анализа при изучении продолжительности зон

магнитной полярности в отложениях катавской свиты (верхний рифей, Южный Урал) // Геологический вестник. 2019. № 2. С. 102–110.

107. Головина Л.А., Попов С.В., Гончарова И.А., Радионова Э.П., Филиппова Н.Ю., Ростовцева Ю.В., Трубихин В.М., Пилипенко О.В. Вклад современных мультидисциплинарных исследований опорных разрезов Тамани и Предкавказья в стратиграфию неогена юга России / В сб.: Неоген и квартал России: стратиграфия, события и палеогеография. Отв. ред. А.Ю. Гладенков. 2018. С. 62–67.

108. Гольберт А.В., Григорьева К.Н., Ильенок Л.Л., Маркова Л.Г., Скурапенко А.В., Тесленко Ю.В. Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах. М., «Недра», 1977, 107 с.

109. Горбачик Т.Н., Долицкая И.В., Копачев Л.Ф., Пирумова Л.Г. Микропалеонтология. М.: Изд-во МГУ. 1996. 112 с.

110. Горева Н.В., Алексеев А.С. Конодонтовые зоны верхнего карбона России и их глобальная корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 6. С. 35–48.

111. Горева Н.В., Алексеев А.С. Новые виды конодонтов из касимовского яруса (верхний карбон) Москвы и Подмосковья // Палеонтол. журн. 2006. № 2. С. 75–78.

112. Горячева А.А. Палинофлоры и климаты Западной Сибири в ранне-среднеюрское время // Палеоботанический временник. Приложение к журналу «Lethaea rossica». 2018. Вып. 3. С. 62–65.

113. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб: 1:1000000. Лист S-41-43 (о. Белый). Лист 2. Карта доплиоценовых образований. Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. (МПР России, ВНИИГиМРМО, ВНИИОкеанология, ПМГРЭ).

114. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб: 1:1000000. Лист R-43-45 (Гыдан-Дудинка). Карта доплиоценовых образований. Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. (МПР России, ВНИИГиМРМО, ВНИИОкеанология, ПМГРЭ).

115. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб: 1:1000000. Лист S-44-46 (Усть-Тарей). Карта дочетвертичных образований. Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. (МПР России, ВНИИОкеанология).

116. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб: 1:1000000. Лист Т-37-40 (Земля Франца-Иосифа, южные острова). Карта дочетвертичных образований. Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. (МПР России, ВНИИГиМРМО, МАГЭ, ПМГРЭ).

117. Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Секвентная стратиграфия верхнего венда Восточно-Европейской платформы // Доклады Академии наук. 2009. Т. 426. № 1. С. 66-70.

118. *Грамберг И.С., Кулаков Ю.Н., Ронкина З.З.* Колебания уровня моря на Баренцево-Карском сегменте арктического шельфа СССР в мезокайнозойе // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Стратиграфия и палеонтология. Москва. 1989. С.160-166
119. *Гриненко О.В., Сергеенко А.И., Белолюбский И.Н.* Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России // Отечественная геология. 1997. Вып. 8. С. 14-20.
120. *Грищенко В.А., Аркадьев В.В., Гужиков А.Ю., Маникин А.Г., Платонов Е.С., Савельева Ю.Н., Суринский А.М., Федорова О.В., Шурекова О.В.* Био-, магнито- и циклостратиграфия разреза верхнего берриаса у с. Алексеевка (Белогорский район, Республика Крым). Статья 1. Аммониты. Магнитостратиграфия. Циклостратиграфия // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2016. Т. 16. № 3. С. 162–172.
121. *Густомесов В.А.* Заметки об юрских и нижнемеловых белемнитах Бахчисарайского района Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42, Вып. 3. С. 120–134.
122. *Даньшин Б.М.* Геологическое строение и полезные ископаемые Москвы и ее окрестностей. М.: Изд-во МОИП, 1947. 308 с.
123. *Девятов В.П., Никитенко Б. Л., Шурыгин Б.Н.* Палеогеография Сибири в юрском периоде на этапах основных перестроек // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2011. Вып. 16–17. С. 87–101. Приложение к журналу “Геология и геофизика”, т. 52.
124. *Долуханов П.М.* История средиземных морей. М.: Наука, 1988. 144 с.
125. *Дробышев Д.В.* Верхний мел и карбонатные отложения палеогена на Северном склоне Кавказа. Ленинград-Москва: Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы, 1951 г. 221 стр.
126. *Егоров Ю.К., Зеркаль О.В., Кирич М.В., Самарин Е.Н.* Оценка риска развития опасных геологических процессов на территории г. Москвы при инженерных изысканиях // Инженерно-геологические и геоэкологические проблемы городских агломераций / Мат-лы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инж. геологии и гидрогеологии (19–20.03.2015) / Сергеевские чтения. Вып. 17. М.: Изд-во РУДН, 2015. с. 239–243.
127. *Енгальчев С. Ю. , Панова Е. Г.* Геохимия и генезис песчаников восточной части главного девонского поля на северо-западе Русской плиты // Литосфера. 2001. №5. С.16–29.
128. *Епифанов В.А.* Геологические циклы и геохронологическая шкала в системе галактических пульсаций Земли. // Материалы VIII Международной конференции "Новые идеи в науках о Земле". Москва: изд-во РГГУ. 2007. Т.1. С. 120–123.
129. *Епифанов В.А.* Цикличность нефтенакпления в пульсациях Земли, астрогеологический контроль генезиса углеводородов и биопоз // Международная научно-

практическая конференция "Актуальные проблемы нефтегазовой геологии": Сборник материалов. – СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 119–128.

130. *Еремин В.Н., Назаров Х., Рамазанов С., Фомин В.А.* Магнитостратиграфия опорного разреза верхнего мела западного Копетдага (Канавчай) // Известия АН Туркменистана, 1995. №4. С. 163–169.

131. *Ершов С.В.* Сиквенс-стратиграфия берриас-нижнеаптских отложений Западной Сибири // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 7. С. 1106–1123.

132. *Зайцев Б.А., Ипполитов А.П.* Об обнаружении комплекса ископаемых цефалопод верхнего синемюра–плинсбаха в Крыму // Захаров (отв. ред.) В.А. Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. VI Всероссийское совещание. Научные материалы. Махачкала: АЛЕФ, 2015. 114–119 с.

133. *Заурбеков Ш.Ш., Минцаев М.Ш., Черкасов С.В., Лабазанов М.М., Шаипов А.А., Дамзаев З.М.-Э.* Перспективы нефтегазоносности и дальнейшие направления геолого-разведочных работ в пределах Терско-Сунженской нефтегазоносной области // Территория «Нефтегаз». 2015. № 3. С. 63–68.

134. *Захаров Ю.Д., Какабадзе М.В., Шарикадзе М.З., Смышляева О.П., Соболев Е.С., Сафронов П.П.* Предварительные данные по изотопному составу аптских брахиопод и моллюсков Кавказа // Барабошкин Е.Ю. (ред.) Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. науч. трудов. Симферополь: Издательский Дом Черноморпресс, 2016. С. 118–120.

135. *Зенкевич Л.А.* Жизнь животных. Том 2. Беспозвоночные М.: Просвещение. 1968 г. 606 с.

136. *Зеркаль О.В., Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н.* Современные проблемы четвертичной геологии центральной части Крымского полуострова // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2017. № 3, с. 27–34 RSCI (**0,95 авторского листа, 0,73 п.л., вклад автора 20%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

137. *Зорина С.О.* Среднеюрские–нижнемеловые тектоно-эвстатические циклиты востока Русской плиты // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444. № 6. С. 631.

138. *Зорина С.О.* Хемостратиграфия. (Материалы к лекциям. Практические задания) / С.О. Зорина. Казань, КФУ. 2016. 52 с.

139. *Иванов К.П.* Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974.

140. *Иксанова Е.А.* Реконструкция доюрского палеорельефа г. Москвы в связи с решением инженерно-геоморфологических задач // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2005. № 5. С. 44–48.

141. *Иксанова Е.А., Лукашов А.А.* О возможности развития докайнозойского карбонатного тропического карста в Нечерноземье // Геоморфология. 2005. №6. С. 52–58.
142. *Иксанова Е.А., Лукашов А.А.* Оценка опасности активизации карстово-суффозионных процессов в западной части Москвы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2000. № 6. С. 48–51.
143. *Ильин А.В., Найдин Д.П.* Утяжеление изотопного состава углерода у границы сеномана и турона: первые данные по Восточно-Европейской платформе // Докл. РАН. 1995. Т. 345, № 5. С. 653–656.
144. *Ипполитов А.П., Яковичина Е.В., Бордунов С.И., Никишин А.М.* Эскиординская «свита» Горного Крыма – тектонический меланж. Новые находки макрофауны против классической схемы расчленения // Захаров (отв. ред.) В.А. Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. VI Всероссийское совещание. Научные материалы. Махачкала: АЛЕФ, 2015. 144–148 с.
145. *Исаев А.П., Борисов Б.З., Никифорова Е.Н.* Биоклиматическое моделирование ареала сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris* L.) в Якутии // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2019. Т. 24. № 3. С. 121–133.
146. *Кабанов П.Б., Алексеева Т.В., Алексеев А.О.* Серпуховский ярус карбона в типовой местности: седиментология, минералогия, геохимия, сопоставление разрезов // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2012. Т. 20, № 1. С. 18–48.
147. *Казаков А. М., Дагис А. С., Курушин Н.И.* Основные черты палеогеографии триаса севера средней СИБИРИ // Трофимук А.А. (отв. ред.) Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. Труды, Вып. 514. М., «Наука», 1982. С. 54–75.
148. *Казаков А.М.* Геохимическая характеристика условий формирования триасовых отложений восточного Таймыра // Трофимук А.А. (отв. ред.) Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. Труды, Вып. 514. М., «Наука», 1982. С. 99–110.
149. *Камышёва-Елпатьевская В.Г.* Атлас мезозойской фауны и спорово-пыльцевых комплексов нижнего Поволжья и сопредельных областей. Вып. 1. Общая часть. Фораминиферы. Саратов: СГУ имени Н.Г. Чернышевского, 1967. 257 с.
150. *Камышёва-Елпатьевская В.Г.* Маркирующие горизонты юрских, меловых и палеогеновых отложений Саратовского Поволжья // Уч. зап. СГУ имени Н.Г. Чернышевского. Вып. геол. 1951. Т. XXVIII., С. 10–35.
151. *Каплин П. А., Янина Т.А.* Методы палеогеографических реконструкций. Методическое пособие. М.: Географический факультет МГУ, 2010. 430 с.
152. *Карогодин Ю. Н.* Особенности структуры породно-слоевых ассоциаций (циклитов) триасовых толщ северных прогибов Центральной Сибири // Трофимук А.А. (отв.

ред.) Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. Труды, Вып. 514. М., «Наука», 1982. С. 3–15.

153. *Каюкова А.В., Сулова А.А.* Сейсмостратиграфический анализ нижнемеловых отложений Баренцева моря с целью выявления перспектив нефтегазоносности // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2015. № 2. С. 104–109.

154. *Кисилев Д.Н.* Динамика термического режима келловей-оксфордских морей северо-западной Евразии по относительным палеотемпературным данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 4. С. 32–53.

155. *Киричкова А.И.* Особенности литологии континентального триаса Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6, № 1. С. 1–28.

156. *Киселёв Д.Н.* Динамика термического режима келловей-оксфордских морей Северо-Западной Евразии по относительным палеотемпературным данным // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 32–53.

157. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Тр. ГИН РАН; Вып. 550. Гл. редакторы М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. М. Наука, 2004. 299 с.

158. *Козлов А.Л.* Черноморское побережье в районе Сочи и низовья р. Мзымты / Экскурсия по Кавказу. Черноморское побережье. Международный геологический конгресс. XVII сессия. Ленинград – Москва, ОНТИ НТКП СССР. 1937. с. 24–44.

159. *Колотухин А.Т., Логинова М.П.* Нефтегазоносные бассейны России и СНГ. Саратов: Изд-во СГУ им. Н.Г.Чернышевского. 2008 г. 426 с.

160. *Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В., Шурыгин Б.Н., Вакуленко Л.Г., Гайдебурова Е.А., Данилова В.П., Казаненков В.А., Ким Н.С., Костырева Е.А., Москвин В.И., Ян П.А.* Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 8, с. 972–1012

161. *Королев В.А.* Первая находка ископаемого растения в отложениях таврической серии (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1983. № 2. С. 81–82.

162. *Косарев В.С., Копыльцов А.И.* Корреляция отложений маастрихта естественных разрезов моноклинали Северного Кавказа и нефтеносных площадей Восточного Ставрополя // Геология нефти и газа. 1982. №11. С. 15–25.

163. *Котляр Г.В., Пухонто С.К., Бураго В.И.* Межрегиональная корреляция континентальных и морских пермских отложений Северо-Востока России, юга Дальнего Востока, Сибири и Печорского Приуралья // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 1. С. 3–21.

164. *Кузнецов В.Г.* Геохимические обстановки седиментации докембрия // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 2. С. 117 – 130.

165. Кулагина Е.И. Объемы и границы подразделений международной стратиграфической шкалы карбона на Южном Урале // Геол. сб. 2008. № 7. С. 205–218.
166. Куликович А.Е., Кожевников Д.А. Циклостратиграфический анализ осадочных бассейнов по данным геофизических исследований скважин // Геофизика. 1998. № 3. С. 39–51.
167. Курушин Н.И., Захаров В.А. Климат северной Сибири в триасовом периоде // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1995. Т. 70. Вып. 3. С. 55–60.
168. Кутепов В.М. Формирование напряженного состояния массивов горных пород на закарстованных территориях // Инженерная геология. 1983. № 1. С. 67–81.
169. Кюнтцель В.В. Закономерности оползневого процесса на европейской территории СССР и его региональный прогноз. М.: Недра, 1980. 213 с.
170. Кюнтцель В.В. О возрасте глубоких оползней Москвы и Подмосковья, связанных с юрскими глинистыми отложениями // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 60, вып. 3. С. 93–100.
171. Кюнтцель В.В. О развитии оползней в парке Фили-Кунцево // Тр. ВСЕГИНГЕО. 1964. Вып. 26. С. 131–135.
172. Кюнтцель В.В. Эрозия берегов реки Москвы и ее влияние на оползневые процессы // Разведка и охрана недр. 1962. № 3. С. 41–45.
173. Лебедева Н.К., Кузьмина О.Б., Хазина И.В., Русанов Г.Г., Глинских Л.А. Палиностратиграфия и генезис верхнемеловых и кайнозойских отложений южной части Кулундинской впадины (Алтайский край) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 6. С. 100–126.
174. Левашова Н.М., Голованова И.В., Рудько Д.В., Данукалов К.Н., Рудько С.В., Сальманова Р.Ю., Сергеева Н.Д. Период гиперактивности магнитного поля в конце эдиакария: оценка частоты инверсий циклостратиграфическим методом // Физика Земли. 2021. № 2. С. 119–129.
175. Левитан М.А. (отв. ред.) Количественные параметры мезозойско-кайнозойской седиментации: очерки. – М.: Изд-во «Перо», 2018. 252 с.
176. Левитан М.А. Плейтоценовые отложения Мирового океана. М.: РАН, 2021. 408 с.
177. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
178. Липатова В.В., Волож Ю.А., Самодуров В.И., Светлакова Э.А. Триас Прикаспийской впадины и перспективы его нефтегазоносности. Тр. ВНИГНИ. 1982. Вып. 236.
179. Литинский А. НПО "СПЕКТРОН" – отечественный разработчик и производитель аппаратуры для рентгенофлуоресцентного анализа // Аналитика. 2012. № 6. С. 46–48.

180. Логвиненко Н.В., Карпова Г.В., Шапошников Д.П. Литология и генезис таврической формации Крыма. Харьков: Изд. ХГУ, 1961. 400 с.
181. Лукашов А.А., Иксанова Е.А. О возможности развития докайнозойского карбонатного тропического карста в Нечерноземье // Геоморфология. 2005. № 2. С. 52–58.
182. Лыгина Е.А., Устинова М.А., Габдуллин Р.Р., Реентович А.В. Пограничные маастрихт-датские отложения Центрального Крыма: новые данные о известковом нанопланктоне // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2019. №1, с. 68–79 RSCI (0,75 авторского листа, 0,85 п.л., вклад автора – 20%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).
183. Мазарович О.А., Милеев В.С (ред.). Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. 168 с.
184. Мазарович О.А., Милеев В.С (ред.). Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования. М.: Изд-во МГУ, 1989. 160 с.
185. Макаров В.И., Бабак В.И., Гаврюшова Е.А и др. Новейшая тектоническая структура и рельеф Москвы // Геоэкология. 1998. № 4. С. 3–20.
186. Маринов В.А., Злобина О.Н., Игольников А.Е., Могучева Н.К., Урман О.С. Биостратиграфия и условия формирования нижнего мела Малохетского структурно-фациального района (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 10. С. 1842–1853.
187. Матесова М.Н. Геологические экскурсии в окрестности города Вольска. Труды Вольского окружного научно-образовательного музея. Вып. 3. Вольск, 1930. 56 с.
188. Матесова М.Н. Полезные ископаемые Вольского Поволжья. Часть. 1-я. Труды Вольского окружного научно-образовательного музея. Вып. 4-й. Вольск, 1935, 68 с.
189. Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В. и др. Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Т. 1. Стратиграфия. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2001. 244 с.
190. Махлина М.Х., Вдовенко М.В., Алексеев А.С. и др. Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. М.: Наука, 1993 г. 221 с.
191. Маирыков К. Юрские угленосные отложения Северо-Западной Туркмении и их положение в Крымо-Кавказо-Прикаспийской угленосной провинции. Ашхабад: Изд-во Акад. наук Туркм. ССР, 1958. 281 с.
192. Мельников Н.В. Циклометрическая стратиграфическая шкала венда и кембрия южной и центральной частей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 8. С. 1102–1114.
193. Меренкова С.И., Серегина И.Ф., Габдуллин Р.Р., Ростовцева Ю.В., Большов М.А. Реконструкция палеосолености и батиметрии Еникальского пролива в Восточной части океана

Паратетис в сарматское время по геохимическим данным // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2020. № 3, с. 37-46 RSCI (0,69 авторских листа, 0,6 п.л., вклад автора 15%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).

194. Микропалеонтология: Учебник/Н. И. Маслакова, Т.Н. Горбачик и др. М.; Изд-во МГУ, 1995. 256 с.

195. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.-Л.. Изд-во ГОНТИ, Ред. тех.-теорет. лит.-ры. 1939. 194 с.

196. Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. Л.: Гостоптехиздат, 1940. 276 с.

197. Милеев В.С., Вишневский Д.Е., Фролов Д.К. Триасовая и юрская системы // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989.

198. Мовшович Е.В. Палеогеография и палеотектоника Нижнего Поволжья в пермском и триасовом периодах. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1977. 241 с.

199. Мозучева Н.К. Триасовая флора опорного разреза мыса Цветкова на Восточном Таймыре // Палеоботанический временник. Приложение к журналу «Lethaea rossica». 2015. Вып. 2. С. 247–255.

200. Модин Н.Н. (ред.) Вертикальное электрическое зондирование. М.: Геологический факультет МГУ. 2013. 28 с.

201. Молодые платформы и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1975. 195 с.

202. Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и её значение в геологии. Саратов: Изд-во СГУ, 1997. 180 с.

203. Мордвилко Т.А. Геология окрестностей Гагр / Экскурсия по Кавказу. Черноморское побережье. Международный геологический конгресс. XVII сессия. Ленинград – Москва, ОНТИ НТКП СССР. 1937. с. 15–25.

204. Муратов М.В. О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 1959. № 11. С. 31–41.

205. Мурчисон Р., Вернейль Э., Кейзерлинг А. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Ч. 1. СПб, 1849. 1188 с.

206. Назаревич Б.П., Назаревич Н.А., Швыдко Н.И. Нижнетриасовые отложения Скифской плиты формации и нефтегазоносность // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 123–151.

207. Найдин Д.П. Тетис: термин и понятие // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 1986. № 6. с. 3–18.

208. *Найдин Д.П.* Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы. Статья 2. Верхнемеловые секвенции платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 5. С. 49–65.

209. *Найдин Д.П., Конаевич Л.Ф.* Внутриформационные перерывы верхнего мела Мангышлака. М., Изд-во: МГУ. 1988. 141 с.

210. *Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Попов С.В.* Эволюционные преобразования малакофауны в неогеновых бассейнах Паратетиса как пример развития экосистем островного типа // Журнал общей биологии. Т. 70. № 5. С. 396–414.

211. *Никишин А.М., Конаевич Л.Ф.* Тектоностратиграфия как основа палеотектонических реконструкций // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2009. № 2. С. 3–12.

212. *Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Конаевич Л.Ф., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Фокин П.А., Габдуллин Р.Р., Гаврилов Ю.О.* Геологическая история Бахчисарайского района Крыма (учебное пособие по Крымской практике). М.: МГУ. 2006. 60 с. **(3,3 авторского листа, 2,32 п.л., вклад автора 9%).**

213. *Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Конаевич Л.Ф., Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В.* Геологическая история Бахчисарайского района Горного Крыма в меловом периоде // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2009. Т. 84. № 2. С. 83–93 РИНЦ **(0,8 авторского листа, 2,45 п.л., вклад автора 13%, импакт-фактор РИНЦ – 0).**

214. *Никишин А.М., Махатадзе Г.В., Габдуллин Р.Р., Худолей А.К., Рубцова Е.В.* Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2016. №6, с. 20–27 RSCI **(0,53 авторского листа, 0,4 п.л., вклад автора – 15%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).**

215. *Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю. и др.* Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 6–16.

216. *Новиков И.В., Ульяхин А.В., Силантьев В.В.* Ранее неизвестный образец темноспондильной амфибии *Parotosuchus bogdoanus* (Woodward, 1932) из нижнего триаса Восточной Европы // Уч. Зап. Казан. ун-та. Сер. естеств. науки. 2021. Т. 163, кн. 4. С. 581–590.

217. *Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000. Издание второе. Лист Q-60-XIII (горы Тьльпэгыргынай).* СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2015. 77 с. + 15 ил. (МПР России, Роснедра, ВСЕГЕИ).

218. *Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39.* СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2011. 431 с. + 8 вкл. (МПР России, Роснедра, ЮЖМОРГЕОЛОГИЯ, КАВКАЗГЕОЛСЪЕМКА).

219. *Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Лист L-36 – Симферополь.* СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2019. 979 с. + 15 ил. (МПР России, Роснедра, ВСЕГЕИ, КРЫМГЕОЛОГИЯ).

220. *Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Лист R-37, 38 – м. Святой Нос, м. Канин Нос.* СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2008. 251 с. + 11 вкл. (МПР России, Роснедра, ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ, ВСЕГЕИ, МАГЭ).

221. *Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Лист R-1, 2 – о-в Врангеля.* СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2014. 144 с. + 12 вкл. (МПР России, Роснедра, ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ).

222. *Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Лист S-53 – о. Столбовой, S-54 – Ляховские о-ва.* СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2016. 300 с. + 9 вкл. (МПР России, Роснедра, МОРГЕО, МАГЭ, ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ, ВСЕГЕИ).

223. *Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Лист S-51 – Оленекский зал., S-54 – дельта р. Лены.* СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2014. 274 с. + 9 вкл. (МПР России, МАГЭ, ВСЕГЕИ).

224. *Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Лист T-57–60 – о. Генриетты.* СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2015. 84 с. (МПР России, Роснедра, ВНИИОкеангеология).

225. *Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Лист T-41–44 – мыс Желания.* СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2013. 200 с. + 3 вкл. (МПР России, МАГЭ, ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ, МПГРЭ).

226. *Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Лист U-53, 54, 55, 56 – хр. Ломоносова.* СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2011. 66 с. + 16 вкл. (МПР России, Роснедра, МОРГЕО, ВНИИОкеангеология).

227. *Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Лист S-(36), 37 – Баренцево море (зап., центр. части).* СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2016. 144 с. + 7 вкл. (МПР России, Роснедра, МАГЭ).

228. *Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000. Лист L-37-XIX, XXV – Тамань.* СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2013. 107 с. (МПР России, Департамент природных ресурсов по Северо-Кавказскому региону, КАВКАЗГЕОЛСЪЕМКА).

229. *Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Лист S-51 – Оленёкский зал., S-52 – дельта р. Лены.* СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2014. 274 с. + 9 вкл. (МПР России, Роснедра, МАГЭ, ВСЕГЕИ).

230. *Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000. Лист L-37-XXXIII (Геленджик).* М.: Московский филиал «ВСЕГЕИ», 2021. 1 опт. диск (МПР России, Роснедра, ЮЖМОРГЕОЛОГИЯ, КАВКАЗГЕОЛСЪЕМКА).

231. Олферьев А.Г. Стратиграфические подразделения юрских отложений Подмосковья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87, вып. 4. С. 32–55.

232. Олферьев А.Г., Бенъямовский В.Н., Иванов А.В., Овечкина М.Н., Сельцер В.Б., Харитонов В.М. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 1. Разрез карьера «Большевик» в окрестности Вольска // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 2, стр. 5–22.

233. Олферьев А.Г., Копачев Л.Ф., Валацки И., Вишневская В.С., Габдуллин Р.Р. Новые данные о строении сеноман-коньякских отложений западного склона Воронежской антеклизы (Брянская область) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2005. №4, с. 3–16 RSCI (**0,75 авторского листа, 0,52 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596**).

234. Ошкин А.Н., Рагозин Н.А., Игнатьев В.И., Ермаков Р.Ю. Межскважинное сейсмическое просвечивание - опыт, методология, аппаратура // Приборы и системы разведочной геофизики. 2016. Вып. 57. № 3. с16

235. Панов Д.И. Вопросы регионального стратиграфического расчленения юрских отложений Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 6. С. 81–90.

236. Панов Д.И. К вопросу о геологической истории Крыма в триасовое и юрское время // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 3–18.

237. Панов Д.И. Проблемы корреляции ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа // Стратиграфия. Геол. коррел. 2003. Т. 11, № 1. С. 64–77.

238. Панов Д.И. Стратиграфия и структура таврической серии (верхний триас – лейас) качинского поднятия Юго-Западного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т.84, вып. 5. С. 75–84

- 239.** *Панов Д.И., Панченко И.В., Косоруков В.Л.* Нижнетааврическая свита (верхний триас) на Качинском антиклинальном поднятии Горного Крыма // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2011. № 2 С. 13–21.
- 240.** *Панов Д.И., Пруцкий Н.И.* Стратиграфия ниже и среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т.5 8, вып. 1. С. 94–112.
- 241.** *Панов Д.И., Болотов С.Н., Никишин А.М.* Схема стратиграфического расчленения триасовых и нижнеюрских отложений Горного Крыма // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона: Сб. докл. III Международ. Конф. «Крым-2001». Крым, Гурзуф, 17–21 сентября. Симферополь: Таврия-Плюс, 2001. С. 127–134.
- 242.** *Парецкая М.Н.* Зависимость морфологии оползней выдавливания Подмосквья от прочности юрских глин // Тр. ВСЕГИНГЕО. 1975. Вып. 81. С. 94–97.
- 243.** *Парфенов С.И., Кутателадзе И.Р.* О поверхностных проявлениях карста в Москве // Тр. ВСЕГИНГЕО. 1976. Вып. 108. С. 70–73.
- 244.** *Первушов Е.М., Гудошников В.В., Ермохина Л.И., Барабошкин Е.Ю.* Закономерности фосфатонакопления и фосфоритообразования в меловое - палеогеновое время в пределах Правобережного Поволжья // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 2. Материалы к 1-му Всероссийскому литологическому совещанию 19-21 декабря 2000 г. М.: ГЕОС, 2000. С. 104-108.
- 245.** *Первушов Е.М., Гудошников В.В., Староверов В.Н., Иванов А.В., Молостовский Э.А.* Горизонты ожелезнения в верхнемеловых отложениях Саратовского Правобережья (стратиграфическое положение и структурная приуроченность) // Там же. С. 99–103.
- 246.** *Петренко С.И., Лихачева Э.И.* Некоторые результаты изучения палеодолин на территории г. Москвы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1979. № 4. С. 96–99.
- 247.** *Петрова М.Н., Червяков Р.В., Толмачева Т.Ю., Лохов Д.С., Назаров Д.В., Алексеев М.А., Грундан Е.Л., Алексеев А.С.* Методические рекомендации по опробованию при проведении средне- и мелкомасштабных полевых работ. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2019. 59 с.
- 248.** Петрографический кодекс России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
- 249.** *Печерский Д. М., Нургалиев Д. К., Шаронова З. В.* Магнитолитологическая и магнитоминералогическая характеристика отложений на границе мезозоя и кайнозоя: разрез Кошак (Мангышлак) // Физика Земли. 2006, № 11. С. 99–112.
- 250.** *Попов С.В., Антипов М.П., Застрожных А.С., Курина Е.Е., Пинчук Т.Н.* Колебания уровня моря на северном шельфе восточного Паратетиса в олигоцене-неогене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 2. С. 99–124.

251. *Прозоровская Е.Л.* Юрские брахиоподы Туркмении. Ленинград: изд-во Лен. ун-та. Ашхабад, 1968. 194 с.

252. *Прошляков Б.К.* Литологическая характеристика и условия образования триасовых пород центральной части Прикаспийской впадины / Петрография фундамента и осадочных отложений нефтегазоносных областей СССР // Тр. МИНГ. 1962. Вып. 38. С. 133–143.

253. *Пчелина Т.М.* Палеогеографические и палеоклиматические реконструкции северных районов Арктики в триасовом периоде // Карякин Ю.В.(отв. ред.). Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Москва. ГЕОС. 2009. Том 2. С. 138–140.

254. *Ренгартен В.П.* Опорные разрезы верхнемеловых отложений Дагестана. Москва – Ленинград: Изд-во «Наука». 1965.

255. *Римша Л.А., Сердюкова Л.И.* Пыльца и споры из отложений нижнего мела некоторых районов Северо-Западного Кавказа // В.Л. Егоян (ред.) Труды Краснодарского филиала Всесоюзного нефтегазового научно-исследовательского института (КФ ВНИИ). Вып.1: Фауна, стратиграфия и литология мезозойских и кайнозойских отложений Краснодарского края. Л.: «Недра», 1965. С. 191–210.

256. *Рогов М.А., Зверьков Н.Г., Захаров В.А., Архангельский М.С.* Морские рептилии и климат юры и мела Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. №4. С. 13–39.

257. *Ронов А.Б.* История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода) // Труды геофизического института АН СССР, 1949, вып. 3. 136 с.

258. *Ростовцева Ю.В.* Циклостратиграфические исследования в литологии: возможности и методики / В сб.: Экзолит - 2020. Литологические школы России. Годичное собрание (научные чтения), посвященное 215-летию основания Московского общества испытателей природы. Москва, 2020. С. 184–187.

259. *Ростовцева Ю.В., Коцава К.П., Рыбкина А.И.* Циклостратиграфические исследования отложений конкского региояруса Восточной Грузии (Куринский прогиб) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. № 5. С. 35–44.

260. *Ростовцева Ю.В., Полянский Б.В.* Междисциплинарные исследования в литологии: астрономическая цикличность / В кн.: Осадочные комплексы Урала и прилежащих регионов и их минералогия. Материалы XI Уральского литологического совещания. 2016. С. 224–225.

261. *Ростовцева Ю.В., Рыбкина А.И.* Циклостратиграфия понтических отложений Восточного Паратетиса (разрез мыса Железный Рог, Тамань) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2014. № 4, с. 50–55.

262. *Ростовцева Ю.В., Филина Е.В., Рыбкина А.И.* Циклостратиграфические методы в изучении конкских отложений Восточного Паратетиса / В кн.: От анализа вещества – к бассейновому анализу. Мат-лы 13 Уральского литологического совещания. Екатеринбург, 2020. С. 223–224.

263. *Ростовцева Ю.И.* Новые данные к палинологической характеристике среднеюрских отложений на северо-западе Москвы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 5. С. 48–53.

264. *Ростовцева Ю.И.* Палинологическая характеристика кудиновской свиты (средняя юра) Подмосковья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2013. Т. 88, вып. 5. С. 15–21.

265. *Савельева Ю.Н., Шурекова О.В., Федорова А.А., Платонов Е.С., Аркадьев В.В., Гужиков А.Ю., Грищенко В.А., Маникин А.Г.* Био-, магнито- и циклостратиграфия разреза верхнего берриаса у с. Алексеевка (Белогорский район, Республика Крым). Статья 2. Фораминиферы. Остракоды. Кальпионеллиды. Диноцисты // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2020. Т. 20. № 2. С. 127–145.

266. *Савко А.Д., Иванова Е.О.* Фациальная характеристика верхнемеловых отложений юго-западной части Воронежской антеклизы // Вестн. ВГУ. Сер. Геол. 2009. № 2. С. 61–78.

267. *Сайдаковский Л.Я.* Стратиграфия триасовых отложений юга Русской платформы по харофитам // Труды МИНХ и ГП, Вып.83. М.: Недра, 1969. С. 47 – 51.

268. *Сальная Н.В., Ростовцева Ю.В., Пилипенко О.В., Кудашин А.С.* Палеомагнетизм сармата-мэотиса Восточного Паратетиса: перемагничивание или нет? // Физика Земли. 2022. № 6. С. 113–133.

269. *Седаева М.И., Квитко О.В.* Пыльца видов рода *Picea* A.Dietr. в условиях центральной Сибири / Проблемы современной дендрологии. Мат-лы межд. науч. конф. Москва: Товарищество научных изданий КМК. 2009. С. 318–322.

270. *Сельцер В.Б., Иванов А.В.* Атлас позднемеловых аммонитов Саратовского Поволжья. – М.: Книжный дом «Университет», 2010. 152 с.

271. *Сельцер В.Б., Иванов А.В., Яшков И.А.* Очерк геологии и палеонтологии Саратовско-Вольского Поволжья // Путеводитель полевого семинара всеросс. науч. конф. «Золотой век российской малакологии», посвященной 100-летию со дня рождения профессора В.Н. Шиманского. М.: Саратов: ПИН РАН, СГТУ, 2016. 28 с.

272. *Сизанов Б.И., Рудакова А.В., Габдуллин Р.Р.* Новая методика выделения ритмов и интерпретация их генезиса на примере нижнемаастрихтских отложений оврага Токма (Юго-

Западный Крым, Украина) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2006. № 3, с. 25-31 RSCI (0,3 авторского листа, 0,5 п.л., вклад автора 33%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).

273. *Синицын В.М.* Введение в палеоклиматологию. Ленинград: Недра 1980 г. 248 стр.

274. *Скляров Е.В.* Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет Инжиниринг, 2001.

275. *Славин В.И.* Новые данные о геологическом строении Красной Поляны и прилегающих частей Главного Кавказского хребта // Изв. вузов, Геология и разведка. 1958. № 6. С. 31–45.

276. *Соколова Е.И., Иванова Е.П., Егоров И.П.* Пермские и триасовые отложения Южной Эмбы и их нефтеносность // Л., Гостоптехиздат, 1961. Тр. ВНИГРИ. Вып. 164.

277. *Сорокина В.Н., Гущина Д.Ю.* География климатов. М.: Изд-во МГУ. 2006. 68 с.

278. *Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В., Косоруков В.Л., Ростовцева Ю.И., Смирнова С.Б.* Новые данные о геологии Лозовской зоны (поздний триас–средняя юра) Горного Крыма // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2015. № 5. С. 21–33.

279. Стратиграфия СССР. Меловая система / Отв. ред.: М. Н. Москвин. Полутом 1. М., Недра, 1986. С. 96–143.

280. Стратотипический разрез баскунчакской серии нижнего триаса горы Большое Богдо. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1972. 165 с.

281. *Стрелков А.А.* Построение секвенс-стратиграфической модели осадконакопления верхнепалеозойских отложений Погадаево-Остафьевского прогиба // Нефть, газ и бизнес. 2011. № 8. С. 27–29.

282. *Стриганова Б.Р., Порядина Н.М.* Животное население почв бореальных лесов Западно-Сибирской равнины. Москва: Товарищество научных издательств КМК. 2005. 238 с.

283. *Стукова Т.В.* Биостратиграфические, циклостратиграфические и литолого-фациальные исследования девонских и нижнекаменноугольных отложений Пермского края на современном этапе / В кн.: Осадочные комплексы Урала и прилежащих регионов и их минерализация. Материалы XI Уральского литологического совещания. 2016. С. 260–263.

284. *Ступакова А.В., Кирюхина Т.А., Сулова А.А., Норина Д.А., Майер Н.М., Пронина Н.В., Мордасова А.В.* Перспективы нефтегазоносности мезозойского разреза Баренцево-моровского бассейна // Георесурсы. 2015. № 2 (61). С. 13–27.

285. *Сузуки Ш., Аршаф А.Р., Окада Х.* Осадочные фации маастрихт-дастких отложений Зей-Буреинского бассейна, российский Дальний Восток // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25, №2. С. 50–56.

286. *Суринский А.М.* Циклостратиграфия и скорости седиментации верхнемеловых отложений Нижнего Поволжья / В сб.: Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IX Всероссийского совещания. Под ред. Е.Ю. Барабошкина, Т.А. Липницкой, А.Ю. Гужикова. 2018. С. 264–267.

287. *Суринский А.М., Гужиков А.Ю.* Опыт циклостратиграфического анализа петромагнитных данных по разрезу тулона-маастрихта "Нижняя Банновка" (юг Саратовского правобережья) // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2017. Т. 17. № 2. С. 117–124.

288. *Татарчук Ю.С., Шипулин Ю.К., Чертков Л.Г.* и др. Провалы карстово-суффозионного происхождения на северо-западе Москвы // Разведка и охрана недр. 1997. № 8–9. С. 54–58.

289. *Ташлиев М.Ш.* Седиментационная цикличность и распределение залежей углеводородов // Сов. Геология. 1991. №12. С. 13-20.

290. *Ташлиев М.Ш.* Природные резервуары нефти и газа в меловых отложениях юга Туранской плиты / М.Ш. Ташлиев, Г.А. Знаменская // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим, и геол. наук. 1991. №5. С. 79-85.

291. *Ташлиев М.Р., Товбина С.З.* Палеогеография запада Средней Азии в меловой период С-Пб.: Недра., 1992. 324 с.

292. *Тейс Р.В., Найдин Д.П.* Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М.: Наука. 1973. 254 с.

293. Тектоническая карта Европы. Масштаб: 1 : 1 750 0000. Под ред. Яншина А.Л. ГГК СССР. 1964 г.

294. Тектонический кодекс России / Г.С. Гусев, Н.В. Межеловский, А.В. Гущин и др. / Мин-во природных ресурсов и экологии РФ: Роснедра: Межрегион. центр по геол. Картографии (ГЕОКАРТ) [Отв. ред. Н.В. Межеловский]. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2016. 240 с.

295. *Тесакова Е.М.* Реконструкция палеотемператур среднерусского моря в средней и поздней юре по остракодам // Иванов А.В. (ред.) Проблемы палеоэкологии и исторической геоэкологии. Сборник трудов Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора Виталия Георгиевича Очева. Саратов: Сарат. гос. техн. ун-т. 2014. С. 133–147.

296. *Тихонов А.В.* Особенности механизма оползневого процесса в условиях Москвы на примере участка Хорошево-1 // Изв. вузов. Геол. и разведка. 2009. № 4. С. 74–75.

297. *Толстова Н.В., Габдуллин Р.Р.* Ритмичность среднесеноманских отложений на левом берегу реки Качи (Бахчисарайский район Юго-Западного Крыма): строение, типизация, условия формирования) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2005. №6,

с. 57–79 RSCI (1,21 авторского листа, 0,7 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).

298. Триас Прикаспийской впадины и перспективы его нефтегазоносности. М.: Недра, 1982. М.: Недра. Труды ВНИГНИ. Вып. 236. 1982 г. 152 с.

299. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Хессами Х. Мезозойско-кайнозойская структура Черноморско-Кавказско-Каспийского региона и ее соотношение со строением верхней мантии // Геотектоника. 2020. №3. С. 55–81.

300. Тужикова В.И. История нижнемезозойского угленакопления на Урале. М.: Наука, 1973.

301. Уломов В.И. Инструментальные наблюдения сейсмических проявлений Восточно-Карпатских землетрясений на территории Москвы // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2009. № 3, с. 34–42.

302. Ульяхин А.В., Новиков И.В., Иванов А.В., Габдуллин Р.Р. Палеогеографические условия формирования богдинской свиты (Прикаспийская синеклиза) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2022. №5, с. 78–89 RSCI (0,81 авторского листа, 0,6 п.л., вклад автора – 20%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).

303. Унифицированная региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточно-Европейской платформы / Ред. В.В. Митта. М.: ВНИГНИ, 2012. 14 листов схем.

304. Успенская Е.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист L-36-XXIX. Объяснительная записка. Киев: Киевгеология, 1973.

305. Устинова М.А., Габдуллин Р.Р. Известковый нанопланктон в палеогеновых отложениях Бахчисарайского района (Юго-Западный Крым) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2018. №5, с. 35-41 RSCI (0,41 авторского листа, 0,5 п.л., вклад автора – 49%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).

306. Устинова М.А., Габдуллин Р.Р. Известковый нанопланктон меловых отложений в Бахчисарайском районе Юго-Западного Крыма // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2019. №1, с. 57–69 RSCI (0,71 авторского листа, 0,7 п.л., вклад автора – 49%, импакт-фактор РИНЦ – 0,596).

307. Фазлиахметов А.М. Первые результаты расчета скоростей седиментации отложений среднего и верхнего девона Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. 2012. № 9. С. 59–60.

308. Филина Е.В., Одинцова А.А., Рыбкина А.И. Методы циклостратиграфии в изучении отложений миоцена Восточного Паратетиса / В кн.: Методы, методы и снова методы

в литологии. Материалы 4-й Всероссийской школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии. Екатеринбург, 2020. С. 147–148.

309. *Фіколіна Л.А., Білокрис О.О., Обшарська Н.О.* и др. Державна геологічна карта України. Масштаб 1: 200000. Кримська серія. Аркуші L-36-XXIX (Сімферополь), L-36-XXXV (Ялта). Пояснювальна записка. Київ: Державна геологічна служба, Казеннепідприємство «Південекогеоцентр», УкрДГРІ, 2008.

310. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

311. *Фролов В.Т.* Литология. Кн. 1. М., Изд-во МГУ. 1992. 336 с.

312. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Мир, 1983. 357 с.

313. *Ханин А.А.* Порода-коллекторы нефти и газа и их изучение М.: Рипол Классик. 2013. 372 с.

314. *Хефс Й.* Геохимия стабильных изотопов. М.: Мысль, 1983. 200 с.

315. *Хромов С.П., Петросяну М.А.* Метеорология и климатология. М.: Изд-во МГУ, 2001. 528 с.

316. *Цагарели А.Л.* Верхний мел Грузии Тбилиси: Изд-во Акад. наук Груз. ССР, 1954. 462 с.

317. *Цейслер В.М., Караулов В.Б., Туров А.В., Комаров В.Н.* О местных стратиграфических подразделениях в восточной части Бахчисарайского района Крыма // Изв. вузов, Геология и разведка. 1999. № 6. С. 8–18.

318. *Чертков Л.Г.* Карстовые и суффозионно-провальные явления на территории г. Москвы и методика их инженерно-геологического изучения: Автореф. канд. дисс. М., 1984.

319. *Чехович П.А.* Геологическая летопись эвстатических колебаний и некоторые проблемы стратиграфической корреляции// Жизнь Земли. 2019. Т. 41. № 1. С. 4–14.

320. *Шеремет Е., Соссон М., Гинтов О., Мюллер К., Егорова Т., Муровская А.* Ключевые проблемы стратиграфии восточной части Горного Крыма. Новые микропалеонтологические данные датирования флишевых пород // Геофизич. журнал. Т. 36. № 2. Киев. 2014. С. 35–56.

321. *Ширкин Л. А.* Рентгенофлуоресцентный анализ объектов окружающей среды: учеб. Пособие. Владимир: Изд-во Владим. гос. ун-та, 2009. 60 с.

322. *Шишлов С.Б.* Циклостратиграфия верхнепалеозойской терригенной толщи Таймыра // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. № 2. С. 38–53.

323. *Шлезингер А.Е., Гладенков Ю.Б., Захаров В.А.* К оценке новых методических приемов секвенс-стратиграфического анализа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 117–120.

324. *Шлыков В.Г.* Рентгеновские исследования грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1991. 184 с.

- 325.** Шнейдер Г.Ф. Фауна остракод нижнетриасовых отложений Прикаспийской низменности // Геология и нефтегазоносность СССР. Туркменистан и Зап. Казахстан. Л., Гостоптехиздат, 1960. С. 287 – 303. (Тр. ком-пл. геол. экспедиции. АН СССР: Вып. 5).
- 326.** Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С. Граница юры и мела на севере Сибири и Бореально-Тетическая корреляция приграничных толщ // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 830–844.
- 327.** Эберзин А.Г. Абхазское побережье Черного моря / Экскурсия по Кавказу. Черноморское побережье. Международный геологический конгресс. XVII сессия. Ленинград – Москва, ОНТИ НТКП СССР. 1937. с. 10–14.
- 328.** Эйзеле Г., Зейлахер А. Палеогеографическое значение темпеститов и периодитов // Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1985. С. 478–485.
- 329.** Юдин В.В., Курилов Д.В., Вишневская В.С. Офиолитовые радиоляриты в Южном Крыму // Алексеев А.С. (ред.) Тезисы докл. Годичного собрания Секции палеонтологии МОИП и Московского отделения палеонтологического общества “Палеострат-2006” Москва, 2006. С. 31–32.
- 330.** Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙ-ПИ, 2011. 336 с.
- 331.** Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. Симферополь: Союзкарта, 2009.
- 332.** Юрские, меловые и палеогеновые отложения запада Средней Азии. Алиев М.М. (отв. ред.). Москва : Наука, 1970. 169 с.
- 333.** Янин Б.Т., Барсков И.С. Пособие по технике палеонтологических исследований. М.: Геос, 2017. 215 с.
- 334.** Ясаманов Н.А. Новые данные о температурных условиях раннемелового бассейна Западного Закавказья // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1973. № 7. С.145–148.
- 335.** Яхнин Э.Я., Богданова Т.Н., Прозоровский В.А. Путеводитель экскурсии по меловым отложениям Средней Азии. Часть 2. Западная Туркмения. Ашхабад: Изд-во «Туркменистан», 1966. С. 9–13.
- 336.** Aga O.J. The Geological History of Svalbard. Stavanger, Statoil, 1986. 121 p.
- 337.** Agirrezabala L.M., Kiel S., Blumenberg M., Schäfer N., Reitner J. Outcrop analogues of pockmarks and associated methane-seep carbonates: A case study from the Lower Cretaceous (Albian) of the Basque-Cantabrian Basin, western Pyrenees // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2013. Vol. 390. P. 94–115.
- 338.** Akhmets'ev M.A., Beniamovski V.N. The Paleocene and Eocene in the Russian part of West Eurasia. Stratigraphy. Geological Correlation. 2006. Vol. 14. P. 49–72.

339. Albright L. B., Gillette D. D., Titus A.L. Plesiosaurs from the Upper Cretaceous (Cenomanian–Turonian) Tropic Shale of Southern Utah, Part 2: Polycotylidae // *Journal of Vertebrate Paleontology*. 2007. Vol. 27 No.1. P. 41–58.

340. Alegret L., Thomas E. Cretaceous/Paleogene boundary bathyal paleo-environments in the central North Pacific (DSDP Site 465), the Northwestern Atlantic (ODP Site 1049), the Gulf of Mexico and the Tethys: The benthic foraminiferal record // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2005 Vol. 224. P. 53–82.

341. Alekseev A.O., Kabanov P.B., Alekseeva T.V., Kalinin P.I. Magnetic susceptibility and geochemical characterization of an upper Mississippian cyclothemic section Polotnyanyi Zavod (Moscow Basin, Russia). Magnetic susceptibility application: a window into ancient environments and Climatic Variations // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 2015. Vol. 414. P. 181–196.

342. Alekseev A.S., Goreva N.V. Conodont zonation for the type Kasimovian and Gzhelian stages in the Moscow Basin, Russia // Wong T.E. (ed.). *Proceed. of the XVth Intern. Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy*. Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences. Editat-KNAW: Amsterdam, 2007. P. 229–242.

343. Alekseev A.S., Kopaeovich L.F. Foraminiferal biostratigraphy of the uPermost Campanian—Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // *Bulletin de l'Institut Royal des sciences naturelles de Belgique. Science de la Terre*. 1997. 67. P. 103—118.

344. Alekseeva T.V., Alekseev A.O., Gubin S.V. Palaeoenvironments of the Middle–Late Mississippian Moscow Basin (Russia) from multiproxy study of palaeosoils and palaeokarsts // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2016. Vol. 450. P. 1–16.

345. Allen P., Alvin K.L., Andrews J.E., Batten D.J., Charlton W.A., Cleevely R.J., Ensom P.C., Evans S.E., Francis J.E., Hailwood E.A., Harding I.C., Horne D.J., Hughes N.F., Hunt C.O., Jarzembowski E.A., Jones T.P., Knox R.W.O'B., Milner A., Norman D.B., Palmer C.P., Parker A., Patterson G.A., Price G.D., Radley J.D., Rawson P.F., Ross A.J., Rolfe S., Ruffell A.H., Sellwood B.W., Sladen C.P., Taylor K.G., Watson J., Wright V.P., Wimbledon W.A., Banham G.H. Purbeck–Wealden (early Cretaceous) climates // *Proceedings of the Geologists' Association*. 1998. Vol. 109. No. 3. P. 197–236.

346. Alsenz H., Regnery J., Ashckenazi-Polivoda S., Meilijson A., Ron-Yankovich L., Abramovich S., Illner P., Almogi-Labin A., Feinstein S., Berner Z., Püttmann W. Sea surface temperature record of a Late Cretaceous tropical Southern Tethys upwelling system // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013 Vol. 392. P. 350–358.

347. Amodio S., Ferreri V., D'Argenio B. Cyclostratigraphic and chronostratigraphic correlations in the Barremian–Aptian shallow-marine carbonates of the central-southern Apennines (Italy) // *Cretaceous Research*. 2013. Vol. 44. P. 132–156.

- 348.** *Andrieu S., Brigaud B., Barbarand J., Lasseur E., Saucède T.* Disentangling the control of tectonics, eustasy, trophic conditions and climate on shallow-marine carbonate production during the Aalenian–Oxfordian interval: From the western France platform to the western Tethyan domain // *Sedimentary Geology*. 2016. Vol. 345. P. 54–84.
- 349.** *Andrieu S., Brigaud B., Rabourg T., Noret A.* The Mid-Cenomanian Event in shallow marine environments: Influence on carbonate producers and depositional sequences (northern Aquitaine Basin, France) // *Cretaceous Research*. 2015. Vol. 56. P. 587–607.
- 350.** *Andrzejewski K., Tabor N.J.* Paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction of Cretaceous (Aptian-Cenomanian) terrestrial formations of Texas and Oklahoma using phyllosilicates // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2020. Vol. 543. P. e109491.
- 351.** *Ashckenazi-Polivoda S., Titelboim D., Meilijson A., Almogi-Labin A., Abramovich S.* Bathymetric trend of Late Cretaceous southern Tethys upwelling regime based on benthic foraminifera // *Cretaceous Research*. 2018. Vol. 82. P. 40–55.
- 352.** *Askin R.A., Spicer R.A.* The Late Cretaceous and Cenozoic History of Vegetation and Climate at Northern and Southern High Latitudes: A Comparison, Effects of Past Global Change on Life. Washington: National Academy Press, 1995. P. 156–173.
- 353.** *Axelrod D., Bailey H.P.* Paleotemperature analysis of Tertiary floras // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1969. Vol. 6. P. 163–195.
- 354.** *Bahk J.-J., I.-K. Um, Yi B.-Y., Yoo D.-G.* Paleooceanographic implications and cyclostratigraphy of variations in well-log data from the western slope of the Ulleung Basin, East Sea // *Quaternary International*. 2016. Vol. 392. P. 58–68.
- 355.** *Barbacka M., Pálffy J., Smith P.L.* Hettangian (Early Jurassic) plant fossils from Puale Bay (Peninsular terrane, Alaska) // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2006. Vol. 142. P. 33–34.
- 356.** *Barrón E., Comas-Rengifo M.J., Elorza L.* Contribuciones al estudio palinológico del Cretácico Inferior de la Cuenca Vasco-Cantábrica: los afloramientos ambarígenos de Peñacerrada (España) // *Coloquios de Paleontología*. 2001. Vol. 52. P. 135–156.
- 357.** *Barron E., Peyrot D., Rodríguez-Lopez J.P., Melendez N., del Valle R.L., Najarro M., Rosales I M., Comas-Rengifo J.* Palynology of Aptian and upper Albian (Lower Cretaceous) amber-bearing outcrops of the southern margin of the Basque-Cantabrian basin (northern Spain) // *Cretaceous Research*. 2015. Vol. 52. P. 292–312.
- 358.** *Basinger J.F., Greenwood D.R., Sweda T.* Early Tertiary vegetation of Arctic Canada and its relevance to paleoclimatic interpretation / Boulter MC, Fisher HC, eds. *Cenozoic Plants and Climates of the Arctic*. New York: Springer-Verlag. 1994. P. 175–196.
- 359.** *Bastianini L., Caline B., Hoareau G., Bonnel C., Martinez M., Lézin C., Baudin F., Brasier A., Guy L.* Sedimentary characterization of the carbonate source rock of Upper Kimmeridgian

Parnac Formation of the Aquitaine Basin (Quercy area) // Bulletin de la Societe Geologique de France. 2017. Vol. 188. No 5. P. e32.

360. Batenburg S. J., Gale A. S., Sprovieri M., Hilgen F. J., Thibault N., Boussaha M., Orue-Etxebarria X. An astronomical time scale for the Maastrichtian based on the Zumaia and Sopelana sections (Basque country, northern Spain // Journal of the Geological Society. 2014. Vol. 171. P. 165–180.

361. Batenburg S., Gale A., Hilgen F., Hüsing S., Laskar J., Orue-Etxebarria X., Sprovieri M., Voigt S. Astronomical tuning and carbon isotope stratigraphy of the Maastrichtian in Sopelana and Zumaia (Basque country, N-Spain) // Geophysical Research Abstracts. 2012. Vol. 14. P. 498.

362. Bennett F.A. Southern magnolia (*Magnolia grandiflora* L.) / In: Fowells H.A. (ed.) // Silvics of forest trees of the United States. Agriculture Handbook. Washington: U.S. Department of Agriculture. 1965. p. 274–276.

363. Benyamovskiy V.N. A high resolution Lutetian-Bartonian planktonic foraminiferal zonation in the Crimean-Caucasus region of the northeastern Peri-Tethys // Austrian Journal of Earth Sciences. 2012. Vol. 105. No. 1. P. 117–121.

364. Berger A.L. Pre-Quaternary Milankovitch frequencies // Nature. 1989. Vol. 342 P. 133

365. Billon-Bruyat J.-P., Lécuyer C., Martineau F., Mazin J.-M. Oxygen isotope compositions of Late Jurassic vertebrate remains from lithographic limestones of western Europe: implications for the ecology of fish, turtles, and crocodilians // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2005. Vol. 216. No. 3–4. P. 359–375.

366. Bolli H. M., Ryan W. B. F., Foresman J. B., Hottman, W.E., Kagami H., Longoria J.F., McKnight B.K., Melgou M., Natland J., Proto-Decima F., Siesser W.G. Walvis Ridge–sites 362 and 363 // DSDP Volume XL.1978. P. 183–356.

367. Borruel-Abadía V., López-Gómez J., de la Horra R., Galán-Abellán B., Barrenechea J.F., Arche A., Ronchi A., Gretter N., Marzo M. Climate changes during the Early–Middle Triassic transition in the E. Iberian plate and their palaeogeographic significance in the western Tethys continental domain // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2015. Vol. 440. P. 671–689.

368. Bottini C., Erba E. Mid-Cretaceous paleoenvironmental changes in the western Tethys // Climate of the Past. 2018. Vol. 14. P. 1147–1163.

369. Boulila S., Hinnov L.A. Constraints on Earth-Moon dynamical parameters from Eocene cyclostratigraphy // Global and Planetary Change. 2022. Vol. 216. e103925.

370. Boulter M.C., Manum S.B. Oligocene and Miocene vegetation in high latitudes of the North Atlantic: palynological evidence from the Hovgård Ridge in the Greenland Sea (site 908) //

Proceedings of the ODP, Scientific Results, 151, College Station, Texas (Ocean Drilling Program). 1996. Vol. 151 P. 289–296.

371. *Boyd A.* The thyra Ø flora: Toward an understanding of the climate and vegetation during the early tertiary in the high arctic // Review of Palaeobotany and Palynology. 1990. Vol. 62. No 3–4. P. 189–203.

372. *Braga J.C., Vescogni A., Bosellini F.R., Aguirre J.* Coralline algae (Corallinales, Rhodophyta) in western and central Mediterranean Messinian reefs // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2009. Vol. 275. No. 1–4. P. 113–128.

373. *Brent T.A., Embry A.F.* Stratigraphy and structure of Meighen Island, Canadian Arctic Archipelago / In: Proceedings of the Oil and Gas Forum '95 // Geol. Surv. Canada, Open File. 1995. Vol. 3058. P. 163–168.

374. *Brigaud B., Pucéat E., Pellenard P., Vincent B., Joachimski M. M.* Climatic fluctuations and seasonality during the Late Jurassic (Oxfordian–Early Kimmeridgian) inferred from $\delta^{18}\text{O}$ of Paris Basin oyster shells // Earth and Planetary Science Letters. 2008. Vol. 273, No. 1–2. P. 58–67.

375. *Brouwers E., Jørgensen N., Cronin T.* Climatic Significance of the Ostracode Fauna from the Pliocene Kap København Formation, North Greenland // Micropaleontology. 1991. Vol. 37. No.3, P. 245–267.

376. *Brouwers E.M.* Late Pliocene Paleoeologic Reconstructions Based on Ostracode Assemblages from the Sagavanirktok and Gubik Formations, Alaskan North Slope // Arctic. 1994. Vol. 47. No. 1. P. 16–33.

377. *Brouwers E.M., Clemens W.A., Spicer R.A., Ager T.A., Carter L.D., Sliter W.V.* Dinosaurs on the North Slope, Alaska: High Latitude, Latest Cretaceous Environments // Science. 1987. Vol. 237. P. 1608–1610.

378. *Brugger, J., Feulner G., Petri S.* Baby, it's cold outside: Climate model simulations of the effects of the asteroid impact at the end of the Cretaceous // Geophysical Research Letters. Vol. 44. No. 1. P. 419–427.

379. *Burgener L., Hyland E., Huntington K. W., Kelson J. R., Sewall J. O.* Revisiting the equable climate problem during the Late Cretaceous greenhouse using paleosoil carbonate clumped isotope temperatures from the Campanian of the Western Interior Basin, USA // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2019. Vol. 516. PP. 244–267.

380. *Candeiro C.R.A., Martinelli A.G., Avilla L.S., Rich T.* Tetrapods from the Upper Cretaceous (Turonian-Maastrichtian) Bauru Group of Brazil: a reappraisal // Cretaceous Research. 2006. Vol. 27. P. 923–946.

381. *Cantrill D.J.* Early Cretaceous fern foliage from President Head, Snow Island, Antarctica, Alcheringa // An Australasian Journal of Palaeontology. 1998. Vol. 22. No.3. P.241–258.

- 382.** *Carman G. J., Hardwick P.* Geology and Regional Setting of Kuparuk Oil Field, Alaska // The American Association of Petroleum Geologists Bulletin 1983. Vol. 67. No. 6. P. 1014–1031.
- 383.** *Casadio S., Griffin M., Parras A.* Camptonectes and Plicatula (Bivalvia, Pteriomorpha) from the Upper Maastrichtian of northern Patagonia: palaeobiogeographic implications // Cretaceous Research. 2005. Vol. 26. P. 507–524.
- 384.** *Castro J.M., García A., Gómez J.J., Goy A., Molina J.M., Ortiz R., Sopeña A. P.A.* Sucesiones mesozoicas de las Cordilleras Bética e Ibérica / En: García-Cortés Á. (ed.) // Contextos geológicos españoles: una aproximación al Patrimonio Geológico español de relevancia internacional. Madrid: IGME, 2008. P. 73–90.
- 385.** *Cavalheiro, L., Wagner, T., Steinig, S., Bottini C., Dummann W., Esegbue O., Gambacorta G., Giraldo-Gómez V., Farnsworth A., Flögel S., Hofmann P., Lunt D. J., Rethemeyer J., Torricelli S., Erba E.* Impact of global cooling on Early Cretaceous high $p\text{CO}_2$ world during the Weissert Event. *Nature Communications* 2021. Vol.12. No. 1. P. e5411.
- 386.** *Chaix C., Cahuzac B.* Une faune inédite de coraux scléactiniaires dans le gisement chattien d'Escornébéou (Landes, SW France): stratigraphie, systématique et paleoecology // Annales de Paléontologie. 2001. Vol. 87. No. 1. P. 3–47.
- 387.** *Chaix C., Cahuzac B., Cluzaud A.* Les Scléactiniaires du Serravallien de Pessac (Nord-Aquitaine, France); approche paléoécologique // Geobios. 1999. Vo. 32. No. 1. P.33–61.
- 388.** *Chandran S.R., Shania J., Santosh M., Chengxue Y., Zhang C., Rajesh V.J., Satyanarayanan M., Praveen M.N., Anilkumar Y., Singh S.P., Keerthy S., Sajinkumar K.S.* Geochemical and geochronological evidence of meteorite impact excavating Archean basement at Lonar Crater, Central India // Lithos. 2021. Vol. 404-405. P. e106479.
- 389.** *Chen D., Tucker M.E.* The Frasnian–Famennian mass extinction: insights from high-resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy in South China // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2003. Vol. 193. Iss. 1. P. 87–111.
- 390.** *Chen G., Gang W., Liu Y., Wang N., Guo Y., Zhu Ch., Cao Q.* High-resolution sediment accumulation rate determined by cyclostratigraphy and its impact on the organic matter abundance of the hydrocarbon source rock in the Yanchang Formation, Ordos Basin, China // Marine and Petroleum Geology. 2019. Vol. 103. P. 1–11.
- 391.** *Chen X., Wang C., Wu H., Kuhnt W., Jia J., Holbourn A., Zhang L., Ma C.* Orbitally forced sea-level changes in the upper Turonian–lower Coniacian of the Tethyan Himalaya, southern Tibet // Cretaceous Research. 2015. Vol. 56. P. 691–701.
- 392.** *Cipriani A., Fabbi S., Lathuilière B., Santantonio M.* A reef coral in the condensed Maiolica facies on the Mt. Nerone pelagic carbonate platform (Marche Apennines): The enigma of ancient pelagic deposits // Sedimentary Geology. 2019. Vol. 385. P. 45–60.

393. *Clarke J. A., Olivero E. B., Puerta P.* Description of the Earliest Fossil Penguin from South America and First Paleogene Vertebrate Locality of Tierra Del Fuego, Argentina // *American Museum Novitates*. 2003. No. 3423. P. 1–18.

394. *Coakley B.J., Watts A.B.* Tectonic controls on the development of unconformities: the North Slope, Alaska // *Tectonics*. 1991 Vol. 10. No. 1. P. 101–130.

395. *Coimbra R., Azerêdo A.C., Cabral M.C., Immenhauser A.* Palaeoenvironmental analysis of mid-Cretaceous coastal lagoonal deposits (Lusitanian Basin, W Portugal) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2016. Vol. 446. P. 308–325.

396. *Coleman J.M., Gagliano S M., Smith W.G.* Sedimentation in a Malaysian high tide tropical delta / In: Morgan J.P. (ed.) // *Deltaic sedimentation: modern and ancient*. SEPM Spec. Pub. 1970. Vol. 15. 312 p.

397. *Colombié C., Carcel D., Lécuyer C., Ruffel A., Schnyder J.* Temperature and cyclone frequency in Kimmeridgian Greenhouse period (late Jurassic) // *Global and Planetary Change*. 2018. Vol. 170. P. 126–145.

398. *Craddock W.H., Drake R.M., Mars J.C., Merrill M.D., Warwick P.D., Blondes, M.S., Gosai M.A., Freeman P.A., Cahan, S.M., De Vera C.A., Lohr C.D.* Geologic framework for the national assessment of carbon dioxide storage resources—Powder River Basin, Wyoming, Montana, South Dakota, and Nebraska / Warwick P.D., Corum M.D. (eds.) *Geologic framework for the national assessment of carbon dioxide storage resources*. Virginia: U.S. Geological Survey Open-File Report 2012–1024–B, 2012. 30 p.

399. *Craggs H.J.* Late Cretaceous climate signal of the Northern Pekulney Range Flora of northeastern Russia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2005. Vol. 217. P. 25–46.

400. *Crampton-Flood E.D., Peterse F., Munsterman D., Sinninghe Damste J.S.* Using tetraether lipids archived in North Sea Basin sediments to extract North Western European Pliocene continental air temperatures // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2018. Vol. 490. P. 193–205.

401. *Critelli S., Martín-Martín M., Capobianco W., Perri F.* Sedimentary history and palaeogeography of the Cenozoic clastic wedges of the Malaguide Complex, Internal Betic Cordillera, southern Spain // *Marine and Petroleum Geology*. 2021. Vol. 124. P. e104775.

402. *Davies M.A., Schröder-Adams C.J., Herrle J.O., Hülse P., Schneider S., Quesnel A., Harwood D.M.* Integrated biostratigraphy and carbon isotope stratigraphy for the Upper Cretaceous Kanguk Formation of the High Arctic Sverdrup Basin, Canada // *Geological Society of America Bulletin*. 2018. <https://doi.org/10.1130/B31858.1>

403. *de Romero L. M., Truskowski I.M., Bralower T.J., Bergen J., Odreman O., Zachos J., Galea-Alvarez F.* An integrated calcareous microfossil biostratigraphic and carbon-isotope stratigraphic framework for the La Luna Formation, Western Venezuela // *Palaios*. 2003. V. 18. P. 349–366.

404. *de Souza Carvalho I., Proença Cunha P., Silvério M.D.* Figueiredo Dinoturbation in Upper Jurassic siliciclastic levels at Cabo Mondego (Lusitanian Basin, Portugal): evidences in a fluvial-dominated deltaic succession, *Palaeoworld* 2021 P. ej.palwor.2021.09.001.

405. *Dennis K.J., Cochran J.K., Landman N.H., Schrag D.P.* The climate of the Late Cretaceous: New insights from the application of the carbonate clumped isotope thermometer to Western Interior Seaway macrofossil // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. Vol. 362. P. 51–65.

406. *Detterman R.L., Reiser H.N., Brosge W.P., Dutro J.T.* Post-Carboniferous stratigraphy, Northeastern Alaska. Geological Survey Professional Paper, 886. Washigton: US Government printing office. 1975. 46 p.

407. *Dhondt A.V.* Late Cretaceous bivalves from the A 10 exposures in Northern Aquitaine // *Cretaceous Research*. 1985. Vol. 6. No. 1–2. P. 33–74.

408. *Díaz-Medina G., Hyžný M., Klompmaker A.A.* A lithostratigraphic and palaeoenvironmental framework for the late Miocene El Caracolar section (Granada Basin, Betic Cordillera, Spain) and description of decapod crustaceans // *Geobios*. 2017. Vol. 50. No. 3. P. 173–195.

409. *Diéguez C., Hernández J.M., Pujalte V.* A fern-bennettitalean floral assemblage in Tithonian-Berriasian travertine deposits (Aguilar Formation, Burgos-Palencia, N Spain) and its palaeoclimatic and vegetational implications // *Journal of Iberian Geology*. 2009. Vol. 35. No. 2. P. 127–140.

410. *Diéguez C., Peyrot D., Barrón E.* Floristic and vegetational changes in the Iberian Peninsula during Jurassic and Cretaceous // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2010. Vol. 162. No. 3. P. 325–340.

411. *Dinare's-Turell J., Baceta J. I., Pujalte V., Orue-Etxebarria X., Bernaola G., Lorito S.* Untangling the Palaeocene climatic rhythm: an astronomically calibrated Early Palaeocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at Zumaia (Basque basin, northern Spain) // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. Vol. 216. P. 483–500.

412. *Dinis P.A., Dinis J.L., Mendes M.M., Rey J., Pais J.* Geochemistry and mineralogy of the Lower Cretaceous of the Lusitanian Basin (western Portugal): Deciphering palaeoclimates from weathering indices and integrated vegetational data // *Comptes Rendus Geoscience*. 2016. Vol. 348. No. 2. P. 139–149.

- 413.** *Ditchfield P.W.* High northern palaeolatitude Jurassic-Cretaceous palaeotemperature variation: new data from Kong Karls Land, Svalbard // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1997. Vol. 130. P. 163–175.
- 414.** *Dixon J., Dietrich J.R., Snowdon L.R., Morrell G.R., McNeil D.H.* Geology and petroleum potential of Upper Cretaceous and Tertiary strata, Beaufort-Mackenzie area, Northwest Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 1992. Vol. 76. P. 927–947.
- 415.** *Donn W.L.* Paleoclimate and polar wander // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1989. Vol. 71 P. 225–236.
- 416.** *Donnadieu Y., Pierrehumbert R., Jacob R., Fluteau F.* Modelling the primary control of paleogeography on Cretaceous climate // *Earth and Planetary Science Letters* 2006. Vol. 248. P. 426–437.
- 417.** *Ellwood B.B., Tomkin J.H., Ratcliffe K.T., Wright M., Kafafy A.* High-resolution magnetic susceptibility and geochemistry for the Cenomanian/Turonian boundary GSSP with correlation to time equivalent core // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008. Vol. 261. P. 105–126.
- 418.** *Elorza J., Garcia-Garmilla F.* Paleoenvironmental implications and diagenesis of inoceramid shells (*Bivalvia*) in the Mid-Maastrichtian beds of the Sopelana, Zumaya and Bidart (coast of the bay of Biscay, Basque country) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1998. Vol. 141. P. 303–328
- 419.** *Elorza J., Gómez-Alda, J., & Jiménez Berrocoso Á.* Syndepositional processes in the pigmentation of oceanic red beds: Evidence from the Basque–Cantabrian Basin (northern Spain) // *Geological Magazine*. 2021. Vol. 158. No.9. P.1683–1703.
- 420.** *Elvevold S., Dallmann W., Blomeier D.* Geology of Spitzbergen. Grafisk Nord AS. 2007. 38 p.
- 421.** *Embry A.F.* The Heiberg Group, western Sverdrup Basin, Arctic Islands. Geological Survey of Canada. Paper 83-1B. 1983. P. 381–389.
- 422.** *Erbacher J., Mutterlose J., Wilmsen M., Wonik T.* The Wunstorf Drilling Project: Coring a Global Stratigraphic Reference Section of the Oceanic Anoxic Event 2 // *Scientific Drilling*, 2007. No. 4. PP. 19–21.
- 423.** *Erdei B., Hably L., Kázmér M., Utescher T., Bruch A.A.* Neogene flora and vegetation development of the Pannonian domain in relation to palaeoclimate and palaeogeography // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. Vol. 253, No. 1–2. P. 115–140.
- 424.** *Erlich R., Nederbragt A., Lorente M.* Palaeoecology, palaeogeography and depositional environments of Upper Cretaceous rocks of western Venezuela // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1999. Vol. 153. P. 203–238.

- 425.** *Escavy J.I., Herrero M.J., Arribas M.E.* Gypsum resources of Spain: Temporal and spatial distribution // *Ore Geology Reviews*. 2012. Vol. 49. P. 72–84.
- 426.** *Eittreim S., Grantz A.* CDP seismic sections of the western Beaufort continental margin // *Tectonophysics*. 1979. Vol. 59. P. 251–262.
- 427.** *Fan K., Aic X., Yaoc L., Huang J., Xua Y., Lud X., Ding Y, Zang R.* Do climate and human disturbance determine the sizes of endangered *Metasequoia glyptostroboides* trees in their native range? // *Global Ecology and Conservation*. 2020. Vol. 21. eP 00850.
- 428.** *Fang J., Wu H., Q. Fang, M. Shi, Zhang Sh., Yang T., Li H., Cao L.* Cyclostratigraphy of the global stratotype section and point (GSSP) of the basal Guzhangian Stage of the Cambrian period // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2020. Vol. 540. e109530.
- 429.** *Fang Q., Wu H., Wang X., Yang T., Li H., Zhang Sh.* Astronomical cycles in the Serpukhovian-Moscovian (Carboniferous) marine sequence, South China and their implications for geochronology and icehouse dynamics // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018. Vol. 156. P. 302–315.
- 430.** *Fernandez M., Martin J., Casadi. S.* Mosasaurs (Reptilia) from the late Maastrichtian (Late Cretaceous) of northern Patagonia (Rio Negro, Argentina) // *Journal of South American Earth Sciences*. 2008. Vol. 25. P. 176–186.
- 431.** *Fiorillo A.* Theropod teeth from the Prince Creek Formation (Cretaceous) of northern Alaska, with speculations on Arctic Dinosaur paleoecology // *Journal of Vertebrate Paleontology*. 2009. Vol. 20. P. 675–682.
- 432.** *Fisher A.G., Ripepe M.* Stratigraphic rhythms synthesized from orbital variations // *Kansas Geological Survey Bulletin*. 1991. Vol 233. P.10
- 433.** *Flaig P.P., Mc Carthy P.J., Fiorillo A.R.* From River to Rock Record: The Preservation of Fluvial Sediments and their Subsequent Interpretation". *SEPM Special Publication*. 2011.Vol. 97. P.233–264.
- 434.** *Flaig, P.P., Fiorillo, A.R., McCarthy P.J.* Dinosaur-bearing hyperconcentrated flows of Cretaceous Arctic Alaska—Recurring catastrophic event beds on a distal paleopolar coastal plain // *Palaaios*. 2014. Vol. 29 No.11. P. 594–611.
- 435.** *Floegel S., Hay W.W., DeConto R.M., Balukhovskiy A.N.* Formation of sedimentary bedding couplets in the Western Interior Seaway of North America—implications from climate system modeling//*Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2005 Vol. 218. P. 125–143.
- 436.** *Floegel S., Wagner T.* Insolation-control on the Late Cretaceous hydrological cycle and tropical African climate—global climate modelling linked to marine climate records// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006.Vol. 235 PP. 288–304.

437. *Fornaciari E., Giusberti L., Luciani V.* An expanded Cretaceous–Tertiary transition in a pelagic setting of the Southern Alps (central-western Tethys) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. Vol. 255. P. 98–131.

438. *Forster A., Kuypers M.M.M., Turgeon S.C., Brumsack H., Petrizzo M., Damsté J.* The Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event in the South Atlantic: New insights from a geochemical study of DSDP Site 530A // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008. Vol. 267. P. 256–283.

439. *Fot'yanova L.I., Serova M.Ya.* Comparison of paleoclimatic data based on plant and foraminiferal evidence from the cenozoic of northeast Asia (Koryak Hills, Kamchatka) // Boulter M.C., Fisher H. (eds). *Cenozoic Plants and Climates of the Arctic NATO ASI Series*. 1994. Vol. 127. P. 107–114.

440. *Fyles J.G., Hills J.V., Matthews Jr. R., Barendregt R., Baker J., Jette H.* Ballast Brook and Beaufort Formations (late Tertiary) on Northern Banks Island, Arctic Canada // *Quaternary International*. 1994. Vol. 22–23. P. 141–171.

441. *Gabdullin R.R., Guzhikov A.Ju., Bogachkin A.B., Bondarenko N.A., Lubimova T.V., Widrik A.B.* Periodities below and above the K/T boundary // *Bull. de L'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre*. 1999. Vol. 69-Supp. A. P. 87–101 Scopus **(0,8 авторских листа, 0,9 п.л., вклад автора 25%, импакт-фактор Scopus – 0,294)**.

442. *Gale A.S., Hancock J.M., Kennedy W.J.* Biostratigraphical and sequence correlation of the Cenomanian successions in Mangyshlak (W. Kazakhstan) and Crimea (Ukraine) with those in Southern England // *Bulletin de L'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre*. 1999. Vol. 69. No. Supp. A. P. 67–86.

443. *Gale A.S., Kennedy W.J., Voigt S., Walaszczyk I.* Stratigraphy of the Upper Cenomanian–Lower Turonian Chalk succession at Eastbourne, Sussex, UK: ammonites, inoceramid bivalves and stable carbon isotopes // *Cretaceous Research*. 2005. Vol. 26. P. 460–487.

444. *Galloway J.M., Sweet A.R., Swindles G. T., Dewing K., Hadlari T., Embry A. F., Sanei H.* Middle Jurassic to Lower Cretaceous paleoclimate of Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago inferred from the palynostratigraphy // *Marine and Petroleum Geology*. 2013. Vol. 44. P. 240–255.

445. *García A., Segura M., J.F. García-Hidalgo.* Sequences, cycles and hiatuses in the Upper Albian–Cenomanian of the Iberian Ranges (Spain): a cyclostratigraphic approach // *Sedimentary Geology*. 1996. Vol. 103. Iss. 3–4. P. 175–200.

446. *García-Alix A.* A multiproxy approach for the reconstruction of ancient continental environments. The case of the Mio–Pliocene deposits of the Granada Basin (southern Iberian Peninsula) // *Global and Planetary Change*. 2015. Vol. 131. P. 1–10.

- 447.** *García-Alix A., Delgado Huertas A., Martín Suárez E., Freudenthal M.* Environmental conditions vs. landscape. Assessment of the factors that influence small mammal fauna distribution in Southern Iberia during the latest Messinian by mean of stable isotopes // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013. Vol. 386. P. 492–500.
- 448.** *García-Hernández M., López-Garrido A. C., Rivas P., C. Sanz de Galdeano, Vera J. A.* Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera // *Geologie en Mijnbouw*. 1980. Vol. 59. No. 2. P. 155–168.
- 449.** *Gattolin G., Breda A., Preto N.* Demise of Late Triassic carbonate platforms triggered the onset of a tide-dominated depositional system in the Dolomites, Northern Italy // *Sedimentary Geology*. 2013. Vol. 297. P. 38–49.
- 450.** *Genedi A.* Formation of the Upper Cretaceous cherts in northeastern Sinai, Egypt // *J. of Afric. Earth Sci.* 1998. Vol. 26. No. 2. PP. 297–311.
- 451.** *Geological map of Spitsbergen (Svalbard) and surrounding shelf. Pre-quaternary deposits. Scale: 1 : 1000000. Sheet: U-32-36; T-32-36 (Svalbard).* MNR of RF, PMGRE, 2000.
- 452.** *Giusberti L., Coccioni R., Sprovieri M., Tateo F.* Perturbation at the sea floor during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum: Evidence from benthic foraminifera at Contessa Road, Italy. *Marine Micropaleontology*. 2009. Vol. 70. No. 3–4. P. 102–119.
- 453.** *Godefroit P., Golovneva L., Shchepetov S., Garcia G., Alekseev P.* The last polar dinosaurs: high diversity of latest Cretaceous arctic dinosaurs in Russia // *Naturwissenschaften*. 2009. Vol. 96. P. 495–501.
- 454.** *Goedert J., Amiot R., Arnaud-Godet F., Gilles Cuny, Fourel F., Hernandez J.-A., Pedreira-Segade U., Lécuyer C.* Miocene (Burdigalian) seawater and air temperatures estimated from the geochemistry of fossil remains from the Aquitaine Basin, France // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2017. Vol. 481. P. 14–28.
- 455.** *Goin F.J., Pascual R., Gonzalez P., Ardolino A., Puerta P.* A highly derived docodont from the Patagonian Late Cretaceous: evolutionary implications for Gondwanan mammals // *Geodiversitas*. 2000. Vol. 22. No. 3. P. 395–414.
- 456.** *Golovneva L.B.* Early Paleogene floras of Spitsbergen and north Atlantic floristic exchange // *Acta Universitatis Carolinae–Geologica*. 2000. Vol. 44, N 1. P. 39–50.
- 457.** *Gomes J.M.P., Rios-Netto A.M., Borghi L., Carvalho I. de S., Mendonça Filho J.G., Sabaraense L.D., Araújo B.C.* Cyclostratigraphic analysis of the early Cretaceous laminated limestones of the Araripe Basin, NE Brazil: Estimating sedimentary depositional rates // *Journal of South American Earth Sciences*. 2021. Vol. 112. P. 1. P. e103563.

458. *Gómez J.J., Comas-Rengifo M.J., Goy A.* Palaeoclimatic oscillations in the Pliensbachian (Early Jurassic) of the Asturian Basin (Northern Spain) // *Climate of the Past*. 2016. Vol. 12. P. 1199–1214.

459. *Gómez J.J., Goy A.* Warming-driven mass extinction in the Early Toarcian (Early Jurassic) of northern and central Spain. Correlation with other time-equivalent European sections // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2011. Vol. 306. No. 3–4. P. 176–195.

460. *Gómez J.J., Goy A., Canales M.L.* Seawater temperature and carbon isotope variations in belemnites linked to mass extinction during the Toarcian (Early Jurassic) in Central and Northern Spain. Comparison with other European sections // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008. Vol. 258. No. 1–2. P. 28–58.

461. *Gong Zh.* Cyclostratigraphy of the Cryogenian Fiq Formation, Oman and its implications for the age of the Marinoan glaciation // *Global and Planetary Change*. 2021. Vol. 204. e103584.

462. *Gong Zh., Kodama K.P., Li Y.-X.* Paleomagnetism and rock magnetic cyclostratigraphy of the Ediacaran Doushantuo Formation, South China: Constraints on the remagnetization mechanism and the encoding process of Milankovitch cycles // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2019. Vol. 528. P. 232–246.

463. *Goto K., Tada R., Tajika E., Iturralde-Vinent M., Matsui T., Yamamoto S., Nakano S.Y., Oji T., Kivokawa S., Delgado D.G., Otero C.D., Consuegra R. R.* Lateral lithological and compositional variations of the Cretaceous/Tertiary deep-sea tsunami deposits in northwestern Cuba // *Cretaceous Research*. 2008. Vol. 29. P. 217–236.

464. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G.* Geologic Time Scale. eBook ISBN: 9780128243619.

465. *Grant E.M.* Guide to fishes. Reprinted edition. The Department of Harbours and Marine. Brisbane: Platypus Graphics, 1986. 896 p.

466. *Grosheny D., Beaudoin B., Morel L., Desmares D.* High-resolution biostratigraphy and chemostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary event in the Vocontian Basin, southeast France // *Cretaceous Research*. 2006. Vol. 27. P. 629–640.

467. *Greenwood D.R., Wing S.L.* Eocene continental climates and latitudinal temperature gradients // *Geology*. 1995. Vol. 23. No. 11. P. 1044–1048.

468. *Grundvåg S.-A., Olaussen S.* Sedimentology of the Lower Cretaceous at Kikutodden and Keilhaufjellet, southern Spitsbergen: implications for an onshore–offshore link // *Polar Research*. 2017. Vol. 36. No. 1. eP 1302124.

- 469.** *Gudmundsson M.T., Thordarson T., Höskuldsson Á., Larsen G., Björnsson H., Prata F.J., Oddsson B., Magnússon E., Högnadóttir T., Petersen G.N., Hayward C.L., Stevenson J. A., Jónsdóttir I.* Ash generation and distribution from the April-May 2010 eruption of Eyjafjallajökull, Iceland // *Sci. Rep.* 2012. Vol. 2. No. 572. P. 1–12.
- 470.** *Guo Y., Wang M., Gao C., Fu F.-F., El-Kassaby Y. A., Wang T., Wang G.* Spatial prediction and delineation of Ginkgo biloba production areas under current and future climatic conditions // *Industrial Crops and Products.* 2021. Vol. 166. P. e113444.
- 471.** *Hadjioannou L., Jimenez C., Rottier C., Sfenthourakis S., Ferrier-Pagès C.* Response of the temperate scleractinian coral *Cladocora caespitosa* to high temperature and long-term nutrient enrichment // *Scientific Reports.* 2019. Vol. 9. P. e14229.
- 472.** *Hadlari T., Midwinter D., Galloway J. M., Dewing K., Durbano A.M.* Mesozoic rift to post-rift tectonostratigraphy of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic // *Marine and Petroleum Geology.* 2016. Vol. 76. P. 148–158.
- 473.** *Hamilton T.D.* Surficial geologic map of the Noatak National Preserve, Alaska. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map, scale 1:250 000. 2010. 1 sheet. 21 p.
- 474.** *Han Z., Hu X., Li J., Garzant E.* Jurassic carbonate microfacies and relative sea-level changes in the Tethys Himalaya (southern Tibet) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2016. Vol. 456 P. 1–20.
- 475.** *Hancock J.M.* Ammonite scales for the Cretaceous system // *Cretaceous Research.* 1991. Vol. 12. No. 3. P. 259–291.
- 476.** *Hardenbol J., Caron M., Amédéo F., Dupuis C., Robaszynski F.* The Cenomanian-Turonian boundary in central Tunisia in the context of a sequence-stratigraphic interpretation // *Cretaceous Research.* 1993. Vol. 14. P. 449–454.
- 477.** *Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., Graciansky P., Vail P.* Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins // *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* // *SEPM Spec. Publ.* 1998. Vol. 60. Ch 1.
- 478.** *Hardenbol J., Thierry J., Farley M. B., Jacquin T., Graciansky P.-Ch. & Vail P.T.* Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins // Там же. 1998. Vol. 60. Ch. 5.
- 479.** *Hart M.B., Callapez P.M., Fisher J.K., Monteiro J., Callapez P., Watkinson M.* Micropalaeontology and Stratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary in the Lusitanian Basin, Portugal // *Journal of Iberian Geology,* 2005. Vol. 31. No. 2. P. 311–326.
- 480.** *Haq B., Hardenbol J., Vail P.* Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic // *Science.* 1987. Vol. 235. P. 1156–1167.

- 481.** *Heckel P.H., Clayton G.* The Carboniferous system. Use of the new official names for the subsystems, series, and stages // *Geol. Acta*. 2006. Vol. 4. P. 403–407.
- 482.** *Heimhofer U., Hochuli P., Burla S., Oberli F., Adatte T., Dinis J., Weissert H.* Climate and vegetation history of western Portugal inferred from Albian near-shore deposits (Galé Formation, Lusitanian Basin) // *Geological Magazine*. 2012. Vol. 149. No.6. P. 1046–1064.
- 483.** *Henriksen N., Higgins A.K., Kalsbeek F.T., Pulvertaft C.R.* Greenland from Archaean to Quaternary Descriptive text to the 1995 Geological map of Greenland, 1:2 500 000. 2-nd edition. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin. 2009. 18 p.
- 484.** *Herbert T.D., Lawrence K.T., Tzanova A., Cleaveland-Peterson L., Caballero-Gill R., Kelly C.S.* Late Miocene global cooling and the rise of modern ecosystems // *Nature Geoscience*. 2016. Vol. 9. P. 843–847.
- 485.** *Herkat M.* Application of correspondence analysis to palaeobathymetric reconstruction of Cenomanian and Turonian (Cretaceous) rocks of Eastern Algeria // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. Vol. 254. P. 583–605.
- 486.** *Herrle J.O., Schröder-Adams C.J., Davis W., Pugh A.T., Galloway J., Fath J.* Mid-Cretaceous High Arctic stratigraphy, climate, and Oceanic Anoxic Events // *Geology*. 2015. Vol. 43. No. 5. P. 403–406.
- 487.** *Herman A., Kvaček J.* Campanian Grünbach Flora of Lower Austria: preliminary floristics and palaeoclimatology // *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien. Serie A. Für Mineralogie und Petrographie, Geologie Und Paläontologie, Anthropologie und Prähistorie*. 2001. Vol. 103. P. 1–21.
- 488.** *Herman A., Kvaček J.* Early Campanian Grünbach flora of Austria: Systematic composition and palaeoclimatic interpretations // *Acta Palaeobotanica*. 2007. Vol. 47. P. 37–55.
- 489.** *Herman A.B., Spicer R.A.* Mid-Cretaceous floras and climate of the Russian high Arctic (Novosibirsk Islands, Northern Yakutiya) // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 2010. Vol. 295. P. 409–422.
- 490.** *Hewaidy A.-G. A., Morsi A.-M. M., Samir A.* Maastrichtian-Paleocene Ostracoda from Teneida section, Dakhla Oasis, Western Desert, Egypt: Systematics, biostratigraphy, paleobathymetry and paleobiogeography // *Journal of African Earth Sciences*. 2021. Vol. 174. P. e104072.
- 491.** *Hills L.V., Klován J.E., Sweet A.R.* *Juglans eocinerea* n. sp., Beaufort Formation (Tertiary), southwestern Banks Island, Arctic Canada // *Canadian Journal of Botany*. 1974. Vol. 52. P. 65–90.

- 492.** *Hills L.V., Matthews J.V.* A preliminary list of fossil plants from the Beaufort Formation, Meighen Island, District of Franklin, Geological Survey of Canada. 1974. Paper 74-1B . P. 224–226.
- 493.** *Hinnov L.A.* Chapter one – cyclostratigraphy and astrochronology in 2018 / Montenari M. (Ed.). *Stratigraphy & Timescales*. 2018. Vol. 3. P. 1–80.
- 494.** *Holz M.* Mesozoic Paleogeography and Paleoclimates—A Discussion of the Diverse Greenhouse and Hothouse Conditions of an Alien World // *Journal of South American Earth Sciences*. 2015. Vol. 61. P. 91–107.
- 495.** *Horikx M., Huck S., Adatte T., Heimhofer U.* Vegetation dynamics, angiosperm radiation and climatic changes in the Lusitanian Basin (Portugal) during Albian times // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2017. Vol 465. P. 30–41.
- 496.** *Houben A.J.P., van Mourik C.A., Montanari A., Coccioni R., Brinkhuis H.* The Eocene–Oligocene transition: Changes in sea level, temperature or both? // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2012. Vol. 335–336. P. 75–83.
- 497.** *Huang C., Ogg J.G., Kemp D.B.* Cyclostratigraphy and astrochronology: Case studies from China // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2020. Vol. 560. e110017.
- 498.** *Hurum J., Milàn J., Hammer O., Midtkandal I., Amundsen H. E. F., Saether B.* Tracking polar dinosaurs – new finds from the Lower Cretaceous of Svalbard // *Journal of Geology*. 2006. Vol. 86. P. 397–402.
- 499.** *Ilyin A.V.* Mid-Cretaceous phosphate platforms of the Russian Craton // *Sedimentary Geology* 1997. Vol. 113 (1–2). P. 125–135.
- 500.** *Imam M.M.* Biostratigraphy of the Upper Cretaceous-Lower Eocene succession in the Bani Walid area, northwest Libya // *J. of Afric. Earth Sci.* 2001. Vol. 33. No. 1. PP. 69–89.
- 501.** *Indu G.K., James S., Chandran S.R., Aneeshkumar V., Keerthy S., Oommen T., Sajinkumar K.S.* Deriving a denudation index for terrestrial meteorite impact craters using drainages as proxies // *Geomorphology*. 2022. Vol. 397. P. e108007.
- 502.** *Inglis G. N., Bragg F., Burls, N. J., Cramwinckel M. J., Evans D., Foster G. L., Huber M., Lunt D. J., Siler N., Steinig S., Tierney J. E., Wilkinson R., Anagnostou E., de Boer A. M. Dunkley Jones T., Edgar K. M., Hollis C. J., Hutchinson D. K., Pancost, R.D.* Global mean surface temperature and climate sensitivity of the early Eocene Climatic Optimum (EECO), Paleocene–Eocene Thermal Maximum (PETM), and latest Paleocene // *Climate of the Past*. 2020. Vol. 16, P. 1953–1968.
- 503.** *Iqbal Sh., Wagreich M., U J. I., Kuerschner W. M., Gier S., Bibi M.* Hot-house climate during the Triassic/Jurassic transition: The evidence of climate change from the southern hemisphere (Salt Range, Pakistan) // *Global and Planetary Change*. 2019. Vol. 172. P. 15–32

- 504.** *Itterbeeck J.V., Sprong J., Dupuis C., Speijer R.P., Steurbaut E.* Danian/Selandian boundary stratigraphy, paleoenvironment and Ostracoda from Sidi Nasseur, Tunisia // *Marine Micropaleontology* 2007. Vol. 62. No. 4. P. 211–234.
- 505.** *Ivanov D., Utescher T., Mosbrugger V., Syabryaj S., Djordjević-Milutinović D., Molchanoff S.* Miocene vegetation and climate dynamics in Eastern and Central Paratethys (Southeastern Europe) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2011. Vol. 304/3–4. P. 262–275.
- 506.** *Jackson G.D., Davidson A.* Bylot Island Map-area, District of Franklin; Geological Survey of Canada. 1975. Paper 74-29, 12 p.
- 507.** *Jackson G.D., Ianelli T.R., Narbonne G.M., Wallace P.J.* Upper Proterozoic sedimentary and volcanic rocks of northwestern Baffin Island // Geological Survey of Canada. 1978. Paper 78-14, 15 p.
- 508.** *Jaff B.N.R., Lawa F.A.* Palaeoenvironmental signature of the Late Campanian-Early Maastrichtian benthonic foraminiferal assemblages of Kurdistan, Northeast Iraq // *Journal of African Earth Sciences*. 2019. Vol. 151. P. 255–273.
- 509.** *James S., Chandran S.R., Santosh M., Pradeepkumar A.P., Praveen M.N., Sajinkumar K.S.* Meteorite impact craters as hotspots for mineral resources and energy fuels: A global review // *Energy Geoscience*. 2022. Vol. 3, No. 2. P. 136–146.
- 510.** *Jenkyns H. C., Forster A., Schouten S., Sinninghe Damste' J. S.* High temperatures in the Late Cretaceous Arctic Ocean // *Nature*. 2004. Vol. 432. P. 888–892.
- 511.** *Jiménez-Moreno G., Pérez-Asensio J.N., Larrasoaña J. C., Sierro F.J., García-Castellanos D., Salazar A., Salvany J.M., Ledesma S., Mata M.P., Mediavilla C.* Early Pliocene climatic optimum, cooling and early glaciation deduced by terrestrial and marine environmental changes in SW Spain // *Global and Planetary Change*. 2019. Vol. 180. P. 89–99.
- 512.** *Joachimski M.M., Lai X., Shen Sh., Jiang H., Luo G., Chen B., Chen J., Sun Y.* Climate warming in the latest Permian and the Permian–Triassic mass extinction // *Geology*. 2012. Vol. 40. P. 195–198.
- 513.** *Jones R.T.* Manual of the Natural History, Geology, and Physics of Greenland and the Neighbouring Regions Cambridge: Cambridge University Press, 1875. 900 p.
- 514.** *Kabanov P.* Serpukhovian stage stratotype in Zaborje quarry (Moscow region). P. 2. Subaerial exposure profiles and cyclicity // *Stratigr. Geol. Correl.* 2004. Vol. 12. N. 3. P. 253–261.
- 515.** *Kabanov P.B., Alekseev A.O., Zaitsev T.* The upper Viséan–Serpukhovian in the type area for the Serpukhovian Stage (Moscow Basin, Russia). P.2. Bulk geochemistry and magnetic susceptibility // *Geol. J.* 2014 (wileyonlinelibrary.com. DOI: 10.1002/ *gj*.2623).

516. *Kabanov P.B., Alekseeva T.V., Alekseev A.O.* Serpukhovian stage of the Carboniferous in its type area: facies, geochemistry, mineralogy, and section correlation // *Stratigr. Geol. Correl.* 2012. Vol. 19. No. 1. P. 1–30.

517. *Kabanov P.B., Gibshman N.B., Barskov I.S., Alekseev A.S., Goreva N.V.* Zaborie section. Lectostratotype of Serpukhovian stage // *Type and reference Carboniferous sections in the South Part of the Moscow Basin. Field Trip Guidebook of Intern. I.U.S.C. Field Meeting, Aug. 11–12 Moscow. M., 2009. P. 45–64.*

518. *Kabanov P.B., Alekseev A.S., **Gabdullin R.R.**, Gibshman N.B., Bershov A., Naumov S., Samarin E.* Progress in sequence stratigraphy of Upper Viséan and Lower Serpukhovian of Southern Moscow Basin, Russia // *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy.* 2013. Vol. 30. P. 55–65 Scopus **(0,6 авторского листа, 0,75 п.л., вклад автора – 15%, импакт-фактор Scopus – 2,86).**

519. *Kabanov P.B., Alekseev A.S., Gibshman N.B., **Gabdullin R.R.**, Bershov A.V.* The upper Viséan–Serpukhovian in the type area for the Serpukhovian Stage (Moscow Basin, Russia): Part 1. Sequences, disconformities and biostratigraphic summary // *Geological Journal.* 2016. Vol. 51. No. 2. P. 163–194 WoS **(1,1 авторского листа, 3 п.л., вклад автора 10%, импакт-фактор WoS – 2,44).**

520. *Kassab A.S., Obaidalla N.A.* Integrated biostratigraphy and inter-regional correlation of the Cenomanian–Turonian deposits of Wadi Feiran, Sinai, Egypt // *Cretaceous Research.* 2001. Vol. 22. P. 1–11.

521. *Keller G., Abramovich S., Berner Z., Adatte T.* Biotic effects of the Chicxulub impact, K–T catastrophe and sea level change in Texas // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2009. Vol. 271. P. 52–68.

522. *Keller G., Adatte T., Tantawy A.A., Berner Z., Stinnesbeck W., Stueben D., Leanza H.A.* High stress late Maastrichtian to early Danian palaeoenvironment in the Neuquen Basin, Argentina // *Cretaceous Research.* 2007. Vol. 28. P. 939–960.

523. *Keller G., Stinnesbeck W., Adatte T., **Üben D.*** Multiple impacts across the Cretaceous–Tertiary boundary // *Earth-Science Reviews.* 2003. Vol. 62. P. 327–363.

524. *Kennedy W., Gale A.S.* Turonian ammonites from northwestern Aquitaine, France // *Cretaceous Research.* 2016. Vol. 58. P. 265–296.

525. *Kennedy W., Bilotte M.* Cenomanian ammonites from Santander (Cantabria) and Sopeira (Aragón, southcentral Pyrenees), northern Spain // *Treballs del Museu de Geologia Barcelona.* 2014. Vol. 20 P. 21–32.

526. *Kennedy W.J., Walaszczyk I., Cobban W.A.* The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, U.S.A. // *Episodes.* Vol. 28. No. 2. P. 93–103.

527. *Khuroo A.A., Weber E., Malik A.H., Reshi Z.A., Dar G.H.* Altitudinal distribution patterns of the native and alien woody flora in Kashmir Himalaya, India // *Environmental Research*. 2011. Vol. 111. No. 7. P. 967–977.

528. *Kondla D.M., Sanei H., Embry A.F., Ordakani O.H., Clarkson C.R.* Organic matter characterization for unconventional reservoir potential assessment of the Murray Harbour Formation in the Sverdrup Basin, Arctic Canada / *Geoconvention*. 2014 P. e90224.

529. *Kopaevich L., Vishnevskaya V.* Cenomanian–Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea–Caucasus area: palaeoceanography, palaeoclimate and sea level changes // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2016. Vol. 441. No. 3. P. 493–515.

530. *Kopaevich L.F., Beniamovsky V.N.* Foraminiferal distribution across Maastrichtian/Danian boundary of Mangyshlak peninsula (West Kazakhstan) // *Bulletin de L'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre*. 1999. Vol. 69. No. Supp. A. P. 129–145.

531. *Korchagin O. A.* On events of the Terminal Cenomanian in the eastern Central Asia // *Russian Journal Of Earth Sciences*. 2004. Vol. 6. No. 4. PP. 1–23.

532. *Koutsoukos E.A.M.* The K–T Boundary / *E.A.M. Koutsoukos (ed.). Applied Stratigraphy*. Amsterdam : Springer. 2005. P. 147–161.

533. *Kumar N., Helwig J., Dinkelman M.G.* Preliminary Evaluation of a Potential Major Petroleum Province from BeaufortSPAN™ Seismic Data: Canadian Arctic Passive Margin, Banks Island Segment // *CSEG Recorder*. 2009. No. 5. P. 25–32.

534. *Kuss J.* Facies Development of Upper Cretaceous - Lower Tertiary Sediments from the Monastery of St. Anthony/Eastern Desert, Egypt // *Facies*. 1986. Vol. 15. PP. 177–194.

535. *Lamolda M.A., Mao Sh.* The Cenomanian–Turonian boundary event and dinocyst record at Ganuza (northern Spain) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1999. Vol. 150. P. 65–82

536. *Lanci L., Galeotti S., Ratcliffe K., Tohver E., Wilson A., Flint S.* Astronomically forced cycles in Middle Permian fluvial sediments from Karoo Basin (South Africa) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2022. Vol. 596. e110973.

537. *Lane L.S.* Tectonic evolution of the Canadian Beaufort Sea-Mackenzie delta region: a brief review // *Recorder*. 2002. Vol. 27. No. 2. P. 49–56.

538. *Lartaud F., Langlet D., Rafelis M., Emmanuel L., Renard M.* Mise en évidence de rythmicité saisonnière dans la coquille des huîtres fossiles *Crassostrea aginensis* Tournouer, 1914 (Aquitaniens) et *Ostrea bellovacina* Lamarck, 1806 (Thanétien). Approche par cathodoluminescence et par sclérochronologie // *Geobios*. 2006. Vol. 39. No. 6. P. 845–852.

539. *Lauridsen B.W., Surlyk F.* Benthic faunal response to late Maastrichtian chalk–marl cyclicity at Rordal, Denmark // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008 Vol. 269. P. 38–53.

540. *Lavrushin Ya. A., Alekseev M.N.* The Arctic regions / In: Velichko A.A., Nechaev V.P. (ed.) // *Cenozoic and environmental changes in Russia. Special paper 382. Geological Society of America*. 2005. P. 13–31.

541. *Leith, T.L., Weiss, H.M., Mørk, A., Århus, N., Elvebakk, G., Embry, A.F., Brooks, P.W., Stewart, K.R., Pchelina, T.M., Bro, E.G., Verba, M.L., Danyushevskaya A., Borisov, A.V.* Mesozoic hydrocarbon source-rocks of the Arctic region. In Vorren, T.O. et al. (ed.): *Arctic Geology and Petroleum Potential, Norwegian Petroleum Society (NPF) Special Publication, Elsevier, Amsterdam*. 1993. Vol. 2 P. 1–25.

542. *Le Page B., Basinger J.* Early Tertiary *Larix* from the Buchanan Lake Formation, Canadian Arctic, and a consideration of the phytogeography of the genus. *Geological Survey of Canada, Bulletin*. 1991. Vol. 403. P. 67–82.

543. *Le Page B.A.* Earliest Occurrence of *Taiwania* (Cupressaceae) from the Early Cretaceous of Alaska: Evolution, Biogeography, and Paleoecology // *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*. 2009. Vol. 158. P. 58.

544. *Lettéron A., Fournier F., Hamon Y., Villier L., Margerel J.-P., Bouche A., Feist M., Joseph P.* Multi-proxy paleoenvironmental reconstruction of saline lake carbonates: Paleoclimatic and paleogeographic implications (Priabonian-Rupelian, Issirac Basin, SE France) // *Sedimentary Geology*. 2017. Vol. 358. P. 97–120.

545. *Li L., Keller G., Adatte T., Stinnesbeck W.* Late Cretaceous sea level changes in Tunisia: A multi-disciplinary approach. *Geol. Soc. Lond.* 2000. Vol. 157. P.447–458.

546. *Li W., Cui L., Zhang M., Wang Y., Zhang Y., Le Y., Zhao X.* Effect of mangrove restoration on crab burrow density in Luoyangjiang Estuary, China // *Forest Ecosystems*. 2015. Vol. 2. P. e21.

547. *Li X., Wang J., Rasbury T., Zhou M., Wei Z., Zhang C.* Early Jurassic climate and atmospheric CO₂ concentration in the Sichuan paleobasin, southwestern China // *Climate of the Past*. 2020. Vol. 16. P. 2055–2074.

548. *Liu X., Zhang Y., Han K., Batenburg S.J., Guo H., Ma Ch., Yao H., Fan H., Wu Q., Chen X.* Chemo- and cyclostratigraphic records of the Albian from the Tethyan Himalaya of southern Tibet, China // *Global and Planetary Change*. 2022. Vol. 218. e103955.

549. *López-Gómez J., Arche A., Marzo M., Durand M.* Stratigraphical and palaeogeographical significance of the continental sedimentary transition across the Permian–Triassic

boundary in Spain // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2005. Vol. 229. No. 1–2. P. 3–23.

550. *López-Horgue M., Bodego A.* Mesozoic and Cenozoic decapod crustaceans from the Basque-Cantabrian basin (Western Pyrenees): new occurrences and faunal turnovers in the context of basin evolution // *Bulletin de la Société géologique de France*. 2017. Vol. 188. No. 14. P. e2017180.

551. *Lopez-Mir B., Schneider S., Hulse P.* Fault activity and diapirism in the Mississippian to Late Cretaceous Sverdrup Basin: New insights into the tectonic evolution of the Canadian Arctic // *Journal of Geodynamics*. 2018. Vol. 118 P. 55–65.

552. *Louvel V., Galbrun B.* Magnetic polarity sequences from downhole measurements in ODP holes 998B and 1001A, leg 165, Caribbean Sea // *Marine Geophysical Researches*. 2000. Vol. 21. P. 561–577.

553. *Lucas S.G.* Marine reptiles and Mesozoic biochronology / In: Callaway J.M., Nicholls E.L. (eds.) // *Ancient Marine Reptiles*. San Diego, California: Academic Press, 1997. P. 423–434.

554. *Luening S., Kolonic S., Belhadj E.M., Belhadj Z., Cota L., Barić G., Wagner T.* Integrated depositional model for the Cenomanian–Turonian organic-rich strata in North Africa // *Earth-Science Reviews*. 2004. Vol. 64. P. 51–117.

555. *MacLeod S.E., Hills L.V.* Late Jurassic to Early Cretaceous (Tithonian to pre-Albian) plant macrofossils, northern Bowser Basin, British Columbia, Canada // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 1991. Vol. 70. No. 1–2. P. 9–45.

556. *Mahboubi A., Moussavi-Harami R., Mansouri-Daneshvar P., Nadjafi M., Brenner R.L.* Upper Maastrichtian depositional environments and sea-level history of the Kopet-Dagh Intracontinental Basin, Kalat Formation, NE Iran // *Facies*. 2006. Vol. 52. PP. 237–248.

557. *Mahler S., Shatilova I., Bruch A.A.* Neogene long-term trends in climate of the Colchic vegetation refuge in Western Georgia – Uplift versus global cooling // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2021. P. e104546.

558. *Makled W.A.* Applications of miospore quantitative stratigraphy and cyclostratigraphy in the Neocomian - Cenomanian sediments in the Western Desert, Egypt: A step in the way to biochronostratigraphy // *Marine and Petroleum Geology*. 2021. Vol. 124. e104815.

559. *Makovicky P. J., Apestegua S., Agnolin F. L.* The earliest dromaeosaurid theropod from South America // *Nature*. 2005. Vol 437. No. 13. P. 1007–1011.

560. *Mandic O., Harzhauser M., Spezzaferri S., Zuschin M.* The paleoenvironment of an early Middle Miocene Paratethys sequence in NE Austria with special emphasis on paleoecology of mollusks and foraminifera // *Geobios*. 2002. Vol. 35, Supp. 1. P. 193–206.

561. *Mansour A, Gentzis T, Wagreich M, Tahoun S.S., Elewa A.M.T.* Short-Term Sea Level Changes of the Upper Cretaceous Carbonates: Calibration between Palynomorphs Composition, Inorganic Geochemistry, and Stable Isotopes // *Minerals*. 2020. Vol. 10. No.12. P. e1099.

562. Mapa Geológico de la España y Portugal. Escala 1:1000000. 2015. Editores: Rodriguez Fernandez L.R., Oliveira J.T. / Instituto Geológico y Minero de España / Laboratorio Nacional de Energía y Geología de Portugal.

563. Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias. Escala 1:1000000. 1994. Bajo la dirección del Ilmo. Sr. D. Camilo Caride de Liñán. Supervisión: V. Gabaldón. Autores: M. Alvaro y otros. / Instituto Tecnológico Geominero de España / Con la colaboración del Instituto Geológico e Mineiro de Portugal.

564. Mapa Geológico. Palma de Mallorca-Cabrera. Escala 1:200000. Instituto Geológico y Minero de España, 1971.

565. *Marquillas R., Sabino I., Sial A. N., del Papa C., Ferreira V., Matthews S.* Carbon and oxygen isotopes of Maastrichtian–Danian shallow marine carbonates: Yacoraite Formation, northwestern Argentina // *Journal of South American Earth Sciences* 2007. Vol. 23. P. 304–320.

566. *Martens L., Stassen P., E. Steurbaut, Speijer R.P.* Geochemistry of Nummulites as a proxy for early Eocene paleotemperature evolution in the southern North Sea Basin // *Geologica Belgica*. 2019. Vol. 22. No 1–2. P. 93–94.

567. *Martens L., Stassen P., Speijer R., Steurbaut E.* Geochemistry of Nummulites as a proxy for early Eocene paleotemperature evolution in the southern North Sea Basin // *Geologica Belgica*. 2019. Vol. 22. P. 93–94.

568. *Martin J.M., Amiot R., Lecuyer C., Benton M.J.* Sea surface temperature contributes to marine crocodylomorph evolution // *Nature Communications*. 2014. Vol. 5. P. e4658.

569. *Martín-Martín M., Guerrera F., Tosquella J., Tramontana M.* Middle Eocene carbonate platforms of the westernmost Tethys // *Sedimentary Geology*. 2021. Vol. 415. P. e105861.

570. *Matamales-Andreu R., Peñalver E., Muijal E., Oms O., Scholze F., Juárez J., Galobart À., Fortuny J.* Early–Middle Triassic fluvial ecosystems of Mallorca (Balearic Islands): Biotic communities and environmental evolution in the equatorial western peri-Tethys // *Earth-Science Reviews*. 2021. Vol. 222. P. e103783.

571. *Matthias A., Fürsich F.T., Abdelhady A.A.* et al. Middle to Late Jurassic equatorial seawater temperatures and latitudinal temperature gradients based on stable isotopes of brachiopods and oysters from Gebel Maghara, Egypt // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 2017. V. 468, P. 301–313.

572. *McRoberts C.A., Krystyn L., Shea A.* Rhaetian (Late Triassic) *Monotis* (bivalvia: pectinoida) from the Eastern Northern Calcareous Alps (Austria) and the end-norian crisis in pelagic faunas // *Paleontology*. 2008. Vol. 51. No. 3 P. 721–735.
573. *Mendes M.M., Dinis J., Esteban L.G., de Palacios P., Fernández F.G., Pais J.* Early Cretaceous woods of Figueira da Foz Formation in western Portugal: Palaeoenvironmental, palaeoclimatic and palaeobiogeographic insights // *Cretaceous Research*. 2014. Vol. 51. P. 112–120.
574. *Midwinter D., Hadlari T., Davis, W.J., Dewing K., Arnott R.W.C.* Dual provenance signatures of the Triassic northern Laurentian margin from detrital-zircon U-Pb and Hf-isotope analysis of Triassic–Jurassic strata in the Sverdrup Basin // *Lithosphere*. 2016. Vol. 8. P. 668–683.
575. *Miller K.G., Wright J.D., Browning J.V.* Visions of ice sheets in a greenhouse world // *Marine Geology*. 2005. Vol. 217. P. 215–231.
576. *Miro J., J.A. Muñoz, G. Manatschal, E. Roca.* The Basque – Cantabrian Pyrenees: report of data analysis // *Earth Sciences Bulletin*. 2020. Vol. 191. P. e22.
577. *Molina J.M., O'Dogherty L., Sandoval J., Vera J.A.* Jurassic radiolarites in a Tethyan continental margin (Subbetic, southern Spain): palaeobathymetric and biostratigraphic considerations // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1999. Vol. 150. No. 3–4. P. 309–330.
578. *Moore P.D.* Tropical Forests. New York: Infobase Publishing, 2008. 246 p.
579. *Moreau J.-D., Airvaux J., Hérisson D.* Turonian flora from the fossiliferous flints of Châtellerault (western France) // *Comptes Rendus Palevol*. 2018. Vol. 17. No. 7. P. 435–442.
580. *Mort H., Jacquat O., Adatte T., Steinmann P., Föllmi K.B., Matera V., Berner Z., Stüben D.* The Cenomanian/Turonian anoxic event at the Bonarelli Level in Italy and Spain: enhanced productivity and/or better preservation? // *Cretaceous Research*. 2007. Vol. 28. P. 597–612.
581. *Motis K., Martínez del Olmo W.* Three Different Exploration Plays in the Marine Guadalquivir Foreland Basin in the Context of the Late Miocene Closure of the Thethys Ocean (South of Spain) // *Search and Discovery*. 2013 P. e10498.
582. *Mull C.G., Harris E.E., Peapples P.* Geologic map of the Cobblestone Creek-May Creek area, Brooks Range foothills, Alaska. Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys Report of Investigations Map, scale 1 : 63360. 2003. 1 sheet.
583. *Mull C.G., Harris E.E., Reifensstuhl R.R., Moore T.E.* Geologic map of the Coke Basin-Kukpowruk River area, DeLong Mountains D–2 and D–3 quadrangles, northwestern Alaska. Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys Report of Investigations, scale 1 : 63360. 2000. 1 sheet.
584. *Mull C.G., Houseknecht D., Bird K.* Revised Cretaceous and Tertiary Stratigraphic Nomenclature in the Colville Basin, Northern Alaska. U.S. Geological Survey Professional Paper. 2003. Vol. 1673. P. 1–51.

- 585.** *Musavu-Moussavou B., Danelian T.* The Radiolarian biotic response to Oceanic Anoxic Event 2 in the southern part of the Northern proto-Atlantic (Demerara Rise, ODP Leg 207) // *Revue de micropaleontologie* 2006. Vol. 49. P. 141–163.
- 586.** *Naidin D.P., Volkov Yu.V.* Eustasy and Late Cretaceous seas of the East-European Platform // *Zbl. Geol. Palaeont.* 1996. Vol. I. No. 11/12. P. 1225–1232.
- 587.** *Nath C.D., Aravajy S., Razasekaran D., Muthusankar G.* Heritage conservation and environmental threats at the 192-year-old botanical garden in Pondicherry, India // *Urban Forestry & Urban Greening*. 2018. Vol. 31. P. 241–251.
- 588.** *Néraudeau D., Vullo R., Bénéfice P., Breton G., Dépré E., Gaspard D., Girard V., Le Couls M., Moreau J.-D., Nel A., Perrichot V., Solórzano-Kraemer M. M., Wappler T.* The paralic Albian–Cenomanian Puy-Puy Lagerstätte (Aquitaine Basin, France): An overview and new data // *Cretaceous Research*. 2020. Vol. 111. P. e104124.
- 589.** *Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. Vol. 299. N. 5885. P. 715–717.
- 590.** *Niezgodzki I., Knorr G., Lohmann G., Tyszkla J., Markwick P.J.* Late Cretaceous climate simulations with different CO₂ levels and subarctic gateway configurations: A model-data comparison // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2017. Vol. 32. No. 9. P. 980–998.
- 591.** *Nikishin A.M., Alekseev A.S., Baraboshkin E.J., Kopaevich L.F., Gabdullin R.R., Badulina N.V.* The Cretaceous history of the Bakhchisaray area, Southern Crimea (Ukraine) // *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 2008. Vol. 78. P. 75-85 Scopus (**0,7 авторского листа, 0,97 п.л., вклад автора 20%, импакт-фактор Scopus – 0**).
- 592.** *Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubtsova E.V.* Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // *Geological Society, London, Special Publications*. 2017. Vol. 428. P. 241–264 Scopus (**2,2 авторского листа, 2 п.л. / вклад автора 7%, импакт-фактор Scopus – 1,33**).
- 593.** *Nolf D., Rana R.S., Prasad G.V.L.* Late Cretaceous otoliths from India // *Bull. de R. des Sci. Natur. de Belgique. Sciences de la Terre*. 2008. Vol. 78. P. 239–260.
- 594.** *Noori H., Mehrabi H., Rahimpour-Bonab H., Faghih A.* Tectono-sedimentary controls on Lower Cretaceous carbonate platforms of the central Zagros, Iran: An example of rift-basin carbonate systems. *Marine and Petroleum Geology*. 2019. Vol. 110. P. 91–111.
- 595.** *Nøttvedt A., Johannessen E., Surlyk F.* The Mesozoic of Western Scandinavia and East Greenland. *Episodes*. 2008. Vol. 31. P. 59–65.
- 596.** *O'Brian C.L., Robinson S.A., Pancost R.D., Jaap S. Damsté S., Schouten S., Lunt D.J., Alsenz H., Bornemann A., Bottini C., Brassell S.C., Farnsworth A., Forster A., Huber B.T., Inglis G.*

N., Jenkyns H. C., Linnert C., Littler K., Markwick P., Mc Anena A., Mutterlose J., David B., Naafs A., Püttmann W., Sluijs A., Van Helmond N. A.G.M., Vellekoop J., Wagner T., Wrobel N.E. Cretaceous sea-surface temperature evolution: Constraints from TEX₈₆ and planktonic foraminiferal oxygen isotopes // *Earth-Science Reviews*. 2017. Vol. 172. PP. 224–247.

597. *Ogg J., Ogg G., Gradstein F.* A concise geologic time scale. Elsevier, 2016. 240 p.

598. *Okay A., Nikishin A.M.* Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // *Intern. Geol. Rev.*, 2015. Vol. 57. №5–8. P. 1051–1076.

599. *Olde K., Jarvis I., Uličný D., Pearce M.A., Trabucho-Alexandre J., Čech S., Gröcke D.R., Laurin J., Švábenická L., Tocher B.A.* Geochemical and palynological sea-level proxies in hemipelagic sediments: A critical assessment from the Upper Cretaceous of the Czech Republic // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2015. Vol. 435. P. 222–243.

600. *Oliveres C.A., Antón M.G., Manzanque F.G., Juaristi C.M.* Palaeoenvironmental interpretation of the Neogene locality Caranceja (Reocín, Cantabria, N Spain) from comparative studies of wood, charcoal, and pollen // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2004. Vol. 132. No. 1–2. P. 133–157.

601. *Olive Davo A., Mirino J.I., Gabaldon V.* Mapa geologica de Espana. Berbeo/Bilbao. Escala 1 : 200 000. Consuluprint S.L. 1985.

602. *Olivero E.B., Ponce J.J., Martinioni D.R.* Sedimentology and architecture of sharp-based tidal sandstones in the upper Marambio Group, Maastrichtian of Antarctica // *Sedimentary Geology* 2008. Vol. 210. P. 11–26.

603. *Oms O., Dinares-Turell J., Vicens E., Estrada R., Vila B., Galobart À., Bravo A.* Integrated stratigraphy from the Vallcebre Basin (southeastern Pyrenees, Spain): New insights on the continental Cretaceous–Tertiary transition in southwest Europe // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. Vol. 255. P. 35–47.

604. *Ortí F., Pérez-López A., Salvany M. J.* Triassic evaporites of Iberia: Sedimentological and palaeogeographical implications for the western Neotethys evolution during the Middle Triassic–Earliest Jurassic // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2017. Vol. 471. P. 157–180.

605. *Ovechkina M.N., Erba E, Bottini C.* Calcareous nannoplankton proxies for palaeoenvironmental reconstruction of the Albian–Cenomanian succession in North-western Israel (Mount Carmel Region) // *Marine Micropaleontology*. 2019. Vol. 152. P. e101742.

606. *Parrish J.T., Spicer R.A.* Late Cretaceous terrestrial vegetation: A near-polar temperature curve // *Geology*. 1988 Vol. 16. P. 22–25.

607. *Parrish J.M., Parrish J.T., Hutchison J.H., Spicer R.A.* Late Cretaceous Vertebrate Fossils from the North Slope of Alaska and Implications for Dinosaur Ecology // *Palaaios*. 1987. Vol. 2, No. 4. P. 377–389.

608. *Pascual R, Goin F.J., González P., Ardolino A., Puerta P.F.* A highly derived Docodont from the Patagonian Late Cretaceous: Evolutionary Implications for Gondwanan Mammals.

// *Geodiversitas*. 2000. Vol. 22. No. 3. P. 395–414.

609. *Paul C.R.C., Lamolda M.A.* Carbon and oxygen stable isotopes in the Maastrichtian of the Basque Country, N. Spain // *Cretaceous Research*. 2007. Vol. 28. P. 812–820.

610. *Pedersen A.K., Larsen L.M., Pedersen G.K.* Lithostratigraphy, geology and geochemistry of the volcanic rocks of the Vaigat Formation on Disko and Nuussuaq, Paleocene of West Greenland // *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*. 2017. Vol. 39. 239 p.

611. *Peng S., Zhong L., Baochun H., Liu T., Wang Q.* Magnetostratigraphic study of Cretaceous depositional succession in the northern Kuqa Depression, Northwest China // *Chinese Science Bulletin*. 2006. Vol. 51 No. 1. P. 97–107.

612. *Peppe D.J.* Megafloral change in the early and middle Paleocene in the Williston Basin, North Dakota, USA // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. Vol. 298. P. 224–234.

613. *Perch-Nielsen K., Supko P.R., Boersma A. Bonatti Eю., Carlson R.L., McCoy F.W., Neprochnov Y.P., Zimmerman H.B.* Site 357: Rio Grande Rise // *DSDP Volume XXXIX*. 1977. P. 231–327.

614. *Perrin C., Bosellini F.R.* Paleobiogeography of scleractinian reef corals: Changing patterns during the Oligocene–Miocene climatic transition in the Mediterranean // *Earth-Science Reviews*. 2012. Vol. 111. No. 1–2. P. 1–24.

615. *Peryt D., Lamolda M.* Benthonic foraminiferal mass extinction and survival assemblages from the Cenomanian-Turonian Boundary event in the Menoyo section, northern Spain // *Biotic Recovery from mass extinction events*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1996. No. 102. P. 245–258.

616. *Petersen S.V., Tabor C.R., Lohmann K.C., Poulsen C. J., Meyer K.W., Carpenter S.J., Erickson M.K., Matsunaga K.S., Smith S.Y., Sheldon N.D.* Temperature and salinity of the Late Cretaceous Western Interior // *Geology*. 2016. P. e2016302.

617. *Philippe M., Thevenard F., Barale G., Ferry S., Guignard G.* Middle Bathonian floras and phytocoenoses of France // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1998. Vol. 143. No. 1–3. P. 135–158.

618. *Phillips R.L.* Depositional environments and processes in Upper Cretaceous nonmarine and marine sediments, Ocean Point dinosaur locality, North Slope, Alaska // *Cretaceous Research*. 2003. Vol. 24. P. 499–523.

619. *Pimpirev C., Stoykova K., Ivanov M., Dimov D.* The Sedimentary Sequences of Hurd Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands: Part of the Late Jurassic – Cretaceous Depositional History of the Antarctic Peninsula / In: Futterer DK, Damaske D, Kleinschmidt G, Miller

H, Tessensohn F (eds). Antarctica: Contributions to global earth sciences. Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag, 2006. P. 249–254.

620. *Pippy B.A., Kidd K.A., Munkittrick K.R., Mercer A., Hunt H.* Use of the Atlantic nut clam (*Nucula proxima*) and catworm (*Nephtys incisa*) in a sentinel species approach for monitoring the health of Bay of Fundy estuaries // *Marine Pollution Bulletin*. 2016. Vol. 106. No. 1–2. P. 225–235.

621. *Pomar L., Baceta J.B., Hallok P., Mateu-Vicens G., Basso D.* Reef Building and Carbonate Production Modes in the West-Central Tethys during the Cenozoic // *Marine and Petroleum Geology*. 2017. Vol. 83. P. 261–304.

622. *Powell J., Basem M.* Evolution of Cretaceous to Eocene alluvial and carbonate platform sequences in central and south Jordan // *GeoArabia*. 2011. Vol. 16. No. 4. P. 29–82.

623. *Price G D., Nunn E.V.* Valanginian isotope variation in glendonites and belemnites from Arctic Svalbard: Transient glacial temperatures during the Cretaceous greenhouse // *Geology*, 2010. Vol. 38. No. 3. P. 251–254.

624. *Price G.D., Grimes S.T.* New approaches for quantifying the Cretaceous terrestrial climate / In: Williams M. (ed.) // *Deep-time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies*. Geological Society of London. 2007. P. 225–250.

625. *Puce'at E., Le'cuyer C., Sheppard S. M. F., Dromart G., Reboulet S., Grandjean P.* Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels // *Paleoceanography*, 2003. Vol. 18. No. 2. P. e1029.

626. *Puceat E., Lecuyer C., Reisberg L.* Neodymium isotope evolution of NW Tethyan upper ocean waters throughout the Cretaceous // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. Vol. 236. P. 705–720.

627. *Pugh A.T., Schröder-Adams C.J., Carter E.S., Herrle J.O., Galloway J., Haggart J.W., Andrews J.L., Hatsukano K.* Cenomanian to Santonian radiolarian biostratigraphy, carbon isotope stratigraphy and paleoenvironments of the Sverdrup Basin, Ellef Ringnes Island, Nunavut, Canada // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2014. Vol. 413. P. 101–122.

628. *Pujalte V., Baceta J.-I., Dinark-Turell J., Orue-etxebarria X., Josep-Maria P., Payros A.* Biostratigraphic and magnetostratigraphic intercalibration of latest Cretaceous and Paleocene depositional sequences from the deep-water Basque basin, western Pyrenees, Spain // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. Vol. 136. P. 17–30.

629. *Quan Ch., Liu Yu.-Sh., Utescher T.* Paleogene temperature gradient, seasonal variation and climate evolution of northeast China // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2012. Vol. 313–314. P. 150–161.

630. *Quinney A., Therrien F., Zelenitsky D.K., Eberth D.A.* Palaeoenvironmental and palaeoclimatic reconstruction of the Upper Cretaceous (late Campanian–early Maastrichtian)

Horseshoe Canyon Formation, Alberta, Canada // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013. Vol. 371. P. 26–44.

631. *Raisossadat N.* The Early Aptian (Early Cretaceous) ammonites from the Aralar Mountains, Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain // *Carnets de Géologie*. 2011. Vol. 02. P.163–201.

632. *Ramkumar M., Harting M., Stuben D.* Barium anomaly preceding K/T boundary: possible causes and implications on end Cretaceous events of K/T sections in Cauvery basin (India), Israel, NE Mexico and Guatemala // *Geologische Rundschau*. 2005. Vol. 94. P. 475–489.

633. *Ramos A., Fernández O., Torne M., Sánchez de la Muela A., Muñoz J.A., Terrinha P., Manatschal G., Salas M.C.* Crustal structure of the SW Iberian passive margin: The westernmost remnant of the Ligurian Tethys? // *Tectonophysics*. 2017. Vol. 705. P. 42–62.

634. *Ramos E., Cabrera L., Hagemann H.W., Pickel W., Zamarreño I.* Palaeogene lacustrine record in Mallorca (NW Mediterranean, Spain): depositional, palaeogeographic and palaeoclimatic implications for the ancient southeastern Iberian margin // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2001. Vol. 172. No. 1–2. P. 1–37.

635. *Razin P., Bonijoly D., Le Strat P., Courel L., Poli E., Dromart G., Elmi S.* Stratigraphic record of the structural evolution of the western extensional margin of the Subalpine Basin during the Triassic and Jurassic, Ardeche, France // *Marine and Petroleum Geology*. 1996. Vol. 13. No. 6. P. 625–652.

636. *Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Mark A., Andreichev V., Buslov M.M., Davies C., Fedoseev G., Fitton J., Medvedev A.Ya., Inger S., Mitchell C., Puchkov V., Safonova I., Scott R.A., Saunders A.* The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth and Planet. Sc. Lett.* 2009. Vol. 277. Iss. 1-2. P. 9–20.

637. *Reis R., Pimentel N., Garcia A.* The Lusitanian Basin (Portugal): Stratigraphic analysis and geodynamic evolution. *Boletim de Geociencias da Petrobras*. 2010. Vol. 19. P. 23–52.

638. *Robaszinski F. et al.* The Cenomanian of the Blanc - Nez area (Boullonnas, France) litho – biostratigraphy. *Revue de Paleobiologie*. 1992. Vol. 11 P. 350–357.

639. *Robaszinski F.* The Cenomanian of the Kalaat Senan area (Central Tunisia) litho - biostratigraphy and sequence stratigraphic interpretation // *Revue de Paleobiologie*. 1993. Vol. 12. P. 351–505.

640. *Rockström J., Steffen W., Noone K., Persson Å., Chapin F.S., Lambin E.F., Lenton T.M., Scheffer M., Folke C., Schellnhuber H. J., Nykvist B., de Wit C.A., Hughes T., van der Leeuw S., Rodhe H., Sörlin S., Snyder P.K., Costanza R., Svedin U., Falkenmark M., Karlberg L., Corell R.W.,*

Fabry V.J., Hansen J., Walker B., Liverman D., Richardson K., Crutzen P., Foley J.A. A safe operating space for humanity // *Nature*. 2009. Vol 461. P. 472–475.

641. *Rogov M.A., Ershova V.B., Shchepetova E.V., Zakharov V.A., Pokrovsky B.G., Khudoley A.K.* Earliest Cretaceous (late Berriasian) glendonites from Northeast Siberia revise the timing of initiation of transient Early Cretaceous cooling in the high latitudes // *Cretaceous Res.* 2017. Vol. 71. P. 102–112.

642. *Rougier G.W., Chornogubsky L., Casadio S., Arango N.P., Giallombardo A.* Mammals from the Allen Formation, Late Cretaceous, Argentina // *Cretaceous Research*. 2009. Vol. 30. P. 223–238.

643. *Rousseau J., Nakrem H.A.* An Upper Jurassic Boreal echinoderm Lagerstätte from Janusfjellet, central Spitsbergen // *Norwegian Journal of Geology*. 2012. Vol. 92. P 133–161.

644. *Roux M., Cahuzac B., Sztrákos K.* Les paléoenvironnements éocènes à crinoïdes pédonculés des marnes de Miretrain (Angoumé, SW France): interprétations paléobathymétriques // *Comptes Rendus Geoscience*. 2006. Vol. 338, No. 4. P. 262–271.

645. *Ruban D.A.* Radiation of the Olenekian (Early Triassic) bivalves: evidence from the Ciscaucasus // *Proceedings of the Geologists' Association*. 2017. Vol. 128. No. 5–6. P. 803–808.

646. *Ruban D.A., Tyszká J.* Diversity dynamics and mass extinctions of the Early–Middle Jurassic foraminifers: A record from the Northwestern Caucasus // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2005. Vol. 222. P. 329–343.

647. *Ruebsam W., Reolid M., Sabatino N., Masetti D., Schwark L.* Molecular paleothermometry of the early Toarcian climate perturbation // *Global and Planetary Change*. 2020. Vol. 195. P. e103351.

648. *Sadji R., Munnecke A., Benhamou M., Alberti M., Belkhedim S., Ramdane N.* Late Jurassic temperatures for the southern Tethyan margin based on belemnites $\delta^{18}\text{O}$ from the Ouarsenis Mountains, northwestern Algeria // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2021. Vol. 566. P. e110224.

649. *Samarin E.N., Zerkal O.V.* Paleolandslides in valley of Kunya-river and their influencing on modern slope instability // W. Lacerda, M.Ehrlich, S.A.B. Fontoura, A.S.F. Sayao (eds). *Landslides: Evaluation&Stabilization: Proceedings of the IXth Intern. Symp. on Landslides*. Balkema: Rotterdam. 2004. Vol. 1. P. 243–249.

650. *Samuel M.D., Ismail A.A., Akarish A.I.M., Zaky A.* Upper Cretaceous stratigraphy of the Gebel Somar area, north-central Sinai, Egypt // *Cretaceous Research*. 2009. Vol. 30. P. 22–34.

651. *Sandulli R.* The Barremian carbonate platform strata of the Montenegro Dinarids near Podgorica: a cyclostratigraphic study // *Cretaceous Research*. 2004. Vol. 25. Is. 6. P. 951–967.

- 652.** *Santamaria R., Ricardo M.* Preliminary report on Middle Coniacian-Lower Santonian Ammonite distribution from the Basque-Cantabrian Basin (Northern Spain) // *Geobios*. 1993. Vol. 26. Supp. 1. P. 341–345.
- 653.** *Saunders A., Reichow M.* The Siberian Traps and the End-Permian mass extinction: a critical review // *Chinese Science Bull.* 2009. Vol. 54. P. 20–37.
- 654.** *Schmieder M., Kring D.A.* Earth's impact events through geologic time: a list of recommended ages for terrestrial impact structures and deposits // *Astrobiology*. 2020. Vol. 20. No.1. P. 91–141.
- 655.** *Schnyder J., Deconinck J.-F., Baudin F., Colombié C., Du Chêne R. J., Gardin S., Galbrun B., de Rafélis M.* Purbeck beds (Late Jurassic) in the Phare de Chassiron section (Île d'Oléron, NW Aquitaine Basin, France): Refined age-assignment and long-term depositional sequences // *Geobios*. 2012. Vol. 45. No. 5. P. 485–499.
- 656.** *Schobben M., Joachimski M. M., Korn D., Leda L., Korte C.* Palaeotethys seawater temperature rise and an intensified hydrological cycle following the end-Permian mass extinction // *Gondwana Research*. 2014. Vol. 26, No. 2. P. 675–683.
- 657.** *Schulte P., Deutsch A., Salge T., Berndt J., Kontny A., Macleod K., Neuser R., Krumm S.* A dual-layer Chicxulub ejecta sequence with shocked carbonates from the Cretaceous–Paleogene (K–Pg) boundary, Demerara Rise, western Atlantic // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2009. Vol. 73. P. 1180–1204.
- 658.** *Schulze F., Lewy Z., Kuss J., Gharaibeh A.* Cenomanian–Turonian carbonate platform deposits in west central Jordan // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*. 2003. Vol. 92. P. 641–660.
- 659.** *Scotese C. R., Song H., Mills B. J.W., van der Meer D. G.* Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years // *Earth Science Rev.* 2021. Vol. 215. Publ. N. 103503.
- 660.** *Sellwood B. W., Valdes P.J.* Mesozoic climates: General circulation models and the rock record // *Sedimentary Geology*. 2006. Vol. 190. P. 269–287.
- 661.** *Sevillano A., Bádenas B., Rosales I., Barnolas A., López-García J.M.* Orbital cycles, differential subsidence and internal factors controlling the high-frequency sequence architecture in a Sinemurian shallow carbonate platform (Mallorca island, Spain) // *Sedimentary Geology*. 2021. Vol. 407. P. e105729.
- 662.** *Sha J., Cestari R., Fabbi S.* Paleobiogeographic distribution of rudist bivalves (Hippuritida) in the Oxfordian–early Aptian (Late Jurassic–Early Cretaceous) // *Cretaceous Research*. 2020. Vol. 108. P. e104289.

- 663.** *Shania J., Saranya C.R., Santosh M., Pradeepkumar A.P., Praveen M.N., Sajinkumar K.S.* Meteorite impact craters as hotspots for mineral resources and energy fuels: a global review // *Energy Geoscience*. 2021. Vol. 3. DOI:10.1016/j.engeos.2021.12.006.
- 664.** *Shemin G., Deev E., Vernikovsky V., Drachev S., Moskvina V., Vakulenko L., Pervukhina N., Sapyanik V.* Jurassic paleogeography and sedimentation in the northern West Siberia and South Kara Sea, Russian Arctic and Subarctic // *Marine and Petroleum Geology*. 2019. Vol. 104. P. 286–312.
- 665.** *Schreck M., Méheust M., Stein R., Matthiessen J.* Response of marine palynomorphs to Neogene climate cooling in the Iceland Sea (ODP Hole 907A) // *Marine Micropaleontology*. 2013. Vol. 101. P. 49–67.
- 666.** *Siân Davies-Vollum K.* Early Palaeocene palaeoclimatic inferences from fossil floras of the western interior, USA // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1997. Vol. 136. No. 1–4. P. 145–164.
- 667.** *Simons D.-J. H., Kenig F., Schroder-Adams C.J.* An organic geochemical study of Cenomanian-Turonian sediments from the Western Interior Seaway, Canada // *Organic Geochemistry* 2003. Vol. 34. P. 1177–1198.
- 668.** *Skorokhod A.I., Elansky N.F., Safronov A.N. et al.* The impact of the April 2010 Eyjafjallajökull eruption on the atmosphere composition in Moscow // **Volcanology and Seismology**. 2016. Vol. 10, N 4. P. 263 – 274.
- 669.** *Śliwińska, K.K., Thomsen, E., Schouten S., Schoon P.L., Heilmann-Clausen C.* Climate- and gateway-driven cooling of Late Eocene to earliest Oligocene sea surface temperatures in the North Sea Basin // *Scientific Reports*. 2019. Vol. 9. P. e4458.
- 670.** *Smelror M.* Dinosaurs on Svalbard. Det Kongelige Norske Videnskabers Selskab. Årbok. 2007. P. 73–77.
- 671.** *Smith A.G., Briden J.C.* Mesozoic and Cenozoic paleocontinental maps. Cambridge earth Science Series. Cambridge University Press. 1977. 64 p.
- 672.** *Song H., Wignall P., Chu D., Tong J., Sun Y., Song H., He W., Tian L.* Anoxia/high temperature double whammy during the Permian-Triassic marine crisis and its aftermath. *Scientific Reports*. 2014. Vol. 4. P. e4132.
- 673.** *Soudry D., Glenn C.R., Nathan Y., Segal I., Vonderhaar D.* Evolution of Tethyan phosphogenesis along the northern edges of the Arabian–African shield during the Cretaceous–Eocene as deduced from temporal variations of Ca and Nd isotopes and rates of P accumulation // *Earth-Science Reviews* 2006. Vol. 78. P. 27–57.

- 674.** *Speelman E.N., Sewall J.O., Noone D., Huber M., von der Heydt A., Damsté J.S., Reichart G.-J.* Modeling the influence of a reduced equator-to-pole sea surface temperature gradient on the distribution of water isotopes in the Early/Middle Eocene // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. Vol. 298. Iss. 1–2. P. 57–65
- 675.** *Spicer R.A., Ahlberg A., Herman A.B., Hofmann C.C.* The Late Cretaceous continental interior of Siberia: A challenge for climate models // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. Vol. 267. P. 228–235.
- 676.** *Steuber T., Rauch M., Masse, J-P., Graaf J., Malkoč M.* // Low-latitude seasonality of Cretaceous temperatures in warm and cold episodes // *Nature*. 2005. Vol. 437. P. 1341–1344.
- 677.** *Stinnesbeck W., Keller G., de la Cruz J., de León C., MacLeod N., Whittaker J. E.* The Cretaceous–Tertiary transition in Guatemala: limestone breccia deposits from the South Peten basin // *Geologische Rundschau* . 1997. Vol. 86. P. 686–709.
- 678.** *Straume E.O., Gaina C., Medvedev S., Nisancioglu K.H.* Global Cenozoic Paleobathymetry with a focus on the Northern Hemisphere Oceanic Gateways // *Gondwana Research*. 2020. Vol. 86. P. 126–143.
- 679.** *Stueben D., Kramar U., Berner Z.A.* Late Maastrichtian paleoclimatic and paleoceanographic changes inferred from Sr/Ca ratio and stable isotopes *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2003. Vol. 199. P. 107–127.
- 680.** *Suarez C.A., Ludvigson G.A., Gonzalez L.A., Fiorillo A.R., Flaig P.P., McCarthy P.J.* et Use of multiple oxygen isotope proxies for elucidating Arctic Cretaceous paleo-hydrology // *Isotopic Studies in Cretaceous Res. L., Geol. Soc., Spec. Publ.* 2013. Vol. 382. P. 185–202
- 681.** *Sun Y., Joachimski M.M., P. B Wignall, C. Yan, Y. Chen, H. Jiang, L. Wang, X. Lai* Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse // *Science*. 2012. Vol. 338. No. 6105. P. 366–370.
- 682.** *Sunderlin D., Loope G., Parker N., Williams C.* Paleoclimatic and paleoecological implications of a Paleocene–Eocene fossil leaf assemblage, Chickaloon Formation, Alaska // *Palaios*. 2011. Vol. 26. No 5/6. P. 335–345.
- 683.** *Super J.R., Chin K., Pagani M., Li H., Tabor C., Harwood D. M., Pincelli M.H.* Late Cretaceous climate in the Canadian Arctic: Multi-proxy constraints from Devon Island // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2018. Vol. 504. P. 1–22.
- 684.** *Syabryaj S., Utescher T., Molchanoff S., Bruch A.A.* Vegetation and palaeoclimate in the Miocene of Ukraine // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. Vol. 253. No. 1–2. P. 153–168.

- 685.** Tagliaferri R., Pelosi N., Ciaramella A., Longo G., Milano M., Barone F. Soft computing methodologies for spectral analysis in cyclostratigraphy // *Computers & Geosciences*. 2001. Vol. 27. Iss. 5. P. 535–548.
- 686.** Talukdar S., Gupta A. Ethnomedicinal knowledge of the Garo community of two villages in western Assam, India // *Journal of Herbal Medicine*. 2020. Vol. 20. P. e100229.
- 687.** Tantawy A.A., Keller G., Adatte T., Stinnesbeck W., Kassab A., Schulte P. Maastrichtian to Paleocene depositional environment of the Dakhla Formation, Western Desert, Egypt: sedimentology, mineralogy, and integrated micro- and macrofossil biostratigraphies // *Cretaceous Research*. 2001. Vol. 22. PP. 795–827.
- 688.** Tedeschini E., Javier Rodríguez-Rajo F., Caramiello R., V. Jato, G. Frenguelli The influence of climate changes in *Platanus* spp. pollination in Spain and Italy // *Grana*. 2006. Vol. 45. No. 3. P. 222–229.
- 689.** ten Kate W.G.H.Z., Sprenger A. Orbital cyclicities above and below the Cretaceous/Paleogene boundary at Zumaya (N Spain), Agost and Rellu (SE Spain) // *Sedimentary Geology*. 1993. Vol. 87. P. 69–101.
- 690.** Tennyson M.E., Pitman J.K. Geology and assessment of undiscovered oil and gas resources of the Sverdrup Basin Province, Arctic Canada / In: Moore T.E., Gautier D.L. (eds.) // *The Circum-Arctic Resource Appraisal: U.S. Geological Survey Professional Paper*. 2008. Vol. 1824. P. 21. DOI:10.3133/pp1824i.
- 691.** Tompa A. S., Verdonk N.H., Van der Biggelaar J. A. M. The Mollusca. Vol. 7. Reproduction // Chicago: Academic Press, 1985. 486 p.
- 692.** Tosal A., Verduzco O., Martín-Closas C. CLAMP-based palaeoclimatic analysis of the late Miocene (Tortonian) flora from La Cerdanya Basin of Catalonia, Spain, and an estimation of the palaeoaltitude of the eastern Pyrenees // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2021. Vol. 564. P. e110186.
- 693.** Trettin H.P. Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland Geological Society of America. Ottawa: Canada Communication Group. 1991. 576 p.
- 694.** Triplehorn D.M., Turner D.L., Charles W.N. Radiometric age of the Chickaloon Formation of south-central Alaska: Location of the Paleocene-Eocene boundary // *GSA Bulletin* Vol. 95. No 6. P. 740–742.
- 695.** Trotter J.A., Williams I.S., Nicora A., Mazza M., Rigo M. Long-term cycles of Triassic climate change: a new $\delta^{18}\text{O}$ record from conodont apatite // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. Vol. 415. P. 165–174.
- 696.** Tsikos H., Jenkyns H.C., Walsworth-Bell B., Petrizzo M., Forster A., Kolonic, S. Erba E., Premoli Silva I., Baas M., Wagner T., Sinningh Damsté J.S. Carbon-isotope stratigraphy recorded

by the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event: correlation and implications based on three key localities // *Journal of the Geological Society*. 2004. Vol. 161. P. 711–719.

697. *Tucholke B.E., Vogt P.R., Demars K.R. et al., Site 387: Cretaceous to recent sedimentary evolution of the Western Bermuda rise // DSDP Volume XLIII. 1978. P. 324–393.*

698. *Tye B., Bhattacharya J., Lorisong J., Sindelar S., Knock D., Puls D., Levinson R. Geology and Stratigraphy of Fluvio-Deltaic Deposits in the Ivishak Formation: applications for development of Prudhoe Bay Field, Alaska 1. AAPG Bulletin. 1999. Vol. 83. 1588–1623.*

699. *Ufnar D.F., Ludvigson G. A., Gonzalez L., Gröcke D. Precipitation rates and atmospheric heat transport during the Cenomanian greenhouse warming in North America: Estimates from a stable isotope mass-balance model // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. Vol. 66. P. 28–38.*

700. *Uhl D., Klotz S., Traiser C., Thiel C., Utescher T., Kowalski E., Dilcher D.L. Cenozoic paleotemperatures and leaf physiognomy — A European perspective // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. Vol. 248. No 1–2. P. 24–31.*

701. *Uhl D., Traiser Ch., Griesser U., Denk T. Fossil leaves as palaeoclimate proxies in the Palaeogene of Spitsbergen (Svalbard) // Acta Palaeobotanica. 2007. Vol. 47. P. 89–107.*

702. *Uličný D., Hladíková J., Attrep Jr M. J., Čech S., Hradecká L., Svobodová M. Sea-level changes and geochemical anomalies across the Cenomanian–Turonian boundary: Pecínov quarry, Bohemia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1997 V. 132. Iss. 1–4. P. 265–285*

703. *Upper Jurassic (Oxfordian-Volgian) Foraminifera From the Husky Formation, Aklavik Range, District of Mackenzie, Northwest Territories. Ottawa, Ont.: Geological Survey of Canada, 1993. 172 p.*

704. *Utescher T., Dreist A., Henrot A.-J., Hickler T., Liu C., Mosbrugger V., Portmann F.T., Salzmann U. Continental climate gradients in North America and Western Eurasia before and after the closure of the Central American Seaway // Earth and Planetary Science Letters. 2017. Vol. 472. P. 120–130.*

705. *van Dam J., Weltje G.J. Reconstruction of the Late Miocene climate of Spain using rodent palaeocommunity successions: an application of end-member modelling // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1999. Vol. 151. No. 4. P. 267–305.*

706. *Vandermark D., Tarduno J.A., Brinkman D.B. A fossil champsosaur population from the high Arctic: Implications for Late Cretaceous paleotemperatures // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. Vol. 248. P. 49–59.*

707. *van den Berg B.C.J., Sierro F.J., Hilgen F.J., Flecker R., Larrasoana J.C., Krijgsman W., Flores J.A., Mata M.P., Bellido Martín E., Civis J., González-Delgado J.A. Astronomical tuning*

for the upper Messinian Spanish Atlantic margin: Disentangling basin evolution, climate cyclicity and MOW // *Global and Planetary Change*. 2015. Vol. 135. P. 89–103.

708. *Videt B., J.-P. Platel.* Les ostréidés des faciès lignitifères du Crétacé moyen du Sud-Ouest de la France (Charentes et Sarladais) // *Comptes Rendus Palevol*. 2005. Vol. 4. No. 1–2. P. 167–176.

709. *Vignaud P., De Broin F., Brunet M., Cariou E., Hantzpergue P., Lange-Badre B.* Les faunes de vertébrés Jurassiques de la bordure Nord-Orientale du Bassin d'Aquitaine (France): Biochronologie et environnements // *Geobios*. 1994. Vol. 27. Supp. 2. P. 493–503.

710. *Virmani S.M., Sivakumar M.V.K., Reddy S.J.* Climatic classification of the semi-arid tropics in relation to farming systems research / In: International Crops Research Institute for the Semi-Arid Tropics: Climatic classification: a consultants' meeting, 14-16 April 1980 // Andhra Pradesh: ICRISAT Patancheru, 1980. P. 5.

711. *Voigt S., Aurag A., Leis F., Kaplan U.* Late Cenomanian to Middle Turonian high-resolution carbon isotope stratigraphy: New data from the Munsterland Cretaceous Basin, Germany // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. Vol. 253. P. 196–210.

712. *Voigt S., Gale A.S., Voigt T.* Sea-level change, carbon cycling and palaeoclimate during the Late Cenomanian of northwest Europe; an integrated palaeoenvironmental analysis // *Cretaceous Research*. 2006. Vol. 27. P. 836–858.

713. *Vullo R.* Selachians from the type Campanian area (Late Cretaceous), Charentes, western France // *Cretaceous Research*. 2005. Vol. 26. No. 4. P. 609–632.

714. *Walliser E.O., Mertz-Kraus R., Schöne B.R.* The giant inoceramid *Platyceramus platinus* as a high-resolution paleoclimate archive for the Late Cretaceous of the Western Interior Seaway // *Cretaceous Research*. 2018. Vol. 86. P. 73–90.

715. *Walter S., Herrmann A. D., Bengtson P.* Stratigraphy and facies analysis of the Cenomanian–Turonian boundary succession in the Japarutuba area, Sergipe Basin, Brazil // *Journal of South American Earth Sciences*. 2005. Vol. 19. P. 273–283.

716. *Wang T., Ramezani J., Wang Ch., Wu H., He H., Bowring S.A.* High-precision U–Pb geochronologic constraints on the Late Cretaceous terrestrial cyclostratigraphy and geomagnetic polarity from the Songliao Basin, Northeast China // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. Vol. 446. P. 37–44.

717. *Ward P., Wiedmann J., Mount J.* Maastrichtian molluscan biostratigraphy and extinction patterns in a Cretaceous/Tertiary boundary section exposed at Zumaya, Spain // *Geology*. 1986. Vol. 14. P. 899–903.

718. *Weedon G.P.* Problems with the current practice of spectral analysis in cyclostratigraphy: Avoiding false detection of regular cyclicity // *Earth-Science Reviews*. 2022. Vol. 235. e104261.

719. *Weishampel D. B., Dodson P., Osmólska H.* (eds.) *The Dinosauria*, 2nd edition. Berkeley: University of California Press. 861 p.

720. *West C.K., Reichgelt T., Basinger J.F.* The Ravenscrag Butte flora: Paleoclimate and paleoecology of an early Paleocene (Danian) warm-temperate deciduous forest near the vanishing inland Cannonball Seaway // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2021. Vol. 576. P. e110488.

721. *Westerhold T., Marwan N., Drury A. J., Liebrand D., Agnini C., Anagnostou E., Barnet J.S.K., Bohaty S.M., de Vleeschouwer D., Florindo F., Frederichs T., Hodell D.A., Holbourn A. E., Kroon D., Lauretano V., Littler K., Lourens L. J., Lyle M., Pälike H., Röhl U., Tian J., Wilkens R.H., Wilson P. A., Zachos J.C.* Record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years // *Science*. 2020. Vol. 369. P. 1383–1387.

722. *Widmark J.G.V., Speijer R.P.* Benthic foraminiferal ecomarker species of the terminal Cretaceous (late Maastrichtian) deep-sea Tethys // *Marine Micropaleontology*. 1997. Vol. 31. No. 3–4. P. 135–155.

723. *Wiese F., Voigt S.* Late Turonian (Cretaceous) climate cooling in Europe: faunal response and possible causes Phase de refroidissement au Turonien supérieur (Crétacé) en Europe: réaction de la faune et causes possibles // *Geobios*. 2002. Vol. 35 P. 65–77.

724. *Willard D. A., Donders T. H., Reichgelt T., Greenwood D. R., Sangiorgi F., Peterse F., Nierop K. G., Frieling J., Schouten S., Sluijs A.* Arctic vegetation, temperature, and hydrology during Early Eocene transient global warming events // *Global Planet. Change*. 2019. Vol. 178. P. 139–152.

725. *Wolfe J., Dilcher D.* Late Paleocene through Middle Eocene climate in Lowland North America // *Climate and biota of the Early Paleogene: Intern, meet. Wash. (D.C.): Smithsonian Inst.*, 2001. Abstr. vol. P. 102–103.

726. *Xiong Y., Sui X., Ahmed S., Wang Z., Long C.* Ethnobotany and diversity of medicinal plants used by the Buyi in eastern Yunnan, China // *Plant Diversity*. 2020. Vol. 42. No. 6. P. 401–414.

727. *Xu X.-T., Shao L.-Y., Lan B., Wang S., Hilton J., Qin J.Y., Hou H.-H., Zao J.* Continental chemical weathering during the Early Cretaceous Oceanic Anoxic Event (OAE1b): a case study from the Fuxin fluvio-lacustrine basin, Liaoning Province, NE China // *Journal of Palaeogeography*. 2020. Vol. 9, P. e12.

728. *Xu Y., Jiang R., Deng Y., Kemp D.B., Yang Zh., Huang C., Zhu Z.* A robust geochronology of the Yangtze River Delta based on magnetostratigraphy and cyclostratigraphy of sediment core ZKA2 // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2020. Vol. 541. e109532.

729. Yamada T., Legrand J., Nishida H. Late Early Cretaceous (Albian) Sasayama Flora from the Sasayama Group in Hyogo Prefecture, Japan. *Paleontological Research*. 2018. Vol. 22. P. 112–128.

730. Yang W., Feng Q., Liu Y., Tabor N., Miggins D., Crowley J.L., Lin J., Thomas S. Depositional environments and cyclo- and chronostratigraphy of uppermost Carboniferous–Lower Triassic fluvial–lacustrine deposits, southern Bogda Mountains, NW China — A terrestrial paleoclimatic record of mid-latitude NE Pangea // *Global and Planetary Change*. 2010. Vol. 73, Iss. 1–2. P. 15–113.

731. Yao X., Hinnov L.A. Advances in characterizing the cyclostratigraphy of binary chert-mudstone lithologic successions, Permian (Roadian-lower Capitanian), Chaohu, Lower Yangtze, South China // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2019. Vol. 528. P. 258–271.

732. Yurtsever T. S., Tekin U. K., Demirel I. First evidence of the Cenomanian/Turonian boundary event (CTBE) in the Alakırçay Nappe of the Antalya Nappes, southwest Turkey // *Cretaceous Research*. 2003. Vol. 24. P. 41–53.

733. Zachos J.C., Stott L.D., Lohmann K.C. Evolution of Early Cenozoic marine temperatures // *Paleoceanography* 1994. Vol. 9. P. 353–387.

734. Zakharov Y.D., Kakabadze M.V., Sharikadze M.Z., Smyshlyaeva O.P., Sobolev E.S., Safronov P.P. The stable O- and C-isotope record of fossils from the upper Barremian–lower Albian of the Caucasus — palaeoenvironmental implications // *Cretaceous Research*. 2018. Vol. 87. P. 55–73.

735. Zakharov, Y.D., Shigeta, Y., Popov, A.M., Velivetskaya, T.A., Afanasyeva, T.B. Cretaceous climatic oscillations in the Bering area (Alaska and Koryak Upland): isotopic and paleontological evidence // *Sedimentary Geology*. 2011 Vol. 235. P. 122–131, DOI: 10.1016/j.sedgeo.2010.03.012.

736. Zhang J., Lenz O.K., Wang P., Hornung J. The Eco-Plant model and its implication on Mesozoic dispersed sporomorphs for Bryophytes, Pteridophytes, and Gymnosperms // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2021. Vol. 293. P. e104503.

737. Zhang T., Zhang Ch., Fan T., Zhang L., Zhu R., Tao J., Li M. Cyclostratigraphy of Lower Triassic terrestrial successions in the Junggar Basin, northwestern China // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2020. Vol. 539. e109493.

Фондовая литература

738. Найдин Д.П., Конаевич Л.Ф. Среднемеловые трансгрессии и регрессии Западного Казахстана. Отчет по теме А.IV.2/(30)/172. Актюбинск, 1981. Том 1. 140 с.

739. Молостовский Э.А., Гужиков А.Ю., Фомин В.А. и др. Магнитостратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Северной Евразии. Отчет по научно-исследовательской теме. – Саратов: НИИ геологии СГУ, 1995. 270 стр.

740. *Фіколіна Л.А., Білокрис О.О., Обшарська Н.О., Краснорудська С.І., Удовіченко Н.І.* Державнагеологічна карта України. Масштаб 1: 200000. Кримськасерія. Аркуші L-36-XXIX (Сімферополь), L-36-XXXV (Ялта). Пояснювальна записка [Текст] / – Київ. Державнагеологічна служба, Казеннепідприємство «Південекогеоцентр», УкрДГРІ, 2008. – Геолфонд КП «Південекогеоцентр».

741. *Craig J.D., Sherwood K.W., Johnson P.P.* Geologic report for the Beaufort Sea planning area, Alaska: regional geology, petroleum geology, environmental geology. Final report. United States Department of the Interior Minerals Management Service. Alaska OCS Region. Anchorage, 1985. 208 p.

Стандарты

742. ГОСТ 5382-91. Цементы и материалы цементного производства. Методы химического анализа. 1991. ИПК. Издательство стандартов. 46 с.

Диссертации

743. *Габдуллин Р.Р.* Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, СЗ Кавказа и ЮЗ Крыма (строение, классификация, модели формирования). Дисс. канд. г-м. н. Москва, 2000. 404 с.

744. *Головнева Л.Б.* Позднемеловая флора Сибири. Дисс. докт. г-м. н. Санкт-Петербург, 2004. 455 с.

745. *Моисеева М.Г.* Стратиграфическое значение маастрихтской флоры лагуны Амаам и флористические изменения у границы мела и палеогена в обрамлении Северной Пацифики. Дисс. канд. г-м. н. Москва, 2007. 292 с.

746. *Flaig P.P.* Depositional Environments of the Late Cretaceous (Maastrichtian) Dinosaur-Bearing Prince Creek Formation: Colville River Region, North Slope, Alaska. PhD thesis, University of Alaska-Fairbanks. 2010. 311 p.

747. *Swientek O.* The Greenland Norwegian Seaway: climatic and cyclic evolution of Late Jurassic–Early Cretaceous sediments. PhD Thesis. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität zu Köln/ 2002. 119 p.

Авторефераты диссертаций

748. *Маирыков К.* Юрские угленосные отложения Северо-Западной Туркмении и их положение в Крымско-Кавказо-Прикаспийской угленосной провинции. Автореф. докт. дисс. Ашхабад, 1957. 33 с.

749. *Бондаренко Н.А.* Стратиграфия и условия седиментации сантонских, кампанских и маастрихтских отложений Правобережья Нижнего Поволжья. Автореферат дисс... канд. геол.-мин. наук. Саратов, 1990. 22 с.

Электронные ресурсы

750. Брестский государственный университет имени А.С. Пушкина. Центр Экологии. Цикас поникающий (*Cycas revoluta* Thunb.). Режим доступа: <http://www.brsu.by/ecology/nauchno-issledovatelskaya-rabota/interes/cycas-revoluta>.

751. Бугрова Э.М. Палеоген Туркменистана (обновленная схема зонального расчленения и корреляции) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. Т.4. №2. Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/2/20_2009.pdf

752. Габдуллин Р.Р., Иванов А.В., Кошелев А.В., Конаевич Л.Ф. Тренинг по секвентной стратиграфии. Учебное пособие по повышению квалификации специалистов. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2010. 1 электрон, опт. диск (CD-ROM, вклад автора – 50%).

753. Куприн П.Н., Архипов А.Я. О перспективах нефтегазоносности северных предгорий Западного Копетдага // Геология нефти и газа. 1963. №5 Режим доступа: <http://www.geolib.ru/OilGasGeo/1963/05/Stat/stat03.html>

754. Щерба. И. Большой Кавказ миллионы лет назад // Наука и жизнь. 2000. №11. Режим доступа: <https://www.nkj.ru/archive/articles/5313/>.

755. "Arctic Dinosaurs" Nova Documentary TV Episode. 2008. Режим доступа: <https://www.imdb.com/title/tt1303037/>

756. Average weather and climate guide with graphs and analysis of average temperatures, rainfall and daylength // World Climate & Temperature. Режим доступа: <https://www.climatemps.com/>

757. CABI Digital Library. *Alnus glutinosa* (European alder) // CABI Compendium. Datasheet. Режим доступа: <https://www.cabi.org/isc/datasheet/4574>.

758. Erdmann G.G. *Betula alleghaniensis* Britton // United States Department of Agriculture. Режим доступа: https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_2/betula/alleghaniensis%20.htm.

759. Florida average weather, climate and temperature information // World climate weather rainfall and temperature data. Режим доступа: <http://www.worldclimate.com/climate/us/florida>.

760. Ipor I.B., Oyen L.P.A. *Laurus nobilis* (PROSEA) // Plant Use. Режим доступа: [https://uses.plantnet-project.org/en/Laurus_nobilis_\(PROSEA\)](https://uses.plantnet-project.org/en/Laurus_nobilis_(PROSEA)).

761. Packee E.C. *Tsuga heterophylla* (Raf.) Sarg. // United States Department of Agriculture. Режим доступа: https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_1/tsuga/heterophylla.htm.

762. Seal J. When is it Too Cold for Ferns Outside? // SFGATE 19.06.2020 Режим доступа: <https://homeguides.sfgate.com/cold-ferns-outside-74538.html>.

763. Schmidt W.C., Shearer R.C. *Larix occidentalis* Nutt. // United States Department of Agriculture. Режим доступа: https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_1/larix/occiden

talis.htm.

764. *Viereck L.A., Johnston W.F.* *Picea mariana* (Mill.) B. S. P. // United States Department of Agriculture. Режим доступа: https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_1/picea/mariana.htm.

765. *Williams R.D.* *Juglans nigra* L. // United States Department of Agriculture. Режим доступа: https://www.srs.fs.usda.gov/pubs/misc/ag_654/volume_2/juglans/nigra.htm.

Патенты

766. *Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р.* ПО «Indicator Paleo Climate» (свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2022660318 от 04.07.2022, **вклад автора – 15%**).

ПРИЛОЖЕНИЯ

Тектоническая (геодинамическая) классификация формаций по [Тектонический кодекс России, 2016]

Тектоническая (геодинамическая) формация		Группа формаций	Элементарная формация	
Континентальнорифтовая		Терригенная (обломочная)	Грубообломочная формация	
Платформенная, континентальнорифтовая, пассивно-окраинная, активно-окраинная тылового прогиба			Песчаниковая формация	
Платформенная			Песчано-алевролитовая (терригенная) формация	
Платформенная, континентальнорифтовая, пассивно-окраинная, активно-окраинная тылового прогиба			Песчано-глинистая континентальная формация	
Платформенная, континентальнорифтовая			Терригенная угленосная	
Платформенная, континентальнорифтовая			Терригенная пестроцветная	
Платформенная		Глинистая	Глинистая формация	
Континентально-рифтовая, пассивно-окраинная, активно-окраинная тылового рифта			Формация битуминозных сланцев	
Платформенная			Формация глинистых сланцев (аспидная, черносланцевая)	
Платформенная		Карбонатная	Глинисто-карбонатная мергельная	
Платформенная, континентальнорифтовая			Доломитовая	
Платформенная, континентальнорифтовая, пассивно-окраинная, активно-окраинная тылового прогиба			Известняково-доломитовая	
Платформенная, абиссальной равнины дна океана			Известняковая известняковая рифовая	
			Меловая	
Платформенная		Кремнистая	Опоково-терригенная формация	
Платформенная, континентальнорифтовая, коллизионная краевого прогиба		Сульфато-галогенная	Гипсово-ангидритовая сульфатная терригенно-карбонатная формация	
Континентально-рифтовая, пассивно-окраинная, активно-окраинная тылового рифта, коллизионная краевого прогиба			Галогенно-калиеносная (калиевых и калий-магниевых солей) формация	
			Галитовая (каменной соли) формация	
Развитоостроводужная Абиссальной равнины дна океана, развитоостроводужная, активно-окраинная тылового прогиба		Туфогенно-осадочная	Туфово-алеврито-глинистая	
			Туфо-терригенная	
Коллизионная краевого прогиба		Молассовая	Морская терригенная моласса	
Пассивно-окраинная			Морская паралическая угленосная моласса	
			Континентальная угленосная моласса	
Флишевая				
Пассивно-окраинная внешнего шельфа			Карбонатно мергелисто-известняковая флишевая	
Пассивно-окраинная внутреннего шельфа			Карбонатно-терригенная флишевая	
Преддугового прогиба, глубоководного желоба		Терригенная (песчанико-алевритовая) флишевая (турбидитовая)	Терригенная (песчанико-алевритовая) флишевая (турбидитовая)	
Пассивно-окраинная подножия континента и глубоководного конуса выноса крупных рек			Туфо-алеврито-глинистая флишевая (турбидитовая)	
Пассивно-окраинная континентального склона и глубоководного конуса выноса крупных рек, глубоководного желоба			Терригенная (глинисто-алевритовая) контуритовая	
Платформенная Наземной коры выветривания		Каолиновой остаточной коры выветривания		
Континентального локального внутриплитового магматизма, континентально-рифтовая, срединно-океанического хребта, юноостроводужная, активно-окраинная вулканоплутонической дуги, коллизионная межгорной впадины		Низкощелочная низко- и умереннокалиевая	Базальтовая	
Траппового магматизма			Щелочная высоко-ультракалиевая Трахибазальт-трахидолеритовая	

Климатическая классификация формаций по [Синицын, 1980]

Формации тропического и почти тропического климата

- Олигомиктовая (пестроцветная)
- Олигомиктовая, близкая к мономиктовой
- Олигомиктовая, переходная к мезомиктовой (преимущественно красноцветы)
- Высококарбонатная и экстракарбонатная

Формации ослабленного тропического и субтропического климата

- Олигомиктовая, близкая к мезомиктовой (полулатериты)
- Мезомиктовая (угленосная)
- Умеренно-карбонатная морская

Формации умеренного и арктического климата

- Ледниковая континентальная
- Льды
- Бескарбонатная морская
- Ледниковая морская

Формации равномерно-влажного климата

- Полимиктовая

Кремнисто-глинистая [по Хаину, 1983]

Ископаемые остатки

- цианобионты
- мшанки
- губки
- серпулы
- кораллы
- устрицы
- брахиоподы
- иноцерамы
- гастроподы
- рудисты
- пелециподы
- аммониты
- эхиноидеи
- наутилоидеи
- членистоногие
- белемноидеи
- криноидеи
- рыбы

Ch - Chlamys

Nu - Nucula

Ph - Pholadomya

Pe - Pecten

Li - Lingula

Литологические признаки

- Красноцветные осадки
- Сероцветные озерные осадки
- Пестроцветные осадки

Палеогеографические обстановки

- К

 - континентальная
- Л

 - лагунная
- ММ

 - мелководно-морская

Коллектор

Битуминозные осадки

НГМ - нефтегазоматеринские породы

НГК - нефтегазоносный комплекс

[illegible]

Приложение 3. Климатическая история регионов акватории моря Лаптевых и Охотского моря в юрско-современное время.

АЛЯСКА

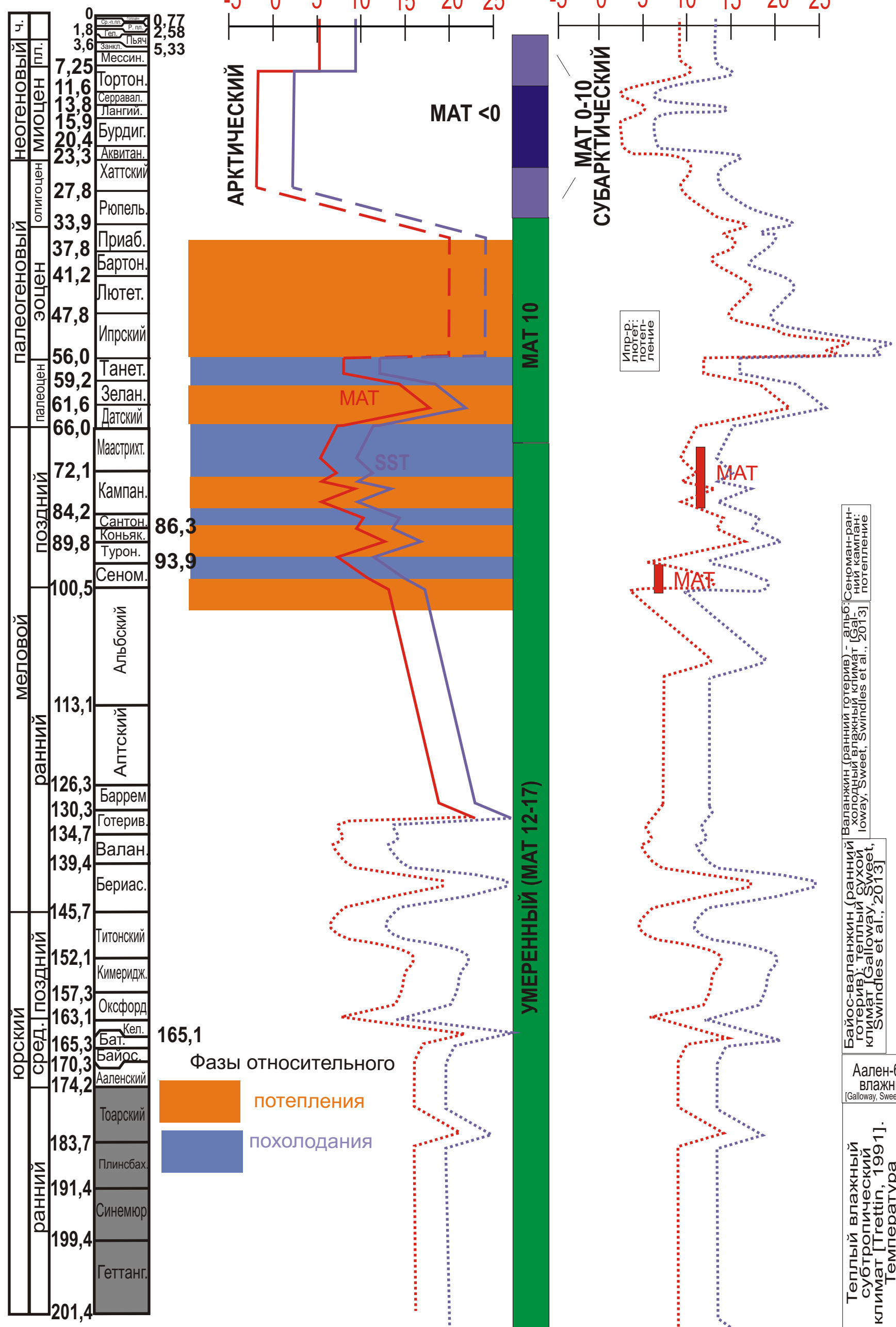
Север Аляски

Дельта р. Маккензи

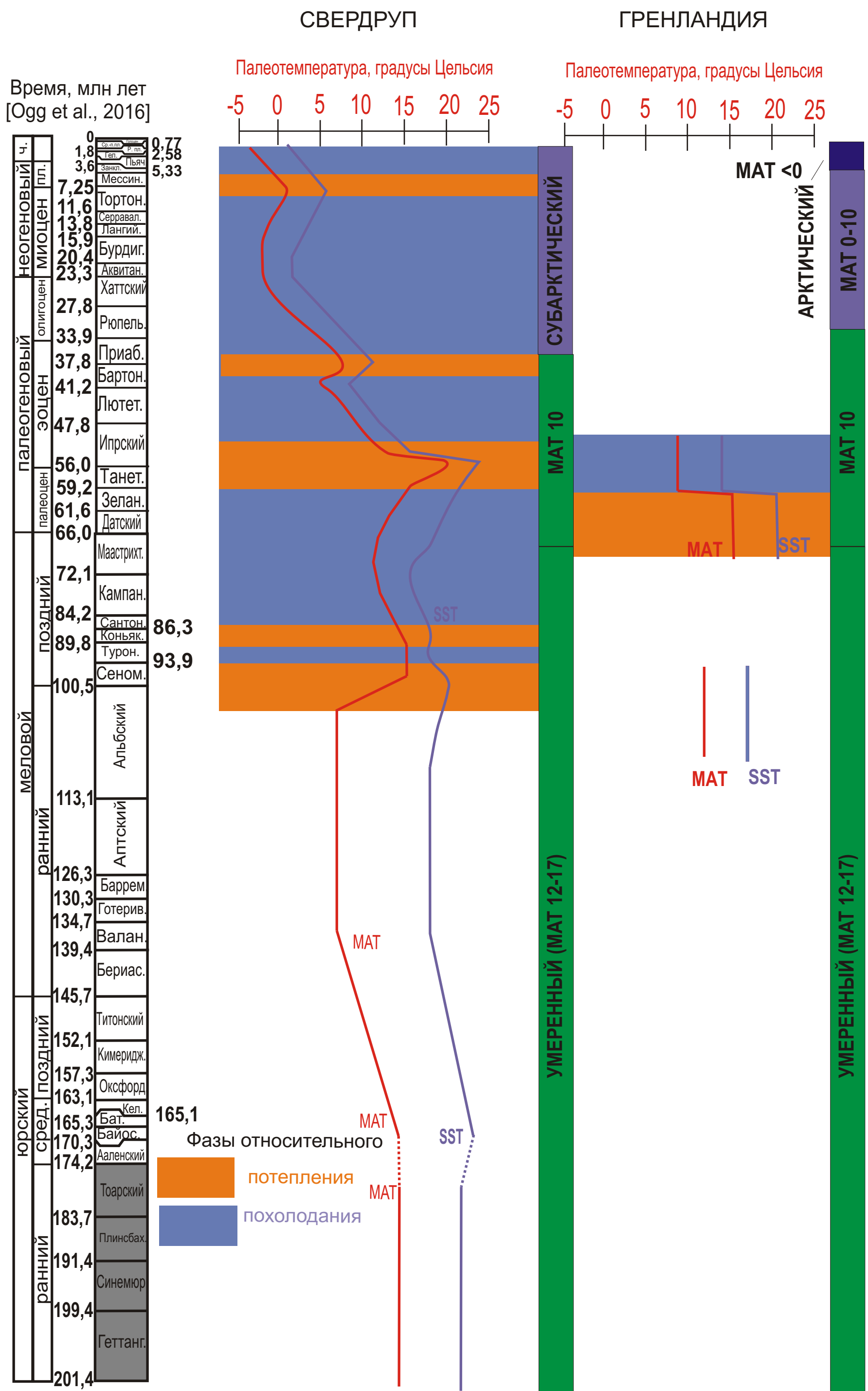
Время, млн лет
[Ogg et al., 2016]

Палеотемпература, градусы Цельсия

Палеотемпература, градусы Цельсия



Приложение 4. Климатическая история района п-ва Аляска в юрско-современное время.



ПРИЛОЖЕНИЕ 6. КЛИМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ЗЕМЛИ ДЛЯ МЕЗОЗОЯ-КАЙНОЗОЯ

