

На правах рукописи

Ростовцева Юлиана Валерьевна

**СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В БАССЕЙНАХ
СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО МИОЦЕНА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА
(СТРАТОТИПИЧЕСКИЙ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКИЙ РЕГИОН)**

Специальность 25.00.06 – литология

Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Москва – 2012

Работа выполнена в Московском государственном университете
имени М.В. Ломоносова на кафедре литологии и морской геологии
геологического факультета

Научный консультант:

Доктор геолого-минералогических
наук, старший научный сотрудник

Плюснина Инга Ивановна
МГУ имени М.В. Ломоносова

Официальные оппоненты:

Доктор геолого-минералогических
наук, профессор

Ахметьев Михаил Алексеевич
ГИН РАН,
главный научный сотрудник

Доктор геолого-минералогических
наук, профессор

Мурдмаа Ивар Оскарович
Институт Океанология РАН,
главный научный сотрудник

Доктор геолого-минералогических
наук, профессор

Антошкина Анна Ивановна
ИГ Коми НЦ УрО РАН,
главный научный сотрудник

Ведущая организация: Кубанский государственный университет, геологический
факультет (г. Краснодар)

Защита состоится 12 октября 2012 г. в 14 час. 30 мин. на заседании диссертационного
совета Д 501.001.40 при Московском государственном университете имени
М.В. Ломоносова по адресу: 119234, г. Москва, Ленинские горы, МГУ имени
М.В. Ломоносова, корпус «А», геологический факультет, ауд. 829.

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке геологического
факультета МГУ (главное здание МГУ, сектор А, 6-й этаж)

Автореферат разослан « » сентября 2012 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета



Карнюшина Е.Е.

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Керченско-Таманский сектор Причерноморья является уникальным объектом для исследования, на примере которого можно проследить развитие Восточного Паратетиса в неогене. Этот регион нефтегазодобывающий и здесь зародились основы стратиграфии неогена Кавказского региона (Андрусов, 1884–1918). На Керченском полуострове установлены стратотипы целого ряда региоярусов миоцена (тархана, чокрака, мэотиса и понта). В рассматриваемом регионе средне-верхнемиоценовые отложения соответствуют основному этапу заполнения Керченско-Таманского прогиба и отличаются разнообразным фаціальным строением. Среди этих толщ выделяются как разрезы мелководных отложений с обилием бентосных моллюсков, так и относительно глубоководных, характеризующихся большей полнотой геологической летописи. Изучение глубоководных отложений открывает большие перспективы в решении важнейших проблем сопоставления региоярусов неогена Восточного Паратетиса с общей стратиграфической шкалой. Проведение такого рода работ невозможно без выполненных автором детальных литолого-фациальных исследований, включающих современные лабораторные методы изучения. Ряд глубоководных разрезов миоцена на Таманском полуострове рекомендован отечественным стратиграфическим комитетом в качестве опорных для южных районов Европейской части России. Знание литологии средне-верхнемиоценовых отложений необходимо для интерпретации данных, получаемых при исследовании акваторий Азовского и Черного морей, проводимых с целью поисков залежей углеводородов. В отличие от «классических» краевых прогибов, развивающихся на границе орогенов и платформ, Керченско-Таманский прогиб расположен между Крымской и Кавказской складчатыми областями. Выявление особенностей осадконакопления в Керченско-Таманском прогибе расширит представления об эволюции периклинальных структур. Несмотря на длительную историю изучения Керченско-Таманского региона, детальные комплексные литологические исследования, охватывающие большую часть региоярусов миоцена, ранее здесь не проводились. Восстановление седиментогенеза среднего и позднего миоцена рассматриваемого региона является актуальным для проведения дальнейших междисциплинарных прецизионных исследований и решения региональных, межрегиональных, практических и теоретических геологических задач.

Детализация существующих палеогеографических карт Паратетиса на основе изучения конкретных регионов, особенно стратотипических, необходима для дальнейшего познания развития осадочных бассейнов Альпийской складчатой области.

Цель и задачи исследования. Целью работы являлось выявление закономерностей седиментогенеза средне-верхнемиоценовых молассовых отложений стратотипического Керченско-Таманского региона, отражающих эволюцию бассейнов неогена Крымско-Кавказского сегмента Альпийской складчатой области.

Для достижения поставленной цели решались следующие основные задачи:

1. Выявление генетических особенностей строения средне-верхнемиоценовых разнофациальных отложений на основе детального послойного литологического изучения толщ и учета новых данных биостратиграфических исследований;
2. Определение вещественного и компонентного состава рассматриваемых отложений с помощью современных методов изучения осадочных образований;
3. Установление фациального строения изучаемых толщ и изменчивости условий их седиментации с построением ряда детальных фациальных профилей;
4. Восстановление обстановок осадконакопления и проведение палеогеографических реконструкций, отражающих этапы развития Восточного Паратетиса в течение среднего и позднего миоцена;
5. Рассмотрение перспектив дальнейших поисков залежей углеводородов в средне-верхнемиоценовых комплексах Керченско-Таманского региона на основе выполненных палеогеографических построений.

Методы исследования. Методика исследований основывалась на проведении комплексных литолого-стратиграфических работ. Литологическое изучение отложений осуществлялось автором совместно с выполнением научными сотрудниками ПИН РАН и ГИН РАН палеонтологических, радиометрических и палеомагнитных исследований неогеновых толщ Тамани. Восстановление особенностей древнего седиментогенеза базировалось на применении как стандартных общепринятых приемов, в частности, минерально-структурного, текстурного, циклического, фациального анализов, так и на осуществлении междисциплинарных исследований. Седиментологические реконструкции проводились на основе синтеза литологических данных, а также с учетом палеонтологических, микрозондовых и изотопных определений, полученных

при целенаправленном опробовании различных фациальных типов отложений и реперных горизонтов. Для определения особенностей строения отложений и выработки критериев литостратиграфического расчленения толщ были составлены детальные описания разрезов, основанные на послойном изучении пород в шлифах и анализе отложений с помощью различных видов лабораторных исследований.

Фактический материал. В основу работы положен фактический материал, включающий послойные описания разрезов миоцена, собранный автором при проведении полевых исследований с 1996 г. по 2011 г. на Керченском и Таманском полуостровах, а также в ходе выполнения корреляционных работ в Западном Предкавказьи (Адыгея: р. Пшеха и р. Белая), Приднестровьи и Молдавии. Для определения минерального и компонентного состава отложений было проанализировано более 250 дифрактограмм образцов и около 900 шлифов. Глинистые породы изучались в ориентированных, прокаленных и насыщенных этиленгликолем препаратах, а также в порошке. Выполнено около 150 химических анализов. С помощью микрозонда изучено 15 образцов витрокластических пеплов из Керченско-Таманской области, Карпат и Армении, 8 проб из которых исследованы также вторично-ионной масс-спектрометрией. Более 20 образцов раковин моллюсков и карбонатных пород изучены методами изотопии. Используются определения кремневой флоры из 52 проб, отобранных лично автором из диатомосодержащих отложений разных фациальных обстановок. Около 30 образцов пород изучены с помощью электронной микроскопии. В работе использовался фондовый материал с описанием результатов бурения скважин.

Научная новизна. Для отложений среднего и верхнего миоцена Керченско-Таманской области Восточного Паратетиса впервые:

1. Установлены литостратиграфические критерии корреляции отложений на основе событийности осадконакопления; уточнены стратиграфическое положение переходных слоев между сарматом и мэотисом, мэотисом и понтом, а также нижняя граница портаферских слоев;
2. Определены ассоциации глинистых минералов и причины их изменчивости во времени и на площади;
3. Установлена двухстадийность этапов биогермообразования и определены факторы, контролирующие образования карбонатных органогенных построек на разных

возрастных интервалах;

4. Выявлено развитие карбонатакопления как в условиях теплого климата, так и при похолодании, сопровождающемся уменьшением увлажненности;

5. Установлено проявление микробияльного осадконакопления в относительно глубоководных условиях и проведена типизация карбонатных отложений;

6. Выявлены особенности фациальной изменчивости диатомового осадконакопления;

7. На основе прецизионных исследований определена эволюция составов пирокластического материала, слагающего прослойки вулканических пеплов;

8. Установлены особенности литологического строения, фациального состава и условий осадконакопления относительно глубоководных отложений;

9. Прослежено развитие осадкообразования в конце миоцена в области сочленения Крымской и Кавказской складчатых областей.

Практическое значение работы связано с решением важнейших задач поисков и прогнозирования размещения залежей углеводородов в пределах Керченско-Таманского периклинального прогиба и сопредельных с ним акваторий Азовского и Черного морей. Построение качественных седиментологических и фациальных моделей, палеогеографических карт способствует оптимизации геолого-разведочных работ в Крымско-Кавказском регионе, так как в относительно глубоководных отложениях среднего и верхнего миоцена Керченско-Таманской области наиболее полно запечатлена история геологического развития осадочных бассейнов Восточного Паратетиса в середине неогена. Составленные на основе детального литологического изучения послонные описания разрезов уже используются в решении стратиграфических задач, связанных как с уточнением границ отдельных регионов, так и с проведением широких межрегиональных сопоставлений.

Апробация работы и публикации. Автором опубликовано 108 научных работ, из которых 47 по теме диссертации (27 статей и 20 тезисов докладов). Результаты исследований докладывались на международных, отечественных, региональных совещаниях и конференциях, в том числе: на Всероссийских литологических совещаниях (Москва, 2006; Казань, 2011), Ломоносовских чтениях (2004, 2009, 2012), по теме «Проблемы геологии и освоения недр юга России» (Ростов-на Дону, 2006), школе по Морской геологии (Москва, 2007), по программе Президиума РАН «Происхождение

биосферы и эволюция гео-биологических систем» (Москва, 2010), а также использовались при составлении научных отчетов по грантам РФФИ (№07-05-00795; №11-05-00584-а), проектам Министерства образования России «Интеграция» по теме «Седименто- и литогенез осадочных бассейнов краевых прогибов» (№ ЭО-198/671) и ОАО «НК «Роснефть». Положения, изложенные в диссертации, обсуждались на заседаниях Неогеновой Комиссии МСК в г. Москве (2006, 2009, 2011), а также на сессиях Палеонтологического общества НАН Украины (2007, 2011).

Структура и объем работы. Работа состоит из введения, двенадцати глав и заключения, изложенных на 330 страницах текста, включая 75 рисунков и 17 таблиц. Имеются приложение и список используемой литературы, содержащий 260 публикаций.

Благодарности: Работа выполнена на кафедре литологии и морской геологии МГУ им. М.В. Ломоносова, всем сотрудникам которой автор выражает особую признательность. Автор с благодарностью вспоминает И.С. Чумакова†, участие и напутствие которого в самом начале исследований определило весь ход проводимых работ, а также А.А. Абашина†, помощь которого в осуществлении полевых изысканий на Керченском полуострове является неоценимой. Автор бесконечно благодарен за поддержку, помощь и научные советы М.Н. Щербаковой, И.А. Гончаровой, С.В. Попову, В.Л. Косорукову, Л.А. Головиной, Д.И. Головину†, Е.В. Белуженко, Т.Ф. Козыренко, О.В. Парфеновой, А.А. Носовой, В.М. Трубихину, Н.Ю. Филипповой, В.Н. Кулешову, А.П. Ольштынской, Э.П. Радионовой, Е.М. Тесаковой, И.С. Барскову, Т.Н. Пинчук, В.М. Сорокину, Ю.В. Саядян, Е.В. Жегалло, В.Х. Рошке, Е.Н. Кравченко, В.Г. Шлыкову† и многим другим замечательным исследователям и прекрасным людям. Особенно ценными были научные консультации И.И. Плюсниной, В.Т.Фролова и О.В.Япаскурта, с которыми обсуждались результаты исследования. Автор благодарен своей семье за поддержку и терпение.

Основные защищаемые положения:

1. Выявлены сущность и развитие осадкообразования молассовых отложений Керченско-Таманского региона в среднем и позднем миоцене.
2. Литолого-фациальные карты, впервые построенные поэтапно для каждого века среднего и позднего миоцена стратотипического Керченско-Таманского региона, реконструируют обстановки осадконакопления, отражающие историю развития Восточного Паратетиса в неогене.

3. В строении отложений Восточного Паратетиса установлено положение глобального событийного уровня межрегиональных корреляций в Альпийской складчатой области, связанного с наступлением максимума Мессинского соленосного кризиса в Средиземноморье.
4. Выполненные детальные палеогеографические реконструкции способствуют прогнозной оценке и выработке стратегических направлений поисков углеводородного сырья в карбонатно-глинистых комплексах среднего и позднего миоцена северо-западной окраины Восточно-Черноморского региона.

Часть 1. Общая характеристика строения отложений среднего и верхнего миоцена Керченско-Таманского региона

Глава 1.1. Современное состояние изученности отложений

Несмотря на долгую историю изучения отложений неогена Керченско-Таманского региона, в том числе и миоцена, до сих пор остается достаточно много неразрешенных вопросов, связанных с выяснением их геологического строения. При всем обилии геологических данных, неогеновые отложения рассматриваемого района, как и всего Крымско-Кавказского региона, не имеют общепринятого ярусного деления, существуют различные взгляды на объем и положение отделов и региоярусов миоцена, а также их корреляцию с хронологической шкалой Средиземноморья (Барг, Степаняк, 2003). Наличие многих проблем стратиграфии неогена и геологического строения Крымско-Кавказской области, включая Керченский и Таманский полуострова, обусловлено отсутствием или слабой литологической изученностью отложений. Перспективы дальнейшего исследования неогеновых толщ рассматриваемого региона связаны с всесторонним изучением относительно глубоководных отложений, вскрываемых в основном на Таманском полуострове и являющихся более полными, содержащими меньшее количество стратиграфических перерывов. При их рассмотрении особое значение приобретает проведение литологических работ. Знание основных закономерностей строения монотонных глинистых толщ значительно облегчает корреляцию относительно глубоководных отложений, а также проведение палеогеографических реконструкций. В настоящий момент возникла острая необходимость в создании седиментологических моделей, детализирующих палеогеографические карты, ранее построенные для всего Паратетиса (Popov et al, 2004).

Глава 1.2. Стратиграфия изучаемых отложений и тектоническое строение Керченско-Таманского региона

1.2.1. Стратиграфия

Отложения среднего и верхнего миоцена Керченско-Таманской области расчленяются на тарханский, чокракский, караганский, конкский, сарматский, мэотический и понтический региоярусы. В работе за основу принята региональная стратиграфическая шкала неогеновых отложений южных регионов Европейской части России в последней редакции, опубликованная Межведомственным стратиграфическим комитетом России в 2004 году. При описании стратиграфии изучаемых отложений использовались работы Н.И. Андрусова, Б.П. Жижченко, В.П. Колесникова, Л.А. Невеской с соавторами, Л.С. Белокрыса, В.Н. Буряка, А.К. Богдановича, М.Ф. Носовского, В.Н. Семененко, И.М. Барга, И.А. Гончаровой, Е.В. Белуженко и других исследователей, а также собственные данные по геологическому строению толщ. В дальнейшем в тексте будут использованы как полные, так и сокращенные (тархан и пр.) общепринятые названия рассматриваемых стратиграфических подразделений. Региоярусы охарактеризованы двустворчатыми моллюсками (Андрусов, 1884–1918).

Тарханский региоярус (верхи нижнего – низы среднего миоцена). Стратотип находится на мысе Тархан азовского побережья Керченского полуострова (Андрусов, 1918), гипостратотип – разрез урочища Малый Камышлак (Носовский и др., 1976). Тархан в нижней части представлен «майкоповидными» глинами с редкими раковинами фораминифер мощностью около 4 м (кувинские слои), в средней – прослоем глинистого мергеля толщиной 0,2–0,3 м с *Lentipecten corneus denudatus*, обозначаемого как «тарханский мергель» (терские слои), в верхней – глинами с обилием спирателл («спириалисовые глины») мощностью до 95 м (аргунские слои).

Чокракский региоярус (средний миоцен). Стратотип расположен на восточном берегу оз. Чокрак (Андрусов, 1884), гипостратотип – в урочище Малый Камышлак на Керченском полуострове. Чокрак подразделяется на нижний и верхний региоподъярусы с выделением зюкских (с *Aequipecten vamensis*, *Pitar laskarevi* и др.) и брыковских (с *Ervilia praepodolica*, *Donax tarchanensis* и др.) слоев. На Керченском полуострове нижний чокрак сложен в основном известняками, включая тела водорослево-мшанковых биогермов. Верхний чокрак представлен чередованием карбонатных пород

и глин. Общая мощность отложений чокрака здесь достигает 90–120 м. На Таманском полуострове чокрак сложен глинами, содержащими отдельные прослои карбонатных пород. В сводах антиклинальных складок мощность чокрака составляет не более 40–50 м, в синклиналиях – около 100–120 м. В Анапско-Адагумском районе чокрак мощностью около 10–25 м представлен известняками, местами встречаются тела мшанково-водорослевых биогермов.

Караганский регионарус (средний миоцен). Караган в мелководных разрезах расчленяется снизу вверх на архашенские слои с *Spaniodontella gentilis*, варненские слои с *Savanella andrussovi* и картвельские слои с несколькими видами рода *Barnea*. В глубоководных отложениях выделение всех этих трех слоев не всегда представляется возможным. В западной и центральной частях Керченского полуострова караган сложен известняками, часто строматолитовыми, а также глинами и песчаными прослоями. В восточных районах наблюдается переслаивание тонкозернистых карбонатных пород (толщиной до 0,6 м) и глин. Мощность карагана увеличивается с запада на восток от 30 до 150 м. На Таманском полуострове отложения представлены чередованием тонкозернистых карбонатных пород и глин. В разрезе г. Зеленского мощность карагана составляет около 50–70 м. В Анапско-Адагумском районе вдоль р. Анапка караган в основном сложен известняками общей мощностью до 50 м.

Конкский регионарус (средний миоцен). Конка в более полных разрезах, расположенных за пределами России, подразделяется на базальные сартаганские и вышележащие веселянские слои. В глубоководных разрезах расчленение конки на слои проводится в основном по микропалеонтологическим данным. Отложения конки на Керченском и Таманском полуостровах представлены глинами. На Таманском полуострове в разрезе г. Зеленского мощность пород конки составляет не менее 8–10 м. В Анапско-Адагумском районе в карьере вблизи пос. Чембурка отложения конки представлены раковинно-детритовыми известняками с *Ervilia trigonula* Sok., *Mytilaster volhynicus buglovensis* (Gatuev) и др. общей мощностью около 3,7 м.

Сарматский регионарус (верхи среднего – низы верхнего миоцена). В *нижнем сармате* снизу вверх выделяются кужорские (с *Plicatiformes praeplicatus* и др.) и збручские (с *Pliticatiformes plicatus* и др.) слои. Отложения нижнего сармата на Керченском и Таманском полуостровах представлены глинами. Л.С. Белокрысом (1976)

в восточной части Керченского полуострова выделены кужорские (до 80 м) и збручские (до 250 м) слои. На Таманском полуострове мощность нижнего сармата составляет 80–90 м. В Анапско-Адагумском районе вдоль р. Анапка нижний сармат сложен известняками мощностью не более 5–10 м.

Средний сармат состоит из двух пачек слоев: нижних (новомосковских) и верхних (днепропетровско-васильевских). Новомосковские слои сложены, как на Керченском, так и на Таманском полуостровах, преимущественно глинами, визуальными сходными с глинами нижнего сармата. Глины в западных районах Керченского полуострова – с *Mastra vitaliana* Orb. и др., в восточной части Керченского полуострова и на Таманском полуострове – с *Cryptomastra pesanseris* Andrus. («криптомактровые» слои). Мощность глин на Керченском полуострове увеличивается с запада на восток от 30 до 100 (130) м, на Таманском полуострове составляет около 200–250 м. Днепропетровско-васильевские слои сложены известковыми и известково-глинистыми породами. Известковые отложения с *Mastra fabreana* Orb., мощностью в среднем около 20 м, местами до 100 м, с биогермными образованиями, выделяются в западной и центральной частях Керченского полуострова. Известково-глинистые отложения, представленные чередованием глин и тонкозернистых карбонатных пород, развиты в юго-восточной части Керченского полуострова и на Таманском полуострове. Мощность этих толщ на Керченском полуострове составляет 25–30 м, на Таманском достигает 60 м. В Анапско-Адагумском районе, вблизи горы Султанской, отложения среднего сармата сложены раковинно-детритовыми известняками.

В *верхнем сармате* выделяются нижние (каторлезские) слои с обедненным комплексом моллюсков *Mastra (Chersonimastra) bulganica* и др. и верхние (митридатские) слои, заключающие водорослево-мшанковые биогермы. В данной работе митридатские слои, учитывая новые полученные сведения, рассматриваются в составе нижнего мэотиса. Каторлезские слои в юго-западной части Керченского полуострова представлены в основном известняками. В юго-восточной части Керченского полуострова, как и на Таманском полуострове, толщи сложены глинами, в нижней части содержащими отдельные прослои карбонатных пород. Мощность каторлезских слоев в разрезе г. Зеленского и м. Коп-Такыл составляет соответственно 120 и 260–290 м. В Анапско-Адагумском районе вблизи пос. Аккерменка отложения

представлены песками и песчанистыми глинами с прослоями раковинно-детритовых известняков.

Мэотический региоярус (верхний миоцен). Стратотип выделяется в районе г. Аршинцево (Керченский полуостров) (Андрусов, 1890). Мэотис подразделяется на нижний (багеровский) и верхний (акманайский) региоподъярус. В основании нижнего мэотиса на Керченском полуострове и местами на Таманском полуострове залегают глыбы водорослево-мшанковых известняков, выделяемые в митридатские слои. В западной и северной частях Керченского полуострова выше залегают известняки, в мульдах переслаивающиеся с глинами и мергелями. Мощность нижнего мэотиса здесь составляет около 30 м. В юго-восточной части Керченского полуострова и на Таманском полуострове развиты глины с *Abra tellinoides* (Sinz.), в которых встречаются прослойки диатомитов и известняков. Мощность отложений возрастает к крыльям антиклинальных складок от 20–50 до 200–300 м. В Анапско-Адагумском районе отложения представлены известняками, чередующимися с прослоями глин. В основании мэотиса в районе Нижне-Баканской площади выделяются тела водорослево-мшанковых биогермов до 2 м.

Отложения верхнего мэотиса (акманайского региоподъяруса) характеризуются солоноватоводным комплексом моллюсков с *Congeria panticae* Andrus., *C. amygdaloides navicula* Andrus. и др. На большей части Керченского полуострова верхний мэотис сложен известняками, чередующимися с прослоями глин и песков. Мощность отложений на западе Керченского полуострова составляет обычно около 2–4 м, на востоке достигает 15–17 м. На Таманском полуострове верхнемэотические отложения преимущественно глинистые, содержат диатомовые породы и отдельные прослои известняков. Мощность глин колеблется от 11 до 75–80 м и по данным бурения местами на крыльях антиклинальных складок может достигать первых сотен м. В Анапско-Адагумском районе верхний мэотис сложен в основном известняками. Общая мощность мэотических отложений составляет около 40–70 м.

Понтический региоярус (верхний миоцен). Понт Черноморской области подразделяется на два региоподъяруса: нижний (новороссийский) – со слоями евпаторийскими и одесскими; верхний – со слоями портаферскими и босфорскими. На Керченском полуострове в отложениях понта различают фацию фален, сложенную в основном рыхлыми ракушечниками и фацию валенциеннезиевых глин. Фация фален

широко распространена на Керченском полуострове и в большинстве разрезов выделяется в отложениях верхнего понта. Фауна валенциеннезиевых глин с *Paradacna abichi* (R. Hörn.), *Valenciennius* развита в юго-восточной части Керченского полуострова и на Таманском полуострове. В отложениях нижнего понта евпаторийские и одесские слои в рассматриваемом регионе отчетливо не вычленяются. В верхнем понте в портаферских слоях отмечается *Congeria subrhomboidea* Andrus., отсутствующая в босфоре. В босфорских слоях часто встречаются виды родов *Pontalmyra*, *Plagiodacna* и др. Мощность понта на Керченском полуострове может составлять 40 м, на Таманском полуострове по материалам бурения достигает 250–300 м. В Анапско-Адагумском районе понт, мощностью около 30–40 м, преимущественно сложен известняками.

1.2.2. Тектоника

Большую часть Керченско-Таманской области занимает Керченско-Таманский периклинальный прогиб, отделяющий Большой Кавказ от Горного Крыма (Геология СССР, 1968; Чекунов и др., 1976; Хаин, 1984). В его структуру входят Таманский полуостров, юго-восточная часть Керченского полуострова и смежный Керченско-Таманский шельф Черного моря. Прогиб имеет ширину около 50 км и протягивается на 130–140 км. По данным сейсмических исследований мощность осадочных толщ, выполняющих прогиб, превышает 10 км. Керченско-Таманский прогиб ограничен на юго-востоке складчатыми образованиями Северо-Западного Кавказа и Анапским выступом, на юге и юго-западе – Барьерной антиклинальной зоной шельфа Черного моря, на западе – мезозойскими образованиями Крымского горного сооружения. На севере прогиб не имеет четкой тектонической границы, смыкаясь с Индо-Кубанским краевым прогибом. Прогиб отделен от Большого Кавказа на востоке Кальмиус-Джигинский крупным меридиональным разломом, от Горного Крыма на западе – Узунларско-Горнастаевским. В прогибе развита система линейно протяженных антиклинальных зон, охватывающих Таманский полуостров и юго-восточную часть Керченского полуострова, а также прослеживающихся на шельфе Черного моря к юго-западу на 70 км. Антиклинальные зоны представляют собой валы шириной 4–7 км и амплитудой до 1 км, осложненные локальными поднятиями и грязевыми вулканами (Шнюков и др., 2005). Для Керченско-Таманской области характерны два основных направления дизъюнктивных нарушений: субмеридиональное и субширотное.

Глава 1.3. Примеры детальной литологической характеристики относительно глубоководных отложений

Детальная характеристика строения толщ приводится на примере трех разрезов относительно глубоководных отложений, охватывающих полностью рассматриваемый возрастной интервал пород и ранее слабо литологически исследованных. Остальные изучаемые толщи верхнего и среднего миоцена анализировались аналогичным образом. В работе имеется послойное описание и панорамный вид выбранных опорных разрезов.

1.3.1. Разрез урочище Скеля

В этом разрезе вскрываются отложения кровли майкопа, тархана и низов чокрака. Восточнее, в береговых обрывах азовского побережья, фрагментарно прослеживаются отложения верхнего чокрака и низов карагана.

Вещественная характеристика.

Глинистые минералы. В тонкодисперсной фракции глин описываемых майкоп-караганских отложений установлено присутствие гидрослюды, смектитов (в основном монтмориллонита), смешанослойных образований, каолинита и хлорита. Содержание гидрослюды, отличающейся значениями Id_{002}/Id_{001} от 0,37 до 0,85, колеблется от 33 до 59%. Концентрация смектитов варьирует от 6 до 27 %. Количество смешанослойных минералов, представленных модификациями типа слюда-смектит, составляет от 0 до 19%. В кровле майкопа и в низах верхнего тархана отмечается высокое суммарное содержание каолинита и хлорита (40–50%). Низам верхнего тархана свойственна наибольшая концентрация хлорита (29 %), отвечающего, скорее всего, политипам Шв и Ib ($\beta=97^\circ$).

Песчано-алевритовая обломочная примесь. Наиболее высокое содержание обломочной примеси (более 25 %) выявлено в верхней части верхнего тархана, где выделяются песчаные и песчано-алевритистые глины и присутствует прослой тонкозернистого песчаника толщиной 0,3 м.

Карбонатные минералы. Среди карбонатных минералов в описываемых отложениях присутствуют кальцит, доломит и сидерит. Известковистость глин колеблется от 0 до 22%. Наряду с прослоем «тарханского мергеля», повышенной известковистостью отличаются глины верхней части верхнего тархана (в среднем 14% и выше), незначительной – основания верхнего тархана.

Органогенные компоненты. В отложениях встречаются раковины моллюсков, фораминифер, остракод, наннопланктон, обломки морских ежей и костей рыб, цисты водорослей и др. В нижнем чокраке присутствуют тела водорослево-мшанковых биогермов (до 1–2 м). В карагане и верхнем чокраке развиты микробиальные отложения. В основании карбонатных прослоев верхнего чокрака-карагана встречаются мелкобугорчатые строматолиты.

Другие минералы. Присутствуют вторичные выделения пирита, марказита и оксидов железа. Наибольшее развитие пирита свойственно верхней части верхнего тархана.

Седиментологическая характеристика

Кровля майкопа и низы тархана сложены монотонными глинами, накопившимися в относительно глубоководных условиях (низы сублиторали и глубже). В среднем тархане при насыщении придонных вод кислородом и низких скоростях седиментации откладывались известково-глинистые отложения, содержащие скопления раковин моллюсков, – «тарханский мергель». В позднем тархане возобновилось интенсивное накопление глин в условиях слабой аэрации придонных вод. В дальнейшем, из-за начавшихся общего обмеления и структурной перестройки бассейна, произошло резкое опесчанивание отложений, сопровождающееся интенсивной биотурбацией. В самом конце тархана условия седиментации стабилизировались, количество обломочной примеси несколько снизилось. В начале чокрака в установившейся мелководной обстановке формировались водорослево-мшанковые органогенные постройки в сочетании с образованием онколитов. Во второй половине чокрака и в карагане накапливались толщи с ритмичным чередованием глин и карбонатных прослоев, отражающим, скорее всего, периодические изменения климата, известные как циклы Миланковича. При повышении влажности климата происходило накопление глин. Увеличение сухости способствовало образованию известковых осадков. Отложения формировались в мелководных условиях, о чем свидетельствует наличие в толщах карагана строматолитов и оолитов, в верхнем чокраке – горизонтов конседиментационного взламывания донных осадков. Видовая обедненность макрофауны, свойственная отложениям верхнего чокрака и карагана, свидетельствует о существовании «стрессовых» условий для обитания большей части организмов, что также определило широкое распространение различных цианобионтных сообществ.

1.3.2. Разрез горы Зеленского

В разрезе горы Зеленского прослеживаются непрерывной полосой отложения от кровли чокрака до верхов нижнего мэотиса, мощностью около 800–850 м, сложенные в основном глинами, содержащими местами диатомовые водоросли, а также включения биогермов и прослой карбонатных пород.

Вещественная характеристика.

Глинистые минералы. В тонкодисперсной фракции глин выделяются гидрослюда, смектиты (монтмориллонит), смешанослойные минералы, каолинит и хлорит. Преобладает гидрослюда, обычно характеризующаяся высокой железистостью с I_{d002}/I_{d001} от 0,2 до 0,47, часто 0,2–0,35. В отложениях кровли чокрака, карагана, конки, нижнего и низов среднего сармата содержание гидрослюды составляет от 39 до 49%. Присутствуют смектиты (13–35%), каолинит (9–14%), хлорит (13–22%), смешанослойные образования (0–18%). В переходных слоях, на границе отложений карагана и конки, а также конки и сармата, выделяются прослой глин с высоким содержанием гидрослюды (61% и 54% соответственно) и меньшим содержанием всех других глинистых минералов. В верхах среднего сармата и верхнем сармате содержание гидрослюды – от 51 до 73%. Здесь встречаются смектиты (0–20%), каолинит (7–15%), хлорит (10–20%), смешанослойные минералы (0–10%).

Песчано-алевритовая обломочная примесь. Большая часть рассматриваемых отложений характеризуется незначительным содержанием (до 10%) обломочной примеси. Наличие песчано-алевритового материала количеством до 25–30% отмечается в верхней части верхнего сармата.

Карбонатные минералы. Глины в основном слабоизвестковистые (до 10–15%). Больше содержание известковой примеси (17–25%) отмечается в глинах конки, верхней части среднего и в основании верхнего сармата. Отсутствием и низкой известковистостью отличаются глины кровли сармата. В составе карбонатных пород карагана присутствует кальцит, доломит, местами сидерит (до 3%). В карбонатных породах сармата и мэотиса присутствуют арагонит, кальцит и доломит.

Органогенные компоненты. В рассматриваемых отложениях породообразующее значение имеют диатомовые водоросли, наннопланктон, раковины моллюсков, микробиальные сообщества, скопления копрогенного материала и мелкого боя костей

рыб, мшанки. Повышенные содержания диатомей отмечаются в среднем и верхнем сармате, мэотисе.

Вулканокластический материал. В верхней части среднего сармата выделяется прослой (1–1,5 см) витрокластического пепла риолитового состава с содержанием: SiO_2 – 77%, глинозема – 13%, щелочей – 6–7%. По данным Д.И.Головина (Головина и др, 2002), абсолютный возраст этого вулканического пепла, установленный калий-аргоновым методом, составляет $12,0 \pm 0,36$ млн. лет. В глинах кровли сармата обнаружен горизонт с рассеянной витрокластикой, отвечающий реперному слою пепла, отмечаемому на границе сармата и мэотиса под мшанковыми известняками на Керченском полуострове.

Другие минералы. Практически повсеместно встречаются вторичные выделения пирита и марказита, местами присутствуют ярозит и гипс гипергенного происхождения. В отложениях карагана и среднего сармата выявлено наличие фосфатов.

Седиментологическая характеристика

Монотонность строения глин чокрака свидетельствует о накоплении этих осадков в относительно глубоководных (нижняя сублитораль) условиях. Отложения карагана выделяются ритмичным чередованием глин и карбонатных пород. Предполагается, что накопление карбонатных осадков происходило при низкой скорости седиментации, отсутствии и ограниченном поступлении обломочного материала в бассейн, при фоновой известковой седиментации и колонизации донных осадков бентосными микробальными сообществами. В переходных слоях карагана и конки в глинах выявлено повышенное содержание гидрослюды, обусловленное действием кратковременной регрессии и усилением сноса в бассейн терригенных осадков. Отложения конки представлены монотонными глинами, накопившимися в относительно глубоководной обстановке при преобладании фоновой и нефелоидной седиментации. Наличие в составе глин смешанослойных минералов типа хлорит-сметтит связано, скорее всего, с накоплением осадков при нормально-морской солености вод и достаточной концентрации Mg^{2+} в иловых водах. В кровле конки выделяются глины с ленточной слоистостью, обусловленной сезонным развитием наннопланктона. Низы сармата сложены глинами мощностью около 310 м, осаждение которых происходило в тиховодных условиях в отдалении от береговой линии. В верхах нижней части среднего

сармата выделяются три уровня развития мелких серпулово-микробиальных биогермов, учитывая обогащенность слагающего их кальцита легким изотопом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от $-30,6\text{‰}$ до $-36,8\text{‰}$), связанных, скорее всего, с действием метанотрофных бактерий и подводным газовыделением. Резкое изменение условий седиментации отмечается во второй половине среднего сармата, выразившееся в накоплении толщи ритмичного чередования глинистых и карбонатных пород и развитии диатомового фитобентоса. Тонкозернистые карбонатные породы верхов среднего сармата сходны с подобными образованиями карагана, отличаясь от них присутствием копрогенного материала, доля которого возрастает вверх по разрезу. Формирование тонкозернистых карбонатных пород происходило при снижении скоростей седиментации и в перерывах осадконакопления, когда могли преобладать фоновая известковая седиментация и образование микробиальных и подводно-элювиальных отложений. В рассматриваемой части разреза присутствует прослой витрокластического пепла риолитового состава. В основании верхнего сармата выделяется пачка глин, свидетельствующая о наступлении кратковременной трансгрессии. Во второй половине позднего сармата преобладало накопление глин, содержащих диатомовые водоросли. В верхах верхнего сармата установлено опесчанивание отложений. В нижнемэотических отложениях наблюдаются три уровня развития водорослево-мшанковых органогенных построек, а также отложения проксимальной части стоковых течений в виде руслового «вреза».

1.3.3. Разрез мыса Железный Рог

В разрезе мыса Железный Рог вскрываются миоценовые отложения верхнего сармата, мэотиса и понта мощностью около 460 м, сложенные глинами, содержащими отдельные прослои карбонатных пород и диатомиты.

Вещественная характеристика.

Глинистые минералы. В тонкодисперсной фракции глин выявлены: гидрослюды (со значениями I_{d002}/I_{d001} от 0,10 до 0,58), смектиты (в основном монтмориллонит), смешанослойные минералы, каолинит и хлорит. Более высокие содержание смектитов свойственны нижнему мэотису (от 32 до 55%), гидрослюды – верхнему мэотису и понту (от 61 до 68%). Верхний мэотис и понт отличаются заметными концентрациями каолинита и хлорита (в среднем 26%). В кровле нижнего понта установлено аномальное содержание каолинита (34–35%). Смешанослойные минералы равномерно распределены

по разрезу в количестве от 5 до 27%.

Песчано-алевритовая обломочная примесь. В глинах кровли верхнего сармата отмечаются многочисленные прослой-примазки алевритового, реже тонкопесчаного материала. Повышенное количество песчано-алевритовой примеси наблюдается в отложениях середины и кровли нижнего понта (около 20–25%), портафера (30%). В босфорских слоях верхнего понта содержится алевритовая примесь в количестве до 25%.

Карбонатные минералы. Среди карбонатных минералов в рассматриваемых отложениях выявлены кальцит, арагонит, доломит, сидерит и родохрозит. Заметные содержания микритового кальцита свойственны глинам верхней части нижнего мэотиса (до 22%), верхнего мэотиса (до 21%) и нижнего понта (до 21–26%). Наибольшей известковистостью отличаются глины верхнего понта (до 41%). Развитие слабоизвестковых и бескарбонатных глин выявлено в верхнем сармате и в основании нижнего мэотиса. Арагонит встречается в составе отдельных раковин моллюсков и в виде тонких прослоев (верхи сармата и низы мэотиса). Доломит в качестве вторичного минерала выявлен в составе тонкозернистых карбонатных пород (верхний сармат). Совместное присутствие кальцита, доломита, родохрозита и, реже, сидерита установлено в глинах в середине нижнего понта, в интервале, называемым ещё Н.И. Андрусовым горизонтом «стагнации».

Органогенные компоненты. В отложениях отмечается обилие диатомовых водорослей. Прослой диатомитов выявлены в отложениях мэотиса и в нижней части нижнего понта. Широкое развитие глин с различным содержанием диатомей установлено в верхней части нижнего и верхнего мэотиса, а также в низах понта. В этих толщах присутствует наннопланктон (Радионова, Головина, 2002). В середине нижнего понта отмечается массовое появление раковин остракод. Слои раковинно-детритовых известняков до 0,2 м выделяются в верхнем мэотисе, в низах нижнего понта и портафере.

Вулканокластический материал. В кровле верхнего сармата выделяются два прослоя витрокластических пеплов толщиной около 5 см, разделенные 4–5 м пачкой глин. Вулканические пеплы риолитового состава (SiO_2 – 77,6 %, Al_2O_3 – 12,8 %, щелочей – 8,7%). Нижний прослой витрокластике по данным Д.И. Головина (Головина и др., 2002)

имеет абсолютный возраст $8,87 \pm 0,27$ млн. лет, согласно I. Vasiliev (Vasiliev et al., 2011) – $8,69 \pm 0,18$ млн. лет. В переходных слоях между мэотисом и понтом присутствует, отмеченный ещё Н.И. Андрусовым, прослой вулканического пепла толщиной 1–3 см, содержащий алевритово-пелитовой размерности витрокластику дацитового и риодацитового состава (SiO_2 – 66,9%, Al_2O_3 – 18,9%, щелочей – 12,6%) и имеющий радиометрический возраст $8,40 \pm 0,30$ млн. лет (Чумаков и др., 1996).

Другие минералы. Повышенные содержания оксидных и сульфидных соединений железа выявлены в низах нижнего мэотиса, в середине нижнего понта и босфорских слоях.

Седиментологическая характеристика.

К концу сармата совместное проявление карбонатного и терригенного осадконакопления сменилось осаждением глин в верхней части с малым количеством диатомей и заметным содержанием песчаной примеси, отвечающей поступающей вглубь бассейна рассеянной тонкой речной взвеси. На границе сармата и мэотиса действие вулканизма в смежных регионах привело к образованию прослоев витрокластических пеплов, имеющих корреляционное значение. В начале мэотиса накапливались в основном слабоизвестковистые и бескарбонатные однородные глины на глубинах около 75–100 м. Во второй половине раннего мэотиса условия седиментации изменились, началось осаждение глин с повышенным количеством диатомовой, известковой и, в меньшей степени, обломочной примесей. Осадки накапливались при нормальной циркуляции вод, о чем свидетельствуют развитие биотурбации, появление раковин моллюсков и заметная известковистость осадков.

В основании верхнего мэотиса выделяется слой глинистой брекчии с изменчивой мощностью от 2 до 10 м. Одинаковый состав обломков глин и глинистого матрикса брекчии с вмещающими отложениями свидетельствует о подводно-коллювиальном происхождении рассматриваемых осадков. Верхняя часть верхнего мэотиса отличается циклическим строением, по составу диатомей отражающим влияние кратковременных притоков морских вод.

В нижней части понта выделяются отложения с моновидовым комплексом диатомей *Actinocyclus octanarius* (Радионова и др., 2012). Выше количество диатомовых снижается, отмечается опесчанивание отложений за счет привноса тонкой речной взвеси

и развитие стагнации придонных вод. В кровле нижнего понта присутствуют песчанистые глины с высоким содержанием каолинита, указывающие на развитие значительной регрессии. Портаферские слои верхнего понта представлены горизонтами глин брекчиевого строения, сочетающимися с прослоем раковинно-детритового известняка со следами многократного перемыва. Босфорские слои верхнего понта, отличающиеся циклическим строением, отражающим, скорее всего, астрономические колебания климата, сложены осадками открытого мелководья.

Глава 1.4. Критерии литостратиграфического расчленения отложений

Детальное изучение глинистых относительно глубоководных отложений среднего и верхнего миоцена Керченско-Таманского региона позволило выявить основные критерии их литостратиграфического расчленения.

Тархан. Отложения тархана в изучаемых разрезах характеризуются: 1) литологическим сходством строения толщ нижнего тархана с майкопскими глинами, затрудняющим определение нижней границы кувинских слоев, 2) развитием терских слоев в виде бронирующего горизонта с обилием макрофауны, называемых «тарханский мергель», 3) литологической неоднородностью аргунских слоев (спиралисовых глин) и их резким опесчаниванием в средней части.

Чокрак-караган. Основой сопоставления отложений чокрак-караганского возраста является наличие в нижней части чокрака водорослево-мшанковых биогермов, а в верхней части чокрака и карагане – микробиальных отложений.

Конка-низы среднего сармата. Отложения конки, нижнего и низов среднего сармата представлены глинами, строение которых визуальное является достаточно однородным. В кровле конки реперным является пласт (0,9 м), образованный ленточным чередованием глин и прослоев с наннопланктоном (Головина и др., 2004). В кровле нижнего сармата выявлено опесчанивание. В нижней части среднего сармата установлены три уровня развития серпулово-микробиальных биогермов.

Верхи среднего сармата. Отложения среднего сармата выделяются в разрезе за счет широкого развития карбонатных пород, в мелководных разрезах преобладающих и отчасти представленных водорослево-мшанковыми и водорослево-нубекуляриевыми известняками. В относительно глубоководных толщах наблюдается ритмичное чередование глин и прослоев тонкозернистых плитчатых доломитизированных

известняков с обилием копролитов.

Верхний сармат. В относительно глубоководных толщах низы верхнего сармата литологически сходны с отложениями верхней части среднего сармата, представленными чередованием прослоев глин и тонкозернистых доломитизированных известняков. Отличительной особенностью этих отложений является наличие в основании пачки глин мощностью не менее 15 м.

Нижний мэотис. Во всех изучаемых разрезах в глинистых отложениях наблюдается: 1) наличие в низах бес- и слабокарбонатных, обычно диатомосодержащих, отложений, в верхах – более известковистых осадков; 2) присутствие в низах мэотиса уровня резкого увеличения биопродуктивности диатомей. В большей части разрезов рассматриваемого региона в основании мэотиса залегают водорослево-мшанковые биогермы, три уровня развития которых отмечается на Таманском полуострове.

Верхний мэотис. Во всех рассматриваемых разрезах на границе нижнего и верхнего мэотиса наблюдается изменение литологического состава отложений, выраженное сменой глин либо оолитовыми, раковинно-детритовыми известняками, залегающими по неровной нижней границе, либо осадками своеобразного строения (глинистой брекчии, м. Железный Рог). Отложениям верхнего мэотиса свойственно циклическое строение, обусловленное периодическим развитием прослоев диатомитов и диатомовых глин.

Понт. В глинах нижнего понта корреляционное значение имеют слои с моновидовым комплексом диатомей *Actinocyclus octanarius* (Ольштынская, 1995; Радионова и др., 2012), присутствующие в низах понта (новороссия), а также горизонт «стагнации» в средней части отложений. В кровле нижнего понта присутствуют горизонты палеопочв. Отложения портаферских слоев резко выделяются в разрезе своеобразным литологическим строением. Отложения босфора в осевой части бассейна отличаются закономерным чередованием пачек темно-серых, известковистых и светло-серых, известковых глин, прослеживающимся на площади.

Часть 2. Особенности осадконакопления в бассейнах среднего и позднего миоцена Керченско-Таманского региона

В результате детального литологического изучения отложений среднего и верхнего миоцена Керченско-Таманского региона установлено, что их образование определялось действием терригенного, карбонатного, диатомового и пирокластического

осадконакопления.

Глава 2.5. Терригенное осадконакопление

Терригенное осадконакопление в среднем и позднем миоцене в пределах Керченско-Таманского региона проявлялось, в основном, в образовании мощных глинистых толщ. Алевритовые, песчаные и грубообломочные отложения накапливались эпизодически и в незначительном количестве. Глины (более 200 образцов) были изучены рентгеновским методом. Количественное соотношение глинистых минералов определялось по методу П. Бискайе (Biscaue, 1965) и рассматривалось в качестве приблизительной оценки абсолютных концентраций глинистых минералов.

В тонкодисперсной фракции глин было установлено наличие гидрослюд, смектитов, смешанослойных минералов, каолинита и хлорита. Гидрослюды отмечаются повсеместно, практически везде встречаются смектиты, каолинит и хлорит, смешанослойные образования развиты неравномерно и местами отсутствуют.

Гидрослюды с разной степенью железистости, часто гидратированы. Наличие высокожелезистой гидрослюды выявлено в отложениях Таманского полуострова (I_{d002}/I_{d001} в основном 0,20–0,34, гора Зеленского и 0,13–0,33, мыс Попов Камень), маложелезистой – в толщах тархана (I_{d002}/I_{d001} обычно 0,48–0,64, ур. Скеля) и верхнего сармата (I_{d002}/I_{d001} обычно 0,43–0,72, мыс Коп-Такыл) Керченского полуострова. Преобладают гидрослюды с железистостью от 0,27 до 0,5. В глинах тархана установлено наличие гидрослюд политипов 1М и 2М1.

Смектиты представлены, в основном, монтмориллонитом, с обменными катионами Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , редко K^+ . Преобладают магниезальные монтмориллониты. Широкое распространение кальциевого монтмориллонита отмечается в изучаемых толщах в юго-восточной части Керченского полуострова, за исключением глин верхнего сармата.

Смешанослойные минералы присутствуют в виде неупорядоченных и, реже, упорядоченных образований обычно типа гидрослюда-смектит с различным соотношением пакетов от 85:15 до 30:70. Наиболее высокие количества этих минералов установлены в отложениях мэотиса и понта. В отложениях конки и в единичных слоях глин мэотиса присутствуют разновидности типа хлорит-смектит.

Каолинит обычно встречается в небольших количествах в виде плохо ограненных кристаллов. В кровле нижнего понта в разрезе мыса Железный Рог выявлено

преобладание каолинита (34%) с высокой степенью окристаллизованности.

Хлорит представлен железистыми, реже магнезиально-железистыми, разновидностями. Повышенные концентрации хлорита отмечаются в кровле майкопских и низах тарханских отложений (до 29%, ур. Скеля и 26%, п. Приазовский), где выделяются различные его модификации, отвечающие, скорее всего, политипам Пв и Ив ($\beta=97^\circ$).

Глинистые отложения среднего и верхнего миоцена Керченско-Таманского, в целом, характеризуются однотипным полиминеральным составом и различаются соотношением слагающих их компонентов, а также их модификациями. По соотношению породообразующих компонентов выделяются основные разновидности глин:

Каолинит-хлорит-гидрослюдистые с гидрослюдой в количестве менее 50% и повышенным суммарным содержанием каолинита и хлорита (от 30–35 до 50%). Широкое развитие этого типа глин установлено в кровле майкопа и большей части тархана.

Смектит-гидрослюдистые с гидрослюдой в количестве менее 50% и повышенным содержанием (25–35%) смектитовой составляющей (смектита или смектита совместно со смешанослойными образованиями). Подобные отложения развиты в верхнем чокраке, большей части карагана, конке, нижнем и низах среднего сармата.

Гидрослюдистые с содержанием гидрослюды более 50% (до 73%). Глины подобного состава выделяются в кровле тархана, карагана, верхней части среднего и верхнего сармата, в верхах нижнего и верхнем мэотисе, понте.

Гидрослюдисто-смектитовые со смектитовой составляющей в количестве от 35 до 78%, превышающем концентрации других глинистых минералов. Содержание гидрослюды составляет не более 46% (обычно 20–40%). Глины этого типа развиты, в основном, в отложениях мэотиса и отдельных слоях понта.

Установлено, что в составе глинистых толщ, в большей степени, отражается влияние седиментационных, а не постседиментационных факторов литогенеза (рис.1). Отложения накапливались при существовании одних и тех же питающих провинций, разнообразие состава пород которых во многом обусловило полиминеральность глинистого вещества. Источниками сноса являлись южные районы Восточно-

Европейской платформы, Украинский щит, участки Крымской и Кавказской островной суши. В глинах выделяется однотипный набор глинистых минералов, количественные соотношения которых менялись во времени и на площади. Мелководные отложения, характеризующиеся заметной фациальной неоднородностью, отличаются от глубоководных большей пестротой состава глин.

Выявлено, что повсеместное появление высоких содержаний гидрослюды связано преимущественно с регрессивными этапами развития бассейна, сопровождающимися поступлением большого количества терригенного материала со стоком рек, поступающим, в основном, со стороны Восточно-Европейской платформы, и общим обмелением водоема. Развитие наиболее значительных регрессий, отражающих активизацию орогенеза, отмечается в конце тархана, сармата и раннего понта. Локальное распространение осадков с повышенным содержанием гидрослюды может быть связано с целым рядом факторов: местным действием тектонических процессов (расширением отмельных участков, ростом брахиантиклинальных складок и связанных с ними подводных поднятий и др.); наличием мелководных условий седиментации, отличающихся заметной фациальной изменчивостью; неравномерным распределением осадков речного стока и действием донных течений. Отложения этого типа выявлены в верхней части нижнего мэотиса, а также верхнего мэотиса и верхнего понта.

Повышенные количества смектитовой составляющей, в основном, характерны для отложений, накапливающихся в периоды действия трансгрессий. К таким отложениям относятся глины верхнего чокрака-карагана, конки, нижнего и низов среднего сармата, нижнего мэотиса, верхов мэотиса и низов понта. Отложениям нижнего мэотиса свойственны наиболее высокие содержания смектита. Предполагается, что степень солености вод могла отражаться на составе смешанослойных минералов, образующихся на стадии диагенеза. Развитие хлорит-смектитовых смешанослойных компонентов в глинах конки обусловлено, вероятно, их накоплением в бассейне с нормальноморской соленостью вод, в отличие от большей части рассматриваемых толщ, формировавшихся в полуморских и солоноватоводных условиях.

Накопление повышенного содержания хлорита в сочетании с подчиненным количеством каолинита в кровле майкопа и большей части отложений тархана происходило под влиянием фациальных и климатических факторов и определялось

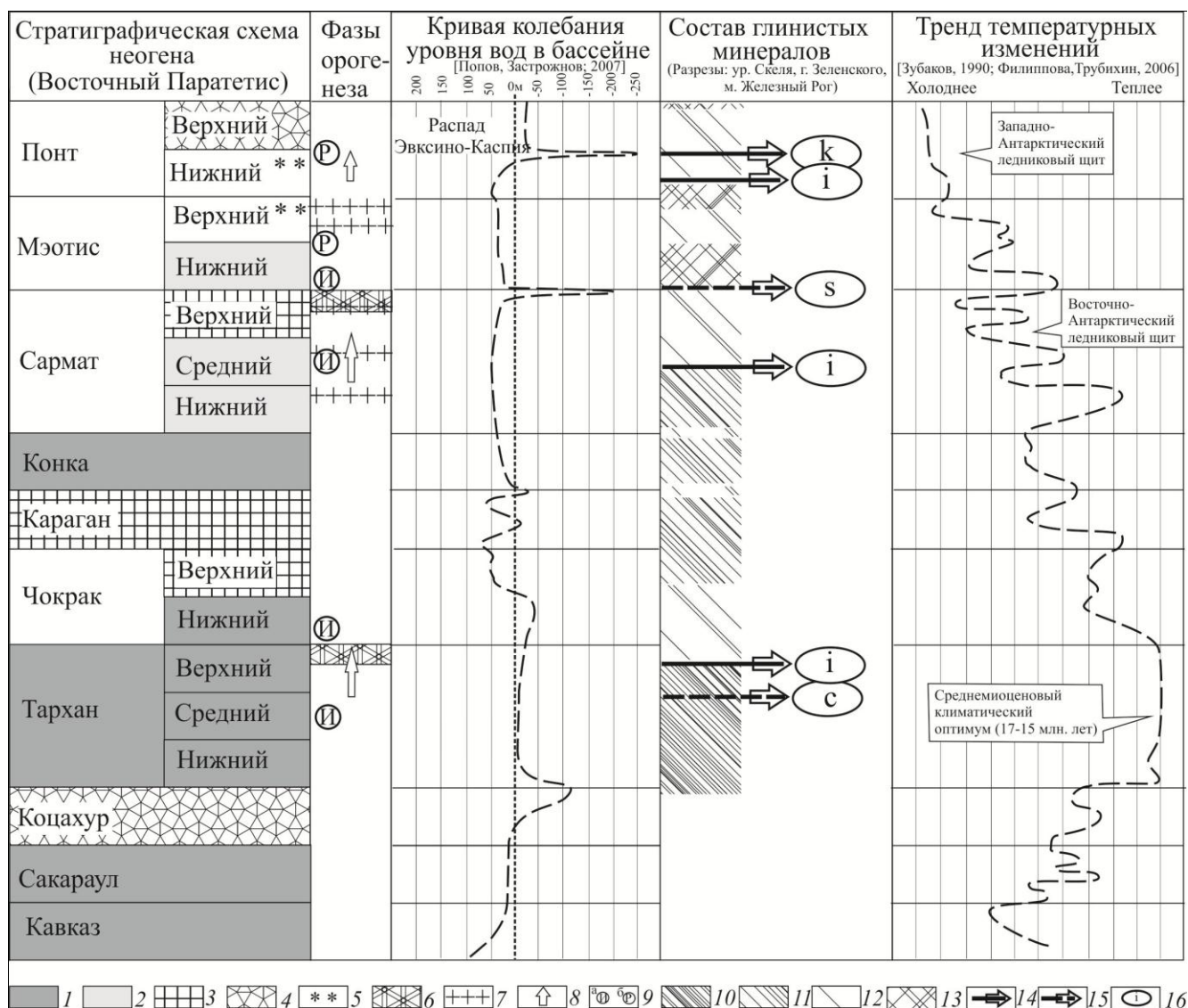


Рис. 1. Распределение глинистых минералов в отложениях среднего и верхнего миоцена Керченско-Таманского региона.

1–5 – типы бассейнов, по (Невеская и др., 2005): 1 – морские, 2 – полуморские со связью с открытыми водами, 3 – полуморские изолированные, 4 – солонатоводные изолированные, 5 – солонатоводные со связью с открытыми водами; 6 – фазы орогенеза, 7 – прослой витрокластике; 8 – этапы значительного обмеления бассейна, 9 – смена осаднения глин накоплением: известковых и известково-глинистых отложений (а) и брекчиевых осадков (б); 10–13 – разновидности глин: 10 – каолинит-хлорит-гидрослюдистые, 11 – смектит-гидрослюдистые, 12 – гидрослюдистые, 13 – гидрослюдисто-смектитовые; 14, 15 – резкое увеличение содержания отдельных глинистых минералов, связанное с: 14 – развитием наиболее крупных регрессий, 15 – другими факторами; 16 – глинистые минералы: гидрослюда (i), смектит (s), каолинит (k), хлорит (c).

осаждением глин в условиях субтропического климата (климатического среднемиоценового оптимума) в относительно глубоководной (низы сублиторали и глубже) обстановке при обильном поступлении в бассейн продуктов выветривания.

Установленные закономерности распределения глинистых минералов могут быть использованы при литостратиграфическом расчленении относительно глубоководных толщ, обычно плохо охарактеризованных моллюсками.

Глава 2.6. Карбонатное осадконакопление

Карбонатонакопление в Керченско-Таманской области в среднем и позднем миоцене проявлялось в росте органогенных построек и формировании западинных, отмельных и прибрежно-мелководных известковых осадков. Среди известняков и их доломитизированных разновидностей выделяются биогермные, цельнораковинные, детритовые, онколитовые, копрогенные, оолитовые и обломочные типы пород.

В Керченско-Таманской области, как и в пределах Восточного Паратетиса, установлено три основных этапа роста органогенных построек (Гончарова, Ростовцева, 2009, 2010): *чокрак-караганский*, *ранне-среднесарматский* и *мэотический*. В начале каждого этапа отмечается развитие водорослево-мшанковых биогермов, в конце – образование различных видов водорослево-микробиальных построек. Начало и завершение этих этапов, связанных с усилением орогенеза или действием трансгрессии, приходилось соответственно на моменты восстановления связи Восточного Паратетиса с соседними морскими бассейнами и его последующей изоляции.

Водорослево-мшанковые органогенные постройки, часто создававшие биогермные гряды, возвышавшиеся над дном, были развиты на мелководных участках бассейна, обычно граничащих с глубоководьем, а также отличающихся хорошей аэрацией вод и богатыми пищевыми ресурсами (Гончарова, Ростовцева, 2009). Наибольшим видовым разнообразием колоний мшанок характеризуются органогенные постройки морского раннечокракского бассейна. В полуморских сарматском и раннемэотическом водоемах формировались биогермы с более однообразным видовым составом каркасостроителей. Среди водорослево-микробиальных органогенных построек выделяются: строматолиты, тромболиты и водорослево-нубекуляриевые биогермы (рис.2). Водорослево-нубекуляриевые биогермы отнесены к водорослево-микробиальным типам органогенных построек из-за существенного участия в их строении цианобионтов и

красных водорослей. Формирование различных видов водорослево-микробных образований происходило в позднем чокраке-карагане, среднем сармате и позднем мэотисе в условиях полуморских и солоноватоводного бассейнов Восточного Паратетиса.

I	II
Верхняя сублитораль	<p>1. Слоистые микробные отложения (строматолиты)</p> <p>1.1. Столбчато-пластовые (верхний чокрак - караган) <i>р. Белая</i> <i>с. Пташкино</i></p>  <p>1.2. Пластовые (верхний чокрак - караган) <i>с. Юркино</i></p>  <p>1.3. Корковые (нижний мэотис) <i>м. Панагия</i> <i>м. Тузла</i></p>  <p>2. Неслоистые микробные отложения (тромболиты: микритовые, сгустковые, пелоидные)</p> <p>2.1. Микробно-серпуловыe желвачки (верхний мэотис) <i>Яныш-Такыл</i></p> 
	Низы верхней и верхи нижней сублиторали

Рис. 2. Типы микробных (строматолитовых и тромболитовых) карбонатов Восточного Паратетиса (Керченско-Таманский регион и Западное Предкавказье). I – условия формирования, II – типы отложений: общий вид и а – микрофотографии (ув. 5, а*- ув.20), б – верхняя поверхность слоя, с – строение разреза.

В позднем чокраке и карагане на Керченском полуострове были развиты строматолиты. К тромболитам были отнесены породы, сложенные карбонатным

микритом с характерной сгустковой структурой, отличающиеся от строматолитов отсутствием четко выраженной слоистости (Aitken, 1967). Среди тромболитов выделяются пластовые и желвакообразные образования. Тромболиты пластовой формы сопоставимы с образованиями микробиальных матов (пленок, покровов), желвакообразной – отнесены к биогермам и биоценоотическим желвачкам. Развитие тромболитов, приуроченных к западным (относительно глубоководным) участкам бассейна, установлено в верхнем чокраке-карагане и среднем сармате. Водорослево-нубекулярные биогермы образовывались в среднем сармате в мелководных условиях на Керченском полуострове.

Среди цельнораковинных карбонатных пород, образующихся эпизодически, выделяются микроводорослевые, серпуловые, гастроподовые (планктонные и бентосные) и пелециподовые известняки. В составе детритовых образований, преобладающих среди мелководных известковых осадков, различаются раковинные (раковинно-детритовые), водорослевые и шламовые разновидности. Наличие массовых скоплений онколитов установлено в отложениях нижнего чокрака (разрез урочище Скеля, Керченский полуостров) и в основании верхней части среднего сармата (разрез Коп-Такыл, Керченский полуостров). Широкое распространение копролитовых карбонатных пород свойственно верхней части среднего и низам верхнего сармата. Оолитовые известняки, отмечаемые часто среди мелководных отложений среднего и верхнего миоцена Керченско-Таманской региона, обычно встречаются совместно с детритовыми накоплениями. Обломочные карбонатные породы, отличающиеся литокластовым составом, связаны с механическим (динамическим) способом образования. Эти образования выделяются как в мелководных обстановках, так и в более глубоководных, где ими сложены горизонты темпеститов (средний сармат, гора Зеленского).

Глава 2.7. Диатомовое осадконакопление

В Керченско-Таманском регионе диатомовое осадконакопление заметно проявилось со среднего сармата по ранний понт включительно на фоне тренда глобального похолодания климата. Восстановление особенностей диатомового осадконакопления основывалось на изучении составов сообществ диатомей, осуществляемом с учетом знания литологического строения отложений, характера цикличности толщ и

событийности седиментации (рис. 3). Исследовались палеоценозы диатомей различных фациальных обстановок (рис. 4). Определения диатомей были сделаны Т.Ф. Козыренко.

Диатомовые водоросли	сармат кровля	м э о т и с				понт низ
		нижний		верхний		
		низ	верх	низ	верх	
<i>Endictya oceanica</i> Ehr.			----	-----	-----	
<i>Thalassiosira baltica</i> (Grun.) Ostf.		-----	-----	-----	-----	
<i>T. coronifera</i> (Pr.-Lavr.) Pr.-Lavr.		-----	-----	-----	-----	
<i>T. delicatissima</i> Pr.-Lavr.		-----	-----	-----	-----	
<i>T. eccentrica</i> (Ehr.) Cl.		-----	-----	-----	-----	
<i>T. maotica</i> Pr.-Lavr.		-----	-----	-----	-----	
<i>T. tenera</i> Pr.-Lavr.		-----	-----	-----	-----	
<i>Cyclostephanos</i> sp. sp.				-----	-----	
<i>Cyclotella</i> aff. <i>temperiana</i> (Log.) Log.				-----	-----	
<i>Paralia sulcata</i> (Ehr.) Cl.		-----	-----	-----	-----	
<i>Aulacosira praegrnulata</i> var.		-----	-----	-----	-----	
<i>praegrnulata</i> F. <i>curvata</i> (Jousè) Simonsen		-----	-----	-----	-----	
<i>Hyalodiscus ambiguus</i> Grun.				-----	-----	
<i>Cocconeidiscus radiatus</i> Ehr.				-----	-----	
<i>Actinocyclus octonarius</i> Ehr.				-----	-----	-----
<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehr.) Ehr.		-----	-----	-----	-----	
<i>Biddulphia tuomeyi</i> (Bail.) Roper var.		-----	-----	-----	-----	
<i>tuomeyi</i> + var. <i>tridentata</i> (Ehr.) Jousè		-----	-----	-----	-----	
<i>Chaetoceros affinis</i> Lauder.		-----	-----	-----	-----	
<i>Ch. danicus</i> Cl.		-----	-----	-----	-----	
<i>Cymatosira savtchenkoi</i> Pr.-Lavr.				-----	-----	
<i>Rhaphoneis maotica</i> (Milov.) Sheshuk. et Gleser.				-----	-----	
<i>Synedra fasciculata</i> (Ag.) Kütz.		-----	-----	-----	-----	
<i>Dimerogramma minor</i> (Greg.) Ralfs.		-----	-----	-----	-----	
<i>Rhabdonema adriaticum</i> Kütz.		-----	-----	-----	-----	
<i>Grammatophora spinosa</i> Pr.-Lavr.		-----	-----	-----	-----	
<i>Navicula digitoradiata</i> (Greg.) A. S.		-----	-----	-----	-----	
<i>N. directa</i> W. Sm.		-----	-----	-----	-----	
<i>N. distans</i> W. Sm.		-----	-----	-----	-----	
<i>N. humerosa</i> Brèb.		-----	-----	-----	-----	
<i>Trachyneis aspera</i> (Ehr.) Cl.		-----	-----	-----	-----	
<i>Diploneis notabilis</i> (Grev.) Cl.		-----	-----	-----	-----	
<i>Cocconeis distans</i> Greg.		-----	-----	-----	-----	
<i>C. pediculus</i> Ehr.		-----	-----	-----	-----	
<i>C. placentula</i> Ehr. var. <i>placentula</i>		-----	-----	-----	-----	
<i>C. quarnerensis</i> Grun.		-----	-----	-----	-----	
<i>C. scutellum</i> Ehr.		-----	-----	-----	-----	
<i>Achnanthes brevipes</i> Ag.	-----	-----	-----	-----	-----	
<i>A. hauckiana</i> Grun.		-----	-----	-----	-----	
<i>Epithemia</i> sp. sp.		-----	-----	-----	-----	
<i>Rhopalodia gibberula</i> (Ehr.) O. Müll.		-----	-----	-----	-----	
<i>R. musculus</i> (Kütz.) O. Müll.		-----	-----	-----	-----	
<i>Nitzschia acuminata</i> (W. Sm.) Grun.		-----	-----	-----	-----	
<i>N. frustulum</i> (Kütz.) Grun.		-----	-----	-----	-----	
<i>N. hungarica</i> Grun.		-----	-----	-----	-----	
<i>N. panduriformis</i> Greg.		-----	-----	-----	-----	
<i>N. punctata</i> (W. Sm.) Grun.		-----	-----	-----	-----	
<i>N. sigma</i> (Kütz.) W. Sm.		-----	-----	-----	-----	
<i>N. tryblionella</i> Hantzsch.	-----	-----	-----	-----	-----	
<i>Surirella fastuosa</i> Ehr.		-----	-----	-----	-----	
<i>S. maotica</i> Pant.	-----	-----	-----	-----	-----	
<i>S. striatula</i> Turp.		-----	-----	-----	-----	

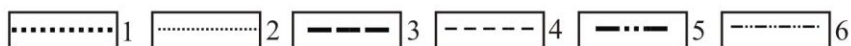


Рис. 3. Распределение отдельных видов ископаемых диатомей из изученных верхнемиоценовых отложениях Керченского и Таманского полуостровов: 1–2 – разрезы с. Заветное, Яныш-Такыл; 3–4 – разрез ст. Тамань, 5–6 – разрез м. Железный Рог; 1,3,5 – доминирующие виды (с оценкой очень часто – часто); 2,4,6 – сопутствующие виды (с оценкой нередко, редко и единично).

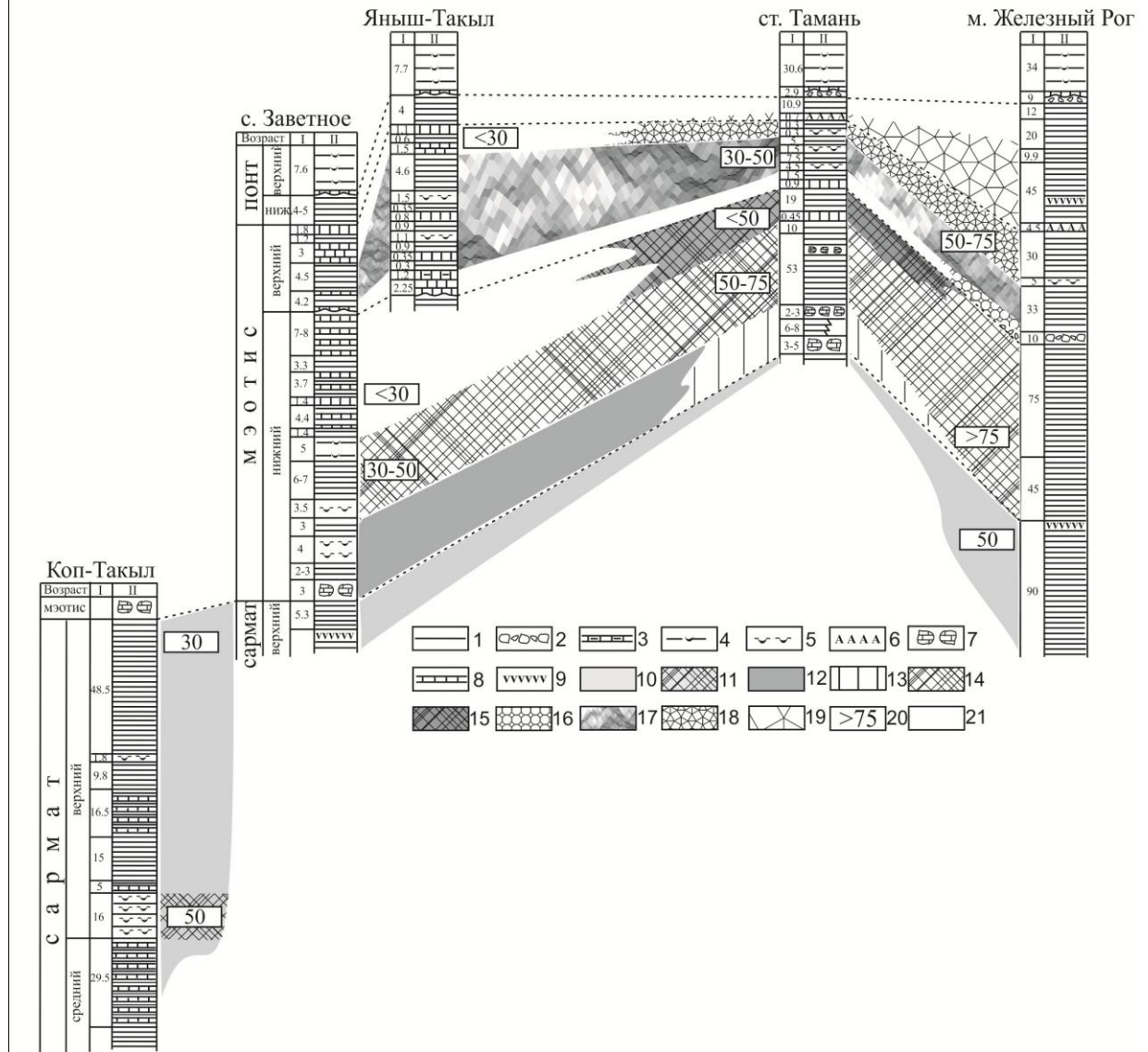


Рис. 4. Характер изменчивости комплексов диатомей из верхнемиоценовых отложений Керченского и Таманского полуостровов: I – мощность отложений, м; II – литологическая колонка; 1–9 – типы пород: глины (1), глинистая брекчия (2), тонкое чередование глин и тонкозернистых известковых прослоев (3), тонкое чередование глин и раковинных прослоев (4), диатомиты чистые, глинистые (5) и с обилием *Actinocyclus octonarius* (6), известняки мшанковые (7) и оолитовые, раковинные, тонкозернистые (8), вулканический пепел (9); 10–19 – комплексы диатомей с обилием: видов родов *Achnantes* Bory (*Achnantes baldjikianii* (средний сармат), *Achnanthes brevipes* (верхний сармат)), *Rhopalodia* O. Müll. (верхний сармат, Коп-Такыл) (10), видов рода *Thalassiosira* Cl (11), морского тихопелагического *Actinoptychus senarius* (достоверная (12) и предполагаемая (13) область развития), видов родов *Thalassiosira* Cl. и *Chaetoceros* Ehr. (14), солоноватоводно-морского бентосного *Surirella fastuosa* (15), пресноводных планктонных видов родов *Cyclostephanos* Round и *Cyclotella* Kütz. (16), *Cymatosira savtchenkoii* (17), *Rhaphoneis maotica* и *Coscinodiscus radiatus* (18), эвригалитного *Actinocyclus octonarius* (19); 20 – глубина бассейна, м; 21 – отсутствие или наличие редких створок диатомей.

Верхнемиоценовые отложения Керченско-Таманского региона отличаются неоднородным составом и неравномерным распределением комплексов диатомей, отражающих изменчивость существовавших фациальных обстановок. Наиболее полно диатомовой флорой охарактеризованы верхнемиоценовые толщи Таманского полуострова (разрезы ст. Тамань и м. Железный Рог), где преобладали, в основном, относительно глубоководные (нижняя сублитораль) условия седиментации. В пределах Керченского полуострова в отложениях понта, верхних частей нижнего и верхнего мэотиса диатомовые водоросли отсутствуют или встречаются в незначительном количестве. Диатомовое осадконакопление в этой части бассейна периодически ослабевало или прерывалось из-за значительного обмеления водоема и возникновения гидродинамического режима неблагоприятного для обитания микрофлоры. Фитобентос с обилием *Achnanthes brevipes* наиболее широко был распространен в конце сармата. Самое высокое количество планктонных форм диатомей отмечается в середине раннего, в конце позднего мэотиса и в начале понта. Впервые в основании верхнемэотических отложений в разрезе м. Железный Рог выявлен комплекс диатомовых водорослей с численным преобладанием пресноводных видов (родов *Cyclostephanos* и *Cyclotella*). В цикличности верхнемэотических диатомовых отложений в целом отражается периодичность проникновений морских вод, о чем свидетельствует наличие морских видов *Coscinodiscus radiatus*, *Endictya oceanica* и др. Кратковременный приток морских вод в конце мэотиса был более заметным. С наступлением морской трансгрессии и установлением особых условий обитания для кремневой флоры было связано развитие моновидового комплекса диатомей с *Actinocyclus octonarius* в начале понта.

Глава 2.8. Пирокластическое осадконакопление

Горизонты вулканических пеплов в Керченско-Таманском регионе известны в кровле нижнего, в верхней части среднего и верхнего сармата, а также верхнем мэотисе (включая низы переходных слоев с *Actinocyclus octonarius*). Средне-верхнемиоценовые пеплы Керченско-Таманского региона характеризуются толщиной прослоев от первых мм до 5–7 (12) см, алеврито-пелитовым или песчано-алевритовым размером частиц, а также содержанием обломков вулканического стекла от 92% и более.

В рассматриваемом регионе впервые установлена изменчивость состава витрокластики от древних к более молодым фазам вулканизма, выраженная в

уменьшении кремнекислотности и повышении щелочности пород. Сарматские пеплы отвечают риолитам и относятся к нормальнощелочным и субщелочным разновидностям магматических пород, верхнемэотические – риодацитам и дацитам субщелочного и щелочного типов вулканитов (рис. 5). Изучаемые вулканические пеплы отличаются низкой известковистостью и повышенными содержаниями оксида натрия и оксида калия. Количество оксида калия обычно преобладает над оксидом натрия. По петрохимическим особенностям керченско-таманские вулканические пеплы относятся к единой магматической формации. По этапности проявления вулканизма, содержанию основных компонентов и микроэлементов, предполагается принадлежность изучаемой пирокластике к древним центрам вулканических извержений Малого Кавказа (рис.6.).

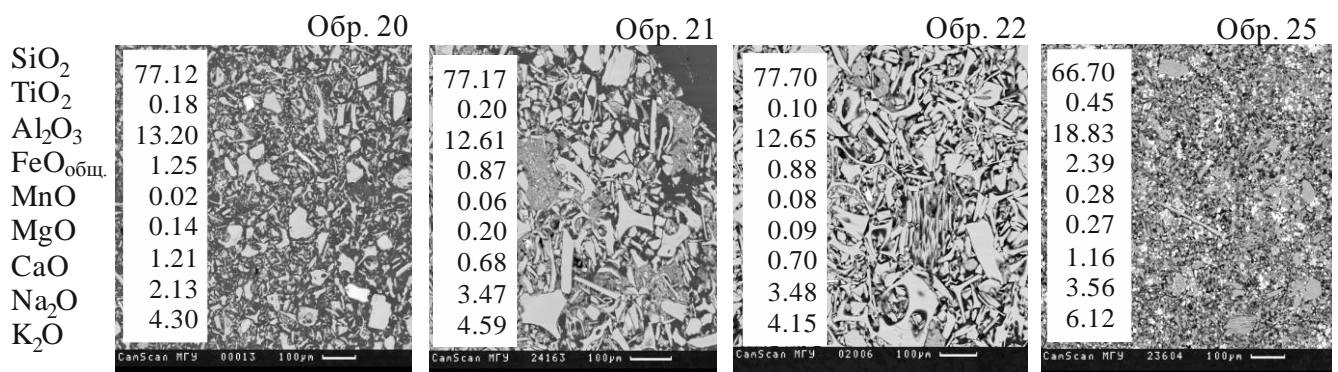


Рис. 5. Химический состав вулканических пеплов Керченско-Таманского региона. Обр. 20 – верхи среднего сармата (гора Зеленского); верхи верхнего сармата: Обр. 21 (село Заветное) и Обр. 22 (мыс Тузла); Обр. 25 – верхний мэотис-нижний понт (мыс Железный Рог).

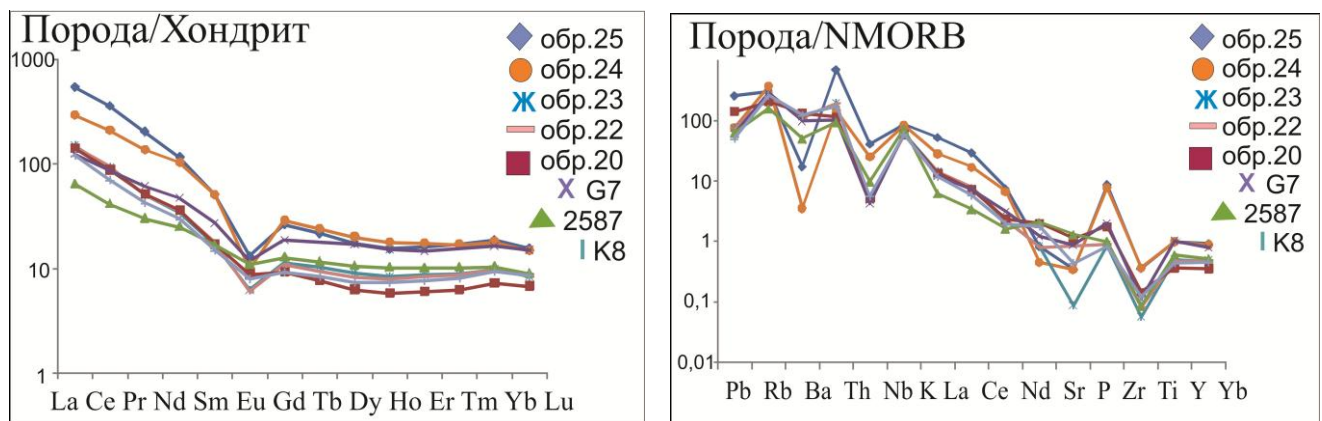


Рис. 6. Кривые распределения редкоземельных и редких элементов, нормированные на хондрит и NMORB (значения для нормализации, по Sun, McDonough; 1989) для витрокластике из отложений миоцена разных регионов.

Обр. 20, 22, 23, 24, 25 – керченско-таманские вулканические пеплы; G7 – риолит из Оаш-Гутый горного массива (Карпаты), абсолютный возраст 11 млн. лет (Seghedi et al., 2004); 2587 – риолитовый туф из Цахкуняцкого антиклинория (Армения), абсолютный возраст 11 млн. лет; K8 – миоценовый риолитовый туф из Центральной Анатолии.

Сарматские вулканические пеплы обогащены крупноионными литофильными (Ba_N/Nb_N 22,7–26,1), а верхнемэотические – высокозарядными элементами (Ba_N/Nb_N 0,14–0,42). В изучаемых керченско-таманских пеплах содержание легких лантаноидов преобладает над тяжелыми РЗЭ (La_N/Yb_N 14,9–28,9), отмечается высокая концентрация Rb (116–209 мкг/г).

Глава 2.9. Общая характеристика цикличности осадконакопления

Изучаемые толщи среднего и верхнего миоцена являются частью крупного регрессивного молассового литоцикла, охватывающего отложения от олигоцена до плиоцена, и отвечают образованиям нижней молассы. Образование этих толщ носило циклический характер и определялось сочетанием факторов: тектонического, климатического, эвстатического, ландшафтно-палеогеографического, гидрологического, отдаленно-вулканического и др. Цикличность терригенного осадкообразования, прежде всего, контролировалась усилением орогенеза в Крымско-Кавказской области Альпийского складчатого пояса, обуславливающим обмеление бассейна и увеличение объема сносимого с суши обломочного материала (конец тархана, сармата). Периодичность карбонатонакопления определялась тектоническим фактором, вызывающим возникновение новых областей мелководья (средний сармат, чокрак), действием трансгрессии (ранний мэотис), изменчивостью климата и гидрологии бассейна (поздний чокрак, караган, средний сармат). Циклическое строение диатомосодержащих отложений обуславливалось сменой фациальных условий и периодичностью кратковременных притоков морских вод. Пирокластическое осадконакопление определялось этапностью вулканизма в центральных областях Малого Кавказа в конце миоцена.

Часть 3. Развитие осадконакопления

в бассейнах среднего и позднего миоцена Керченско-Таманского региона

Глава 10. Фации

В изучаемых отложениях среднего и верхнего миоцена были установлены 53 фации, детально охарактеризованные в работе (табл.). Фации выделялись в разновозрастных отложениях по региоюрсам. При описании фаций рассматривались основные способы формирования отложений. По фациальному строению толщ реконструировались обстановки осадконакопления. Среди генетических типов отложений отмечают:

Фации и обстановки осадконакопления среднего и позднего миоцена Керченско-Таманского региона

Таблица

Региональные стратиграфические подразделения		Фации и обстановки осадконакопления						
		М (0-30 м)	М	МиОМ	ОМ	ОМ (30-100 м)	ОМиОГ	ОГ (100-500 м)
		Прибрежно-мелководные	Отдельной обширной области			Подводной равнины	Неглубокой впадины	Относительно глубоководной впадины
Внутренних частей	Ложбин		Внешних частей					
Верхний понт	Верхи (босфор)	Раковинно-детритовых известковых и песчаных (Ф10р)				Песчано-алевритоглинистых (Ф9р) Алевритоглинистых (Ф8р)		
	Низы (портафер)	Раковинно-детритовых известковых (Ф7р)				Песчано-раковинно-детритовых известковых (конденсированных) (Ф6р) Песчано-глинистых (Ф5р) Алевритоглинисто-брекчиевых (Ф4р)		
Нижний понт		Оолитово-детритовых и известковых и песчаных (Ф3р)				Известково-глинистых (Ф2р)	Диатомово- и известково-глинистых (Ф1р)	
Верхний эоцис		Песчаных и раковинно-детритовых известковых (Ф8m2)		Известково- и диатомово-глинистых (Ф3m2)	Глинистых и песчано-оолитовых известковых (Ф7m2) Песчано-алевритоглинистых и раковинно-детритовых известковых (Ф6m2)		Раковинно-оолитовых известковых (вершин поднятий) (Ф5m2) Песчано-алевритоглинистых (донных течений) (Ф4m2) Известково- и диатомово-глинистых (внешних частей) (Ф3m2) Известково-диатомово-глинистых (Ф2m2) Глинисто-брекчиевых (Ф1m2)	
Нижний эоцис	Верхи	Раковинно-детритовых и оолитовых известковых (Ф8m1)		Песчано-алевритоглинистых (Ф6m1)	Песчано-алевритоглинистых и оолитово-детритовых известковых (Ф7m1)		Известково-глинистых и детритово-оолитовых (стоковых течений) (Ф5m1) Диатомово-глинистых и известково-глинистых (Ф4m1)	
	Низы					Биогермных водорослево-мшанковых (Ф2m1)	Диатомово-глинистых и алевритоглинистых (Ф3m1) Глинистых (Ф1m1)	
Верхний сармат	Верхи	Раковинно-детритовых и оолитовых известковых (Ф3s3)			Песчано-глинистых и глинисто-диатомовых (Ф2s3)		Песчано-глинистых и глинисто-диатомовых (Ф2s3)	
	Низы	Раковинно-детритовых и оолитовых известковых (Ф3s3)	Песчано-глинистых и глинисто-диатомовых (Ф2s3)		Песчано-глинистых и глинисто-диатомовых (Ф2s3)		Известково-глинистых (Ф1s3)	
Средний сармат	Верхи	Песчано-детритовых известковых (Ф6s2)	Песчано-детритовых известковых (Ф6s2) Биогермных (водорослево-нубекулярных) (Ф5s2)		Биогермных (водорослево-мшанковых) (Ф5s2)		Глинисто-известковых (Ф4s2) Известково-глинистых (Ф3s2)	
	Низы					Песчано-глинистых (Ф2s2)		Глинистых (Ф1s2)
Нижний сармат		Песчано-детритовых известковых (Ф3s1)				Песчано-известково-глинистых (Ф2s1)		Глинистых (Ф1s1)
Конка		Раковинно-детритовых известковых (Ф3kn)				Песчано-глинистых (Ф2kn)		Глинистых (Ф1kn)
Караган		Оолитово-раковинных известковых (Ф4kr)	Раковинно-строматолитовых известковых (Ф3kr)		Глинисто-строматолитовых (Ф2kr) Известковых и глинистых (Ф5ch)			Известково-глинистых (Ф1kr)
Чокрак	Верхи	Оолитово-детритовых и строматолитовых известковых (Ф6ch)						Глинистых (Ф4ch)
	Низы	Раковинно-детритовых известковых (Ф3ch)			Биогермных водорослево-мшанковых (Ф2ch)			Известково-глинистых (Ф1ch)
Тархан	Верхи							Песчано-алевритоглинистых (Ф2t)
	Середина							Известково-глинистых и глинистых (Ф1t)
	Низы							

Условия: М - мелководные, ОМ - относительно мелководные, ОГ - относительно глубоководные.

фоновые, нефелоидные, волновые, биогермные, стоковых течений, подводно-коллювиальные, горизонты палеопочв и др. Установлено, что рассматриваемые отложения формировались в условиях относительно глубоководной и неглубокой впадин, подводной равнины, отмельной области и прибрежного мелководья, характеризующихся глубинами от эпибатиали (псевдоабиссали) до верхов сублиторали. В Анапско-Адагумском районе, начиная с чокрака до понта включительно, существовали прибрежно-мелководные обстановки. В пределах Керченского полуострова с чокрака попеременно возникали условия обширной отмельной области и подводной равнины. Развитие обстановок подводной равнины было связано с действием конкской, раннемэотической и раннепонтической трансгрессий. В осевой части Керченско-Таманского прогиба с тархана до конца первой половины среднего сармата существовали обстановки относительно глубоководной, а затем, с конца среднего сармата, неглубокой впадины. В позднем понте в этой области бассейна установились условия подводной шельфовой равнины. По смене крупных комплексов фациальных обстановок выделяются циклы: тархан-караганский, конкско-сарматский, мэотический и понтический. По изменчивости мощности отложений установлено смещение оси области с наибольшим накоплением осадков с запада на восток в среднем сармате и позднем мэотисе.

Глава 11. Условия осадконакопления

В среднем и позднем миоцене в Керченско-Таманской области Восточного Паратетиса, выделяемой В.П. Колесниковым (1940) в Еникальский пролив, происходило заполнение глинистыми осадками периклиналиного Керченско-Таманского прогиба. Еникальский пролив был ограничен участками Крымской и Кавказской суши. Кавказский остров наметился в качестве суши еще в начале олигоцена и, может быть, ранее (Холодов, Недумов, 1996). В работе приводятся литолого-фациальные карты, впервые построенные поэтапно для каждого века среднего и позднего миоцена (рис. 7–12).

Тархан. В начале тархана в Восточном Паратетисе в результате действия эвстатической трансгрессии (ТВ 2.2.3) существовавшие в коцахурское время солоноватоводные условия сменились морскими обстановками седиментации (Невеская и др., 1986). Климат был субтропическим (Ахметьев, 1993). В раннем

тархане в Керченско-Таманской регионе накапливались глинистые осадки в пределах нижней сублиторали и псевдоабиссали, с возрастанием глубин с запада на восток. На Таманском полуострове, по сравнению с Керченским полуостровом, существовали более глубоководные обстановки. Глины осаждались в пределах относительно глубоководной впадины. В среднем тархане условия осадконакопления стабилизировались, осаждение глин замедлилось. При низких скоростях седиментации и улучшении газообмена стали формироваться известково-глинистые осадки с массовым развитием бентосных моллюсков («тарханский мергель»). В начале позднего тархана вновь усилилось осаждение глин. В псевдоабиссали и низах сублиторали условия нормального газообмена вод сменялись периодами заморов. Во второй половине позднего тархана начались перестройка структурного плана бассейна и клиноформное заполнение осадками краевых частей впадины, связанные с усилением орогенеза в Крымско-Кавказском регионе и проявлением штирийской фазы складчатости. В это время отмечается резкое опесчанивание отложений.

Чокрак. В начале чокракского времени в результате предшествовавшего обмеления и структурной перестройки бассейна возникли новые обширные области мелководья. Климат оставался теплым. В конце чокрака наметились признаки аридизации (Гончарова и др., 2001). В раннем чокраке в центральных частях Керченского полуострова на месте относительного глубоководья возникла обширная область мелководья, представляющая собой удаленную от береговой линии отмель. Здесь в активноводных условиях отлагались раковинно-детритовые осадки, в менее гидродинамически подвижной обстановке формировались водорослево-мшанковые биогермы. В относительно мелководных и глубоководных условиях осаждались глины, накопление которых периодически нарушалось формированием известковых тонкозернистых осадков. Известково-глинистые отложения отмечаются в юго-восточной части Керченского полуострова и на большей части Таманского полуострова. В Анапско-Адагумском районе, в узкой полосе вдоль Анапского выступа, накапливались мелководные отложения, представленные, как и на Керченском полуострове, раковинно-детритовыми, песчанистыми осадками и водорослево-мшанковыми образованиями. В позднем чокраке расположение ранее установившихся мелководных и относительно глубоководных областей в целом сохранилось. Произошло

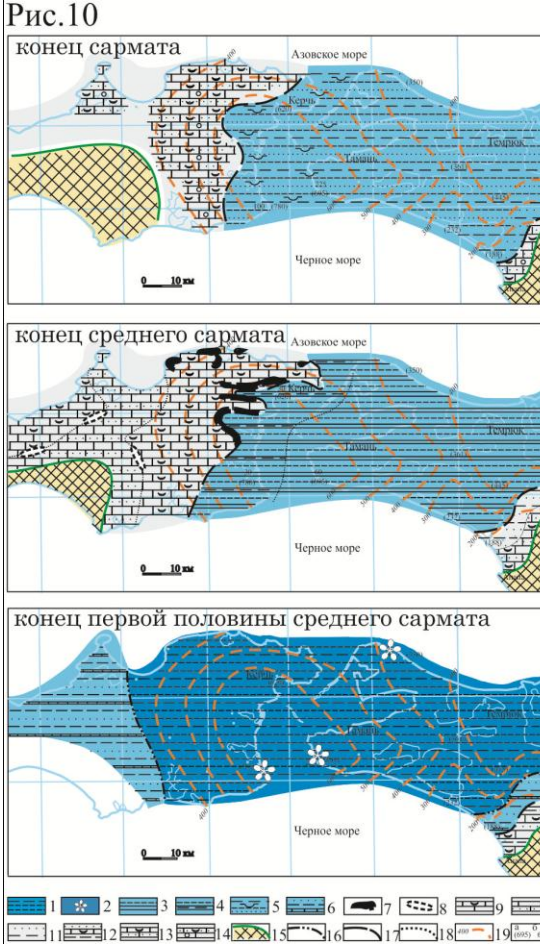
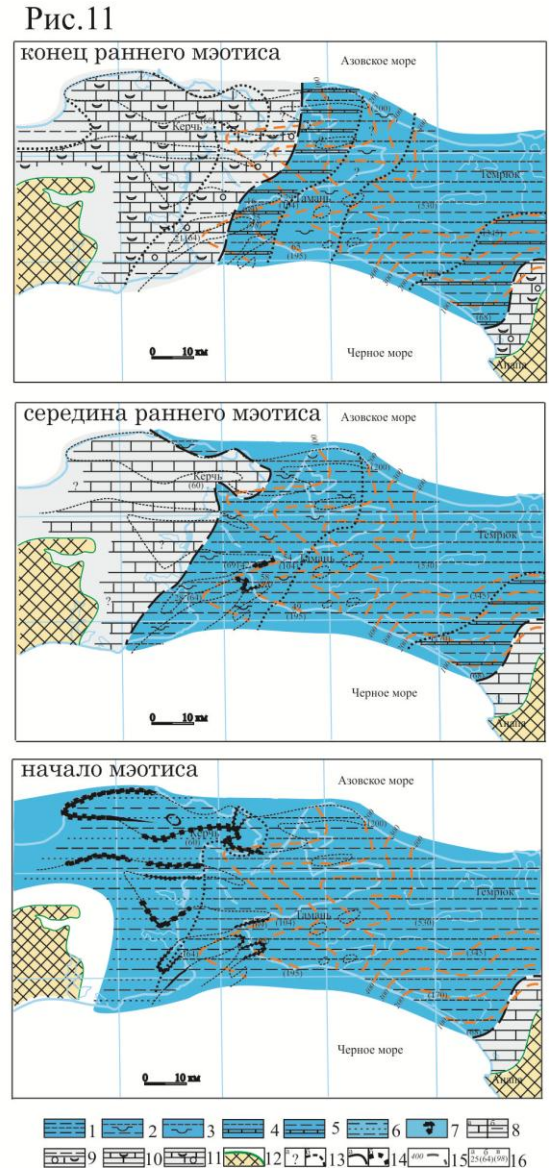
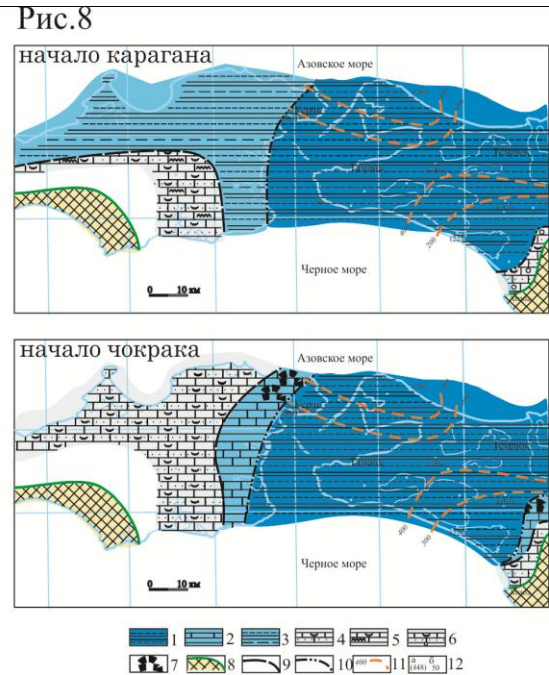
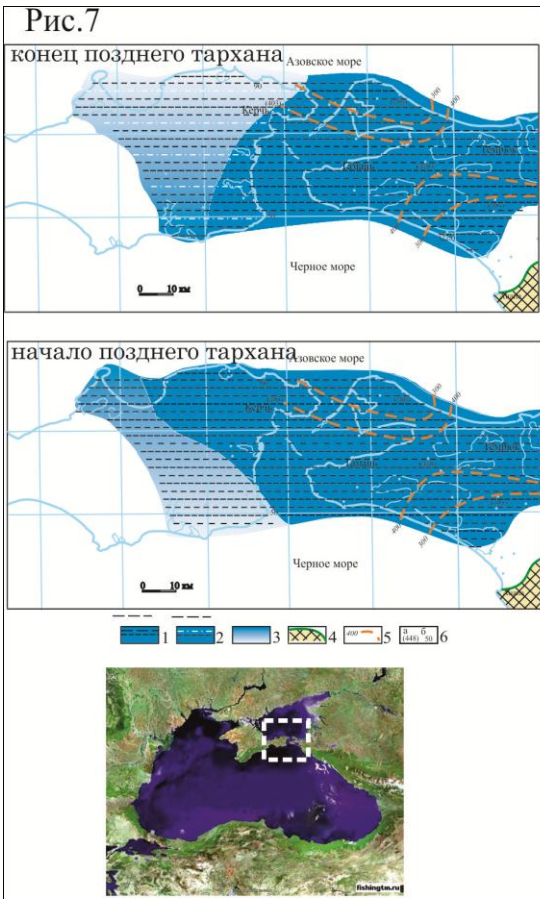


Рис.9

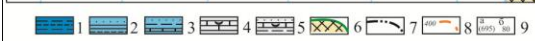
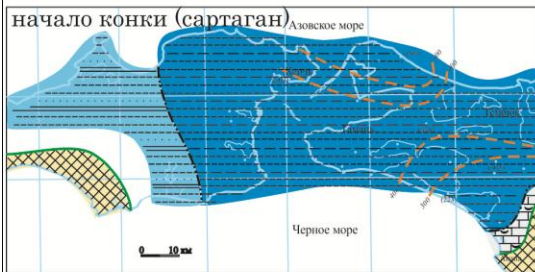
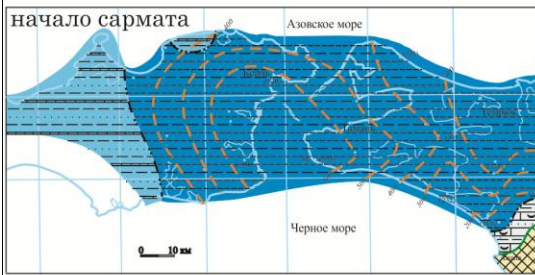
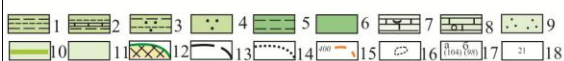


Рис.12



Литолого-фациальные карты Керченско-Таманского региона:

Рис.7. Тарханское время. 1-2- глины относительно глубоководной впадины; 3- светлые оттенки - уменьшение глубин; 4- суша, 5- изопакиты мощностей (тархан-конка), 6- мощность, м.

Рис.8. Чокрак-караганское время. 1- глины относительно глубоководной впадины; 2-6- отложения отмельной области и прибрежного мелководья; 7- биогермы; 8- суша, 9-10- границы обстановок седиментации; 11- изопакиты мощностей (тархан-конка), 12- мощность, м.

Рис.9. Конкско-раннесарматское время. 1- глины относительно глубоководной впадины; 2-3- отложения шельфовой подводной равнины; 4-5- прибрежно-мелководные отложения; 6- суша; 7- границы обстановок седиментации; 8- изопакиты мощностей (тархан-конка или сармат); 9- мощность, м.

Рис.10. Средне-позднесарматское время. 1-2- отложения относительно глубоководной впадины; 3-5- глины неглубокой впадины; 6- глины шельфовой подводной равнины; 7- биогермы; 8-14- отложения отмельной области и прибрежно-мелководные; 15- суша; 16-18- фациальные границы отложений; 19- изопакиты мощностей (сармат); 20- мощность, м.

Рис.11. Раннемэотическое время. 1-5-глины неглубокой впадины; 6- глины шельфовой подводной равнины; 7- биогермы; 8-11- отложения отмельной области и прибрежно-мелководные; 12- суша; 13- предполагаемое развитие антиклинальных структур; 14- фациальные границы отложений; 15- изопакиты мощностей (мэотис); 16- мощность, м.

Рис.12. Позднемэотическое и понтическое время. 1- глины неглубокой впадины; 2- отложения внешних частей отмельной области; 3-4- подводные речные выносы; 5-6- отложения шельфовой подводной равнины; 7-11- отложения внутренних частей отмельной области и прибрежно-мелководные; 12- суша; 13-14- границы обстановок седиментации; 15- изопакиты мощностей (мэотис или понт); 16- антиклинальные структуры; 17-18- мощность, м.

заиливание водоема, возможно из-за обильного поступления терригенного материала со стоком рек. В это время возникли благоприятные условия для развития на мелководье строматолитов. В условиях крайнего мелководья на локальных участках дна бассейна стало возможным осаждение гипсов (с. Пташкино). В относительно глубоководных условиях на большей части Таманского полуострова осаждались преимущественно глинистые осадки. В Анапско-Адагумском районе продолжилось формирование осадков в мелководной обстановке с развитием оолитообразования.

Караган. Начавшаяся в чокраке изоляция Восточного Паратетиса от вод Мирового океана продолжилась в карагане. Бассейн отличался аномальной соленостью, более высокой в отдалении от основных стоков рек и более низкой в местах обильного поступления пресных вод с суши. По И.А. Басову (1999), в карагане наметилось начало общего похолодания климата, наступившего после теплого периода среднемиоценового оптимума и сопровождавшегося быстрым ростом объема льда в Антарктиде, протекавшим в два этапа 14,5–14,0 и 13,5–12,5 млн. лет назад. В Керченско-Таманской области в целом сохранились установившиеся в позднем чокраке обстановки осадконакопления. На мелководье в пределах обширной отмельной области в центральной части Керченского полуострова продолжилось образование строматолитов, сопровождающееся накоплением оолитовых, раковинных, песчаных и песчано-глинистых осадков. В северной части Керченского полуострова по периферии отмельной области в относительно мелководных условиях шло осаждение глин, которое периодически прерывалось формированием пластовых строматолитов, сочетающихся с образованием оолитов и раковинных осадков. В юго-восточной части Керченского полуострова и на большей части Таманского, в пределах относительно глубоководной впадины, формировались толщи ритмичного чередования глин и пелитоморфных (тонкозернистых) известняков. По изотопному составу кислорода в карбонате кальция установлено, что глины накапливались в условиях более теплого климата ($\delta^{18}\text{O} = -1,32\text{‰}$), прослой известняков – в периоды похолодания ($\delta^{18}\text{O} = 0,04\text{--}1,32\text{‰}$). Похолодание сопровождалось уменьшением влажности и снижением терригенного сноса в бассейн. Образование пелитоморфных (тонкозернистых) известняков определялось сочетанием фоновой и микробиальной седиментации. При увеличении влажности и потеплении возобновлялось осаждение глин. Предполагается, что изменчивость климата

обуславливала ритмичное строение караганских толщ и была связана с циклами Миланковича.

Конка. В начале конки (сартаганское время) возникло довольно широкое сообщение Восточного Паратетиса с водами Мирового океана. Соленость вод возросла до 30‰ (Невеская и др., 1986). В конке отмечаются признаки прогрессирующего похолодания (изотопные события $Mi3$ (13,8 Ma) и $Mi4$ (13,2 Ma) (Shevenell et al., 2004)). На большей части Керченско-Таманской области в это время происходило накопление глин. Их осаждение на Керченском полуострове протекало в относительно мелководной обстановке подводной шельфовой равнины. На большей части Таманского полуострова глины формировались в относительно глубоководных условиях, во впадине с глубинами не менее 100–150 м. Периодическое нарушение циркуляции придонных вод приводило к возникновению застойных условий, препятствующих развитию донной фауны. В прибрежно-мелководной обстановке в Анапско-Адагумском районе накапливались раковинно-детритовые известковые осадки.

Сармат. В начале сармата в Восточном Паратетисе установились полуморские условия. Восточный Паратетис стал частью обширного бассейна, простиравшегося от Альп до Аральского моря и включавшего также Паннонский и Дакийский водоемы. Соленость вод раннесарматского бассейна составляла около 14–15 ‰ и могла достигать 16–18 ‰ (Невеская и др., 1986). В самом начале сармата отмечается уменьшение влажности и температуры (Щекина, 1979; Чепалыга, 1987; Syabryaj et al., 2007). В Керченско-Таманской области накапливались глинистые осадки в обстановках, во многом сходных с существовавшими в конкское время. В переходной зоне от мелководья к более глубоководным условиям местами формировались мшанковые постройки, которые установлены в береговых обрывах около с. Юркино (Керченский полуостров) (Гончарова, Ростовцева, 2011).

В начале среднего сармата осадконакопление продолжилось в ранее установившихся фациальных условиях. В конце первой половины среднего сармата на фоне начавшегося общего обмеления бассейна возникли благоприятные условия для роста мелких серпулово-микробиальных биогермов в относительно глубоководных обстановках, скорее всего, приуроченных к участкам подводных выходов метана. Во второй половине среднего сармата (днепропетровско-васильевское время) произошло резкое изменение

фациальных условий и более интенсивно проявилось карбонатонакопление. На Таманском полуострове установились условия неглубокой впадины с накоплением ритмичного чередования глин и тонкозернистых карбонатных прослоев с признаками проявления микробиального осадконакопления и обилием копролитов. На илистых грунтах широко был развит диатомовый фитобентос. В центральных и западных частях Керченского полуострова в обстановке обширной отмельной области формировались водорослево-нубекуляриевые биогермные и песчано-детритовые известковые отложения. В зоне нестабильного волнового воздействия, часто на сводах растущих подводных поднятий, образовывались мшанково-водорослевые биогермы.

В конце сармата, согласно Д.А. Туголесову и др. (1985), уровень вод Черного моря упал на 200–300 м. Климат был теплоумеренным, сначала влажным, затем более сухим (Филиппова, 2002). На юге Украины преобладали степи и лесостепи (Белокрыс, 1984). На большей части Таманского полуострова, как и в восточной части Керченского, продолжилось осаждение глин с периодическим накоплением известковых тонкозернистых и копрогенных осадков. В начале позднего сармата кратковременная трансгрессия обусловила формирование пачки глин с преобладанием планктонных диатомовых водорослей. В дальнейшем усилилось влияние притока пресных вод, выразившееся в опесчанивании глин в кровле сармата, отмечаемом на Таманском полуострове, а также в присутствии пресноводных видов диатомей. В отмельной области на Керченском полуострове продолжилось формирование детритовых известковых осадков. В Анапско-Адагумском районе на протяжении всего сармата в прибрежно-мелководных условиях накапливались раковинно-детритовые и оолитовые известковые осадки, чередующиеся с прослоями глин и песков.

Мэотис. Условия осадконакопления в раннем мэотисе определялись наступлением раннемэотической морской трансгрессии. Соленость раннемэотического моря достигала 13–18‰ (Ильина и др., 1976). Согласно Н.Ю. Филипповой (2002), климат был теплоумеренным и влажным. На Керченском полуострове и, местами, на Таманском (мыс Тузла, мыс Попов Камень, ст. Тамань, мыс Панагия и др.) в начале мэотиса возникли благоприятные условия для интенсивного роста водорослево-мшанковых построек. Наступление трансгрессии привело к возникновению на мелководье более тиховодных обстановок седиментации. На Керченском полуострове установились

условия подводной шельфовой равнины с широким развитием биогермов и глинистых осадков. На Таманском полуострове в неглубокой впадине преобладало осаждение глин с различным содержанием диатомей.

Во второй половине раннего мэотиса обстановки седиментации изменились, началось активное действие стоковых течений (мыс Тузла, мыс Попов Камень, ст. Тамань) и сократилось накопление глинистых и диатомово-глинистых осадков. В результате обмеления в западных и северных районах Керченского полуострова в пределах отмельной области формировались раковинно-детритовые известковые осадки. В ложбинах мелководья откладывались глины с прослоями известняков и, изредка, песков.

В позднем мэотисе Восточный Паратетис представлял собой солоноватоводный водоем. Начало позднего мэотиса в юго-западной части Таманского полуострова и на Керченском полуострове охарактеризовалось накоплением раковинно-детритовых известковых осадков со следами размыва. В дальнейшем произошло заиливание бассейна. На Таманском полуострове и в юго-восточной части Керченского полуострова преимущественно осаждались глины с известковой, диатомовой и обломочной примесью. В начале позднего мэотиса проявилось заметное влияние притока пресных вод, что могло быть связано с проградацией русла Палео-Дона. Это подтверждается наличием в северо-восточных областях Таманского полуострова (в пределах Анастасиевско-Троицкой, Курчанской разведочных площадей) в низах верхнего мэотиса мощного горизонта мелкозернистых авандельтовых песков, сложенных платформенным терригенным материалом.

В конце мэотиса осадконакопление в бассейне определялось кратковременными притоками морских вод. В это время на Таманском полуострове продолжилось накопление глинистых осадков в установившихся ранее фациальных условиях. В юго-восточной части Керченского полуострова осаждение глин сменилось образованием известковых осадков, представленных песчано-оолитовыми отложениями подводных аккумулятивных валов подвижного мелководья. В западной и северной частях Керченского полуострова в наиболее активных гидродинамических условиях мелководья в пределах обширной отмели продолжилось формирование известковых раковинно-детритовых осадков.

В Анапско-Адагумском районе в мэотисе в обстановке прибрежного мелководья накапливались преимущественно известковые раковинно-детритовые и оолитовые осадки.

Понт. Произошедшие в понте изменения в строении складчатых областей Карпат, Крыма и Кавказа во многом предопределили конфигурацию современных очертаний бассейнов Черноморского региона (Семененко, Тесленко, 1994). В начале понта отмечается кратковременная трансгрессия, а в конце раннего понта произошло резкое падение уровня вод в бассейне.

В раннем понте на Таманском полуострове формировались преимущественно глины, которые отлагались в пределах неглубокой впадины шельфового бассейна. В юго-восточной части Керченского полуострова происходило осаждение глин в более мелководных условиях. В середине раннего понта на Таманском полуострове (мыс Железный Рог) отмечается опесчанивание отложений, связанное с выносом тонкой взвеси подводных речных выносов вглубь бассейна. В конце раннего понта в юго-восточной части Керченского полуострова шло формирование горизонтов палеопочв (разрез оз. Тобечик), на Таманском полуострове установлено накопление глин с обилием алевритовой примеси и высоким содержанием каолинита (мыс Железный Рог), свидетельствующее о развитии значительной региональной регрессии и осушении обширных участков дна бассейна. Залегание портаферских слоев на глинах верхнего мэотиса со стратиграфическим несогласием, выявленное в разрезе мыса Тузла, свидетельствует о масштабе действия регрессии.

Начало позднего понта (портаферское время) охарактеризовалось накоплением осадков со своеобразным литологическим строением. В это время в западинах на Таманском полуострове формировались прослой алевритовых и брекчированных глин, образующиеся при быстром поднятии уровня вод в бассейне. В юго-восточной части Керченского полуострова в понижениях дна водоема отлагались песчано-глинистые осадки. Повсеместно формировались прослой раковинно-детритовых осадков со следами многократного перемыва (горизонты конденсации). Своеобразие литологического строения портаферских слоев объясняется происходившей в это время резкой сменой условий седиментации, связанной с завершением регрессии и началом заполнения бассейна водой, протекавших на фоне структурной тектонической

перестройки, обусловившей разделение на севере Эвксинского и Каспийского бассейнов Восточного Паратетиса. Регрессия в конце раннего понта по масштабам проявления и имеющимся палеомагнитным данным (Trubichin, 1989; Vasilev et al., 2011) сопоставляется со временем образования Средиземноморской эрозионной поверхности (MES), возникшей около 5,61 млн. лет назад.

В конце позднего понта (босфорское время) условия осадконакопления стабилизировались, на большей части рассматриваемого водоема установились сходные обстановки седиментации. В юго-восточной части Керченского полуострова и на Таманском полуострове возобновилось накопление глинистых осадков, формирующихся на слаборасчлененных и выровненных участках дна открытого мелководья в пределах подводной шельфовой равнины.

В условиях прибрежного мелководья в Анапско-Адагумском районе и обширной отмельной области в западной части Керченского полуострова формировались известковые раковинно-детритовые осадки.

Глава 12. Перспективы поисков залежей углеводородов

в средне-верхнемиоценовых комплексах Керченско-Таманского региона

Керченско-Таманский регион является нефтегазодобывающим. Перспективность поисков залежей углеводородов в этой части Причерноморья определяется развитием в рассматриваемом регионе нефтематеринских толщ (кумской свиты и майкопской серии), мощных глинистых толщ-покрышек (майкоп-тархан, конка-низы среднего сармата), пород-коллекторов (в основном карбонатного состава), многочисленных антиклинальных структур, а также интенсивным действием тектонических процессов, отчасти проявляющихся в грязевом вулканизме с поверхностными выходами нефти. На формирование различных видов ловушек углеводородов также влияла резкая изменчивость условий седиментации, установленная, в том числе, в среднем и позднем миоцене.

В толщах среднего и верхнего миоцена Керченско-Таманской области в качестве пород-коллекторов могут служить биогермные образования чокрака, сармата и нижнего мэотиса, пласты карбонатных пород чокрак-карагана, верхов среднего и низов верхнего сармата («червячковая свита»), прослойки песчаников верхнего мэотиса (площадь Ахтанизовская, краевая восточная часть Керченско-Таманского прогиба).

В осевой части Керченско-Таманского прогиба на протяжении среднего и позднего миоцена накапливались преимущественно глинистые осадки. Песчаные выносы рек не достигали эту часть бассейна. В карагане, в конце среднего и в начале позднего сармата формировались толщи ритмичного чередования глинистых и карбонатных пород. Карбонатные породы, сложенные в основном микритом, из-за наличия в них сгустковых структур и обилия копролитов (отложения среднего и верхнего сармата) характеризуются первичной пористостью. Проницаемость коллекторов также связана с развитием вторичной трещиноватости и кавернозности. Среди этих пород выделяются порово-трещинный, порово-кавернозно-трещинный и кавернозно-трещинный типы коллекторов. Карбонатные породы чокрак-караганского и средне-верхнесарматского возраста будут являться основными коллекторами в комплексах среднего и верхнего миоцена Керченско-Таманского региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Решение многих вопросов, касающихся строения Восточного Паратетиса, стратиграфического расчленения и межрегиональных сопоставлений неогеновых толщ, связано с детальным изучением стратотипического Керченско-Таманского региона, средне-верхнемиоценовые отложения которого всесторонне литологически исследованы в рамках этой работы.

В относительно глубоководных отложениях среднего и верхнего миоцена Керченско-Таманского региона, несмотря на монотонность строения глинистых фаций, автором впервые прослежена изменчивость обстановок осадконакопления, более полно отражающая историю развития Восточного Паратетиса.

Седиментогенез в среднем и позднем миоцене в Керченско-Таманском регионе определялся действием терригенного, карбонатного, диатомового и пирокластического осадконакопления. Терригенное осадконакопление выразилось, в основном, в осаждении мощных глинистых толщ в осевой части Керченско-Таманского прогиба. В составе глин отразилось влияние, в большей степени, седиментационных, а не постседиментационных факторов литогенеза. Наиболее высокое содержание гидрослюды (до 73%) установлено в отложениях, образующихся на этапах усиления орогенеза и действия значительных регрессий. Преобладание и повышенные концентрации смектитовой составляющей свойственны глинистым толщам,

отвечающим трансгрессивным фазам развития бассейна. Карбонатонакопление выразилось в поэтапном образовании органогенных построек и формировании западинных, отмельных и прибрежно-мелководных известковых отложений. Диатомовое осадконакопление в среднем и позднем миоцене заметно проявилось со среднего сармата и протекало на фоне усиления глобального похолодания, наступившего после среднемиоценового климатического оптимума. По распределению витрокластических пеплов выделяются сарматский и позднемэотический этапы проявлений вулканической деятельности. Впервые определена эволюция составов пирокластического материала от древних к более молодым фазам вулканизма, выраженная в уменьшении кремнекислотности и росте щелочности пород, близких по набору основных и второстепенных компонентов к магматическим образованиям миоцена Малого Кавказа. Установлено, что осадконакопление развивалось в осевой части Керченско-Таманского прогиба от относительно глубоководной до неглубокой впадины в тархан-сарматское время с возникновением в позднем понте подводной шельфовой равнины. В конце раннего понта произошла наиболее резкая смена обстановок седиментации с частичным осушением и размывом дна бассейна, по времени отвечающая максимуму Мессинского соленосного кризиса, наступившему 5,61 млн. лет назад в Средиземноморье. Впервые, для каждого века среднего и позднего миоцена стратотипического Керченско-Таманского региона, поэтапно построены детальные литолого-фациальные карты.

Список основных публикаций по теме диссертации:

Научные издания

1. **Ростовцева Ю.В.**, Козыренко Т.Ф., Япаскурт О.В. Событийность позднемииоценового диатомового осадконакопления в Керченско-Таманском прогибе. В кн.: Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Т-во научных изданий КМК. 2006. С. 569–579.
2. Гончарова И.А., **Ростовцева Ю.В.** Развитие карбонатных органогенных построек в среднем-позднем миоцене Эвксино-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис). В кн. Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Отв. ред. С.В. Рожнов. М.: ПИН РАН. 2011. С. 155–179.

Статьи в рецензируемых научных журналах

3. **Ростовцева Ю.В.**, Соловьева Н.А. Глубоководные отложения сармата и мэотиса в районе черноморского побережья Таманского полуострова // Литология и полез. ископаемые. 1999. №3. С. 331–334.
4. Головина Л.А., Гончарова И.А., **Ростовцева Ю.В.** Новые данные по биостратиграфии (наннопланктон, моллюски) и литологии среднего миоцена Таманского полуострова и Западного Предкавказья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. №6. С. 103–112.
5. **Ростовцева Ю.В.**, Гончарова И.А. Литолого-палеонтологическая характеристика верхнемиоценовых отложений Таманского полуострова (на примере разрез станицы Тамань) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2006. №1. С.15–26.
6. Ростовцева Ю.В., Парфенова О.В. Средне-верхнемиоценовые вулканические пеплы Керченско-Таманского региона // Литология и полез. ископаемые. 2006. №5. С.494–504.
7. **Ростовцева Ю.В.**, Козыренко Т.Ф. Особенности позднемиоценового диатомового осадконакопления в Керченско-Таманском прогибе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2006. № 4. С.20–29.
8. Белуженко Е.В., Гончарова И.А., **Ростовцева Ю.В.** Стратиграфия неогеновых (тархан-понт) отложений Анапско-Адагумской зоны // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2008. Т.83. Вып.1. С. 45–59.
9. **Ростовцева Ю.В.**, Тесакова Е.М. Остракоды позднего мэотиса и раннего понта как показатель изменения солености вод в Еникальском проливе (Восточный Паратетис)// Палеонтол. журн. 2009. №2. С. 53–58.
10. Goncharova I.A., **Rostovtseva Yu. V.** Evolution of Organogenic Carbonate Buildups in the Middle through Late Miocene of the Euxine–Caspian Basin (Eastern Paratethys)// Paleontological Journal. 2009. Vol. 43. No. 8. pp. 866–876.
11. **Ростовцева Ю.В.** Фации среднего сармата Таманского прогиба // Литология и полез. ископаемые. 2009. №4. С. 404–417.
12. **Ростовцева Ю.В.** Фации нижнего мэотиса Таманского прогиба // Литология и полез. ископаемые. 2009. №5. С. 493–507.
13. **Ростовцева Ю.В.** Фации верхнего мэотиса Таманского прогиба // Литология и полез. ископаемые. 2009. №6. С. 531–543.
14. **Ростовцева Ю.В.**, Косоруков В.Л. Глинистые минералы в отложениях среднего и

верхнего миоцена Таманского прогиба (состав и палеогеографическое значение)// Литология и полез. ископаемые. 2012. №3. С.264–284.

Статьи в сборниках научных трудов и материалах совещаний и конференций

15. **Ростовцева Ю.В.**, Гончарова И.А. Литолого-стратиграфическое обоснование расчленения разреза верхнемиоценовых отложений (мэотиса – понта) у станции Тамань (Таманский полуостров) / Біостратиграфічні критерії розчленування кореляції відкладів фанерозою України. К., 2005. С. 247–251.

16. **Ростовцева Ю.В.**, Коновалова Е.А. Среднесарматские желваковые карбонатные образования Тамани (Восточный Паратетис) // Геология рифов. Материалы международного совещания. Сыктывкар. 2005. С. 136–138.

17. **Ростовцева Ю.В.**, О.В. Япаскurt Фации и палеогеография позднего миоцена Керченско-Таманского прогиба // Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез. Материалы 4 Всероссийского литологического совещания. Т. 1. Москва. 2006. С. 170–174.

18. **Ростовцева Ю.В.** Седиментационная цикличность верхнемэотических отложений Таманского полуострова // Математические методы анализа цикличности в геологии. Материалы XIII Московский международной конференции. М.: Воентехиздат, 2006. С. 187–190.

19. **Ростовцева Ю.В.**, Гончарова И.А. Особенности строения отложений понта Причерноморья (Анапско-Гладковский район, Западное Предкавказье) // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи. К., 2007. С. 324–327.

20. **Ростовцева Ю.В.** Роль микробных матов в образовании карбонатных осадков (на примере отложений среднего сармата Керченско-Таманского прогиба)// Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т.1. М.: Геос. 2007. С. 269–271.

21. **Ростовцева Ю.В.**, Гончарова И.А. Строение относительно глубоководных отложений нижнего мэотиса Причерноморья (Таманский полуостров: разрез мыса Попов Камень) // Біостратиграфічні основи побудови стратиграфічних схем фанерозою України. К., 2008. С. 270–275.

22. Гончарова И.А., **Ростовцева Ю.В.**, Ильина Л.Б. К вопросу об объеме нижнего

- мэотиса и возрасте митридатских слоев Восточного Паратетиса // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м международном геологическом конгрессе. Материалы Всероссийского научного совещания. Москва: ГЕОС. 2009. С. 47–53.
23. **Ростовцева Ю.В.** Послойное описание верхнемиоценовых отложений разреза мыса Железный Рог Таманского полуострова (Восточный Паратетис) // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м международном геологическом конгрессе. Материалы Всероссийского научного совещания. Москва: ГЕОС. 2009. С. 109–114.
24. **Ростовцева Ю.В.** Мессинское событие в Восточном Паратетисе (на примере отложений понта Таманского прогиба) // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т.1. М.: ГЕОС, 2009. С. 280–285.
25. Гончарова И.А., Вискова Л.А., **Ростовцева Ю.В.** Особенности раннемэотических мшанково-водорослевых биогермов Таманского полуострова (Восточный Паратетис) // Материалы к конференции. Биота как фактор геоморфологии и геохимии: рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Москва. ПИН РАН. 2010. С.17–21.
26. Головина Л.А., Радионова Э.П., Филиппова Н.Ю., Попов С.В., Гончарова И.А., **Ростовцева Ю.В.**, Пинчук Т.Н., Вернигорова Ю.В., Козыренко Т.Ф., Трубихин В.М., Пилипенко О.В., Николаева И.А., Дыкань Н.И. Комплексные лито-биостратиграфическое изучение опорных разрезов среднего и верхнего миоцена Таманского полуострова // Современные проблемы стратиграфии неогена и квартера России. Материалы Всероссийского научного совещания. М.: ГЕОС. 2011. С. 44–53.
27. Попов С.В., **Ростовцева Ю.В.**, Радионова Э.П., Филиппова Н.Ю., Гончарова И.А., Пинчук Т.Н., Вернигорова Ю.В., Головина Л.А. События неогена Паратетиса и их отражение в Таманских разрезах // Современные проблемы стратиграфии неогена и квартера России. Материалы Всероссийского научного совещания. М.: ГЕОС. 2011. С. 85–96.