Федеральный исследовательский центр
Южный научный центр Российской академии наук

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
ПРИАЗОВЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Ростов-на-Дону
Издательство ЮНЦ РАН
2019

УДК 551.3.051:551.35:902.664:551.799:56.074.6(262.54+470.6)
П14

Издано при поддержке гранта РНФ № 16-17-10170

Рецензенты:
д.г.н. Е.Ю. Новенко, д.г.-м.н. С.Г. Парада

Ответственный редактор
академик Г.Г. Матишов

Авторский коллектив:
Г.Г. Матишов, В.В. Титов, Г.В. Ковалева, В.В. Польшин, К.В. Дюжова,
В.С. Байгушева, А.В. Зайцев, Л.П. Ильина, Г.В. Нестерук,
К.С. Сушко, Г.И. Тимонина, С.В. Куршаков, Д.Г. Невидомская

Палеогеография Приазовья в голоцене: [монография] / Г.Г. Матишов, В.В. Титов, Г.В. Ковалёва и др.;
П14 отв. ред. акад. Г.Г. Матишов. – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2019. – 224 с. – ISBN 978-5-4358-0190-3.

Коллективная монография содержит результаты исследований различных аспектов палеогеографии голоцена Приазовья. Приведены материалы изучения геоморфологии Азовского моря, данные литофациального и микропалеонтологического изучения донных отложений, погребенных почв из ряда археологических памятников региона, археозоологические сводки по ихтиофауне и сообществам диких млекопитающих. Показана динамика развития бассейна Азовского моря, почв степной зоны и дельты р. Дон, животного и растительного мира на протяжении последних десяти тысяч лет.

Издание предназначено для географов, биологов, экологов, палеогеографов, археозоологов.

УДК 551.3.051:551.35:902.664:551.799:56.074.6(262.54+470.6)

Published within RSF Grant № 16-17-10170

Reviewers:
Dr (Geography) E.Yu. Novenko, Dr (Geology and Mineralogy) S.G. Parada

Managing Editor
Academician RAS G.G. Matishov

Team of Authors:
G.G. Matishov, V.V. Titov, G.V. Kovaleva, V.V. Pol'shin, K.V. Dyuzhova,
V.S. Baigusheva, A.V. Zaitsev, L.P. Il'ina, G.V. Nesteruk,
K.S. Sushko, G.I. Timonina, S.V. Kurshakov, D.G. Nevidomskaya

Matishov, G.G. (Ed.) (2019). Paleogeography of the Sea of Azov Region in the Holocene: [monograph] /
M39 G.G. Matishov, V.V. Titov, G.V. Kovaleva, et al. Rostov-on-Don: SSC RAS Publishers. 224 p. (in Russian). ISBN 978-5-4358-0190-3.

A collective monograph contains the results of studies of various aspects of the paleogeography of the Sea of Azov Region in the Holocene. Materials of the studies on the Sea of Azov geomorphology, data of lithofacial and micro-paleontological studies of bottom sediments, of buried soils from a series of regional archaeological monuments and sites, and archaeozoological surveys on ichthyofauna and communities of wild mammals are given. Development dynamics of the Sea of Azov Basin, soils of the steppe zone and the Don River delta, animal and vegetation world for the last ten thousand years is presented.

The publication is intended for geographers, biologists, ecologists, paleogeographers, and archaeozoologists.

ISBN 978-5-4358-0190-3

© ЮНЦ РАН, 2019

СОДЕРЖАНИЕ

Введение ... 5
Глава 1. Геология и палеогеография Азовского моря ... 13
1.1. Морфология дна Азовского моря (*Г.Г. Матишов, В.В. Польшин*) ... 18
1.2. Новейшая история Азовского моря в контексте событий позднего плейстоцена – голоцена (*Г.Г. Матишов*) ... 23
1.3. Изменение уровня Азовского моря и условия осадконакопления в голоцене (*Г.Г. Матишов, В.В. Польшин*) ... 27
1.4. Голоценовые отложения Азовского моря (*Г.Г. Матишов, В.В. Польшин*) ... 33
1.5. Палеогеография дельты р. Дон в голоцене (*А.В. Зайцев*) ... 46
Глава 2. Биостратиграфия и палеоэкология Азовского моря и Приазовья ... 54
2.1. Палеогеография и стратиграфия средне- и верхнечетвертичных отложений Азовского моря по результатам диатомового анализа (*Г.В. Ковалева*) ... 54
2.1.1. Видовое разнообразие диатомовых водорослей из колонок донных отложений Азовского моря ... 60
2.1.2. Эколого-флористический анализ диатомовых водорослей из колонок донных отложений Азовского моря ... 69
2.1.3. Стратиграфия четвертичных отложений Азовского моря по результатам диатомового анализа ... 79
2.1.4. Палеореконструкция трансгрессивно-регрессивных циклов Азовского моря за последние 6,5 тыс. лет (по результатам диатомового анализа) ... 81
Фототаблицы ... 85
2.2. Ландшафтно-климатические изменения в Приазовье в среднем и позднем голоцене (по данным спорово-пыльцевого анализа) (*К.В. Дюжова*) ... 112
2.2.1. Вклад изучения донных осадков Азовского моря в реконструкцию растительности голоцена Приазовья ... 112
2.2.2. Реконструкции растительности Приазовья на основе данных из археологических памятников ... 120
Глава 3. Палеогеография и природопользование Приазовья в голоцене ... 125
3.1. Рыбный промысел на Нижнем Дону и в Приазовье в голоцене (по данным археологических памятников) (*С.В. Куршаков, В.В. Титов*) ... 125
3.2. Дикие животные и палеоэкология Приазовья и Предкавказья в голоцене (по данным археологических раскопок) (*В.С. Байгушева, В.В. Титов, Г.И. Тимонина*) ... 132
3.2.1. Археологические данные об объектах охоты в разные исторические периоды ... 134
3.2.2. Остатки диких птиц из археологических памятников ... 150
3.2.3. Реконструкция караванных путей на основе археозоологического материала ... 155
3.2.4. Изменение антропогенной нагрузки на животные сообщества в голоцене ... 155
3.3. Трансформация почвенного покрова Приазовья в голоцене (*Л.П. Ильина, Г.В. Нестерук, К.С. Сушко, Д.Г. Невидомская*) ... 158
3.4. Этапы сооружения плотин, пересыпей, каналов и трансформация речного стока в авандельте Дона (XVIII–XXI вв.) (*Г.Г. Матишов*) ... 190
Заключение ... 197
Методика исследований ... 202
Список литературы ... 204
Сведения об авторах ... 223

TABLE OF CONTENTS

Introduction 5
Chapter 1. Geology and paleogeography of the Sea of Azov 13
1.1. Morphology of the Sea of Azov bottom (*G.G. Matishov, V.V. Pol'shin*) 18
1.2. Newest history of the Sea of Azov in the context of events of the Late Pleistocene – Holocene (*G.G. Matishov*) 23
1.3. Sea level fluctuations and sedimentation conditions in the Sea of Azov in the Holocene (*G.G. Matishov, V.V. Pol'shin*) 27
1.4. Holocene deposits in the Sea of Azov (*G.G. Matishov, V.V. Pol'shin*) 33
1.5. Paleogeography of the Don River Delta in the Holocene (*A.V. Zaitsev*) 46
Chapter 2. Biostratigraphy and paleoecology of the Sea of Azov and the Sea of Azov Region 54
2.1. Paleogeography and stratigraphy of the Middle and Upper Quaternary deposits in the Sea of Azov based on the results of a diatom analysis (*G.V. Kovaleva*) 54
2.1.1. Species diversity of diatom algae from the Sea of Azov bottom sediments' cores 60
2.1.2. Ecological-floristic analysis of diatom algae from the Sea of Azov bottom sediments' cores 69
2.1.3. Stratigraphy of the Sea of Azov Quaternary deposits based on the results of a diatom analysis 79
2.1.4. Paleo-reconstruction of the Sea of Azov transgressive-regressive cycles over the last 6.5 thousand years (based on the results of a diatom analysis) 81
Table of images 85
2.2. Landscape and climatic changes in the Sea of Azov Region during the Middle and Late Holocene (based on the data of spore-pollen analysis) (*K.V. Dyuzhova*) 112
2.2.1. Input of the Sea of Azov bottom sediments' studies to the reconstruction of the Holocene vegetation in the Sea of Azov Region 112
2.2.2. Reconstruction of vegetation in the Sea of Azov Region based on the data from archaeological sites 120
Chapter 3. Paleogeography and nature exploitation in the Sea of Azov Region in the Holocene 125
3.1. Fisheries in the Lower Don and the Sea of Azov Region in the Holocene (based on the data from archaeological sites) (*S.V. Kurshakov, V.V. Titov*) 125
3.2. Wild animals and paleoecology of the Sea of Azov Region and the Northern Caucasus (Ciscaucasia) in the Holocene (based on the data of archaeological excavations) (*V.S. Baigusheva, V.V. Titov, G.I. Timonina*) 132
3.2.1. Archaeological data on the objects of hunting in various historical periods 134
3.2.2. Remains of wild birds on archaeological sites 150
3.2.3. Reconstruction of caravan trade routes based on archaeozoological materials 155
3.2.4. Changes in the anthropogenic load on animal communities in the Holocene 155
3.3. Transformation of soil cover in the Sea of Azov Region in the Holocene (*L.P. Il'ina, G.V. Nesteruk, K.S. Sushko, D.G. Nevidomskaya*) 158
3.4. Stages of construction of dams, bars, and canals and transformation of river runoff in the Don River delta front (the 18th – 21st centuries) (*G.G. Matishov*) 190
Conclusion 197
Research methods 202
References 204
Information about the authors 223

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время всё больше внимания уделяется проблемам палеогеографии и палеоклимата позднеледниковья и голоцена. И если для глобальных изменений существуют, хотя и противоречивые, гипотезы дальнейшего тренда, то на уровне регионов эти трансформации представляются лишь в самых общих чертах. Анализ и детализация параметров и процессов изменения окружающей среды на протяжении последних одиннадцати тысяч лет позволит с гораздо большей обоснованностью прогнозировать изменения в будущем. Понимание процессов эволюции биоценозов прошлых эпох позволяет с большей достоверностью прогнозировать дальнейшее развитие биотических сообществ под влиянием физико-географических, антропогенных и прочих факторов. Имея данные об условиях окружающей среды в периоды прошлого со сходными климатическими параметрами и опираясь на сравнительный анализ, мы можем достаточно точно указывать на особенности трансформации биогеоценозов в период грядущей эпохи похолодания. Этапы трансформации экосистем связаны в первую очередь со значительными климатическими изменениями на фоне сменяющихся теплых и холодных климатических фаз.

Южный регион – один из наиболее густонаселенных в России, является житницей страны, здесь располагаются наиболее продуктивные чернозёмы, местами остро стоит проблема обеспечения пресной водой, из-за значительной агропромышленнной нагрузки деградируют почвы, уменьшается биоразнообразие, трансформируются экосистемы (биоценозы). В голоцене территория Приазовья и Северного Кавказа, расположенная между Европой и Азией, между двумя внутренними морями, также была местом миграции животных и населения. Благодаря наличию внутренних морей с явной регрессивно-трансгрессивной динамикой, развитой речной системой на территории степной зоны Восточной Европы накопилась довольно подробная геологическая и археологическая летопись голоцена.

Азовское море является примечательным объектом для изучения палеогеографии и палеоэкологии. Для внутриматерикового Азовского моря характерно уникальное сочетание своеобразных природных факторов, влияющих на седиментогенез донных отложений. Процесс осадкообразования напрямую зависит от существующих природных условий: климата, биопродуктивности, характера проявления тектонических движений, колебаний уровня моря, гидролого-гидрохимических особенностей. За последние 11 тыс. лет неоднократно менялись размеры акватории, конфигурация берегов и места впадения в Азовское море рек. Климатические ритмы отражены в различных компонентах ландшафтной среды.

В последние годы наметилось сближение взглядов на общую оценку развития Азово-Черноморского бассейна в конце плейстоцена и в голоцене. Большинство специалистов сходятся в том, что в течение указанного временного периода он пережил крупный регрессивно-трансгрессивный цикл развития, связанный с похолоданием в поздневалдайское время и последующим потеплением в голоцене. Более или менее однозначно оцениваются время и величина максимального регрессивного спада, а также поднятия уровня моря. В то же время отмечается расхождение взглядов по вопросу проявления и размаха наложенных колебаний, осложнявших общий ход развития трансгрессии [Шилик, 1977; Фёдоров, 1982; Варущенко, 1987; Балабанов, Измайлов, 1988; Дикарёв, 2009].

Периодически меняющийся уровень моря приводил к изменению границ морского водоема. В результате на дне Азовского моря широкое распространение получили древние формы рельефа,

которые были образованы при более низком уровне водоема и маркируют древнюю береговую линию. Большие споры среди отечественных и зарубежных специалистов вызывает период так называемой фанагорийской регрессии, особенно параметры гидрологического режима моря, его глубина и очертания береговой линии в это время. К настоящему времени сложились две противоположные позиции по отношению к существованию средне- и позднеголоценовых (последние 6000 лет) изменений уровня Азово-Черноморского и связанных с ним бассейнов. Одна из них заключается в признании многочисленных и контрастных колебаний [Панов, Хрусталёв, 1966; Фёдоров, 1982; Балабанов, Измайлов, 1988; Горлов, Портов, 1998; Копылов, 1999; Измайлов, 2005; Копылов, Рылов, 2006; Матишов, 2007; Маев и др., 2009; Польшин и др., 2013; Артюхин, 2016; Ковалева и др., 2015, 2017а; Болиховская, Поротов, 2017 и др.], другая [Brückner at al., 2010 и др.] отрицает наличие подобных флуктуаций уровня моря и сводится в основном к идее постепенного и весьма незначительного трансгрессивного подъема.

Биогенная составляющая донных отложений (раковины донных организмов, пыльца и споры растений, створки диатомовых водорослей и т.д.), анализ которой позволяет реконструировать палеоклиматические и палеогидрологические особенности морского бассейна (соленость, температура, кислородный режим и др.), в подобных рассуждениях, как правило, в расчет не принимались. При этом основное внимание уделялось анализу раковинного материала из новоэвксинских и бугазских слоев, образовавшихся от 13 000 до 9000 лет назад, т.е. в период смены солоноватоводной малакофауны на средиземноморскую морскую. Наиболее полная характеристика голоценовой малакофауны Чёрного моря и Керченского предпроливья представлена в работе Невесской [1965].

Новоазовский горизонт описан по нескольким колонкам из южной части Азовского моря, прилегающей к Керченскому проливу. Исследователи обычно подробно не останавливались на описании новоазовских отложений [Семененко, Ковалюх, 1973]. Параллельно с изучением донной палеофауны велась палеонтологическая летопись Понто-Каспийского региона, позволяющая реконструировать палеогидрологические условия: гидрохимический состав вод, температурный режим, глубину и т.д. [Невесская, Невесский, 1960].

Биостратиграфия морских четвертичных осадков Азовского моря основывалась на материалах изучения ископаемых моллюсков [Невесская, Невесский, 1960; Невесская, 1964; Стратиграфия СССР, 1984] и спорово-пыльцевом анализе [Вронский, 1976; Исагулова, 1978]. До последнего времени данных о распределении диатомовых водорослей в голоценовых отложениях Азовского моря, за исключением краткого упоминания о находках в осадках нескольких массовых видов [Вронский и др., 1974], не было. Только в последнее десятилетие биостратиграфические исследования верхнечетвертичных отложений Азовского моря включают результаты диатомового анализа [Матишов и др., 2007б, 2009, 2016, 2018б; Ковалева, 2007; Ковалева, Золотарева, 2013; Ковалева и др., 2015, 2017а; Matishov et al., 2013; Kovaleva et al., 2015, 2017].

Работы по спорово-пыльцевому анализу семиаридных и аридных областей юга Восточно-Европейской равнины и донных отложений Азовского моря остаются немногочисленными в сравнении с количеством подобных исследований для прочих территорий Европейской России. Основная их часть посвящена палинологическому исследованию отложений лиманов [Мищенко, 2004], пойменных озер или археологических объектов [Спиридонова, 1991; Болиховская, 1999; Болиховская и др., 2002; Палеоэкология … 2006; Спиридонова и др., 2008; Bolikhovskaya et al., 2018 и др.]. Спорово-пыльцевой анализ морских отложений Азовского моря впервые был проведен в 60–70-е гг. XX в. [Вронский, Хрусталев, 1967; Вронский, 1973, 1976; Вронский и др., 1974; Исагулова, 1978]. Охват широкого временного диапазона, включающего как плейстоценовые, так и голоценовые осадки, позволил представить общую картину распределения спор и пыльцевых зерен и состава растительного покрова. За рубежом изучению морских отложений палеоботаническими методами уделяется большое внимание, при этом учитывается распределение пыльцы и спор в осадках, современная экология диатомовых водорослей [Traverse, 1994; Cooper et al., 1995; Chmura et al., 1999].

Опыт проведения морских исследований свидетельствует о том, что при изучении разреза донных отложений и рельефа дна наилучший результат показывает комплексная обработка одновременно полученных батиметрических, сейсмоакустических, литологических и биостратиграфических данных. Подобный комплексный подход позволяет взглянуть на научную проблему с разных сторон, что значительно снижает вероятность неверной трактовки полученных результатов.

Проводимые на протяжении 2004–2019 гг. сотрудниками ЮНЦ РАН исследования позволили изучить геоморфологические особенности Азовского моря и охарактеризовать генезис подводных форм рельефа, выделить основные геоморфологические элементы и оконтурить их границы [Матишов, 2006а, б]. Построена батиметрическая карта Азовского моря с сечением изобат в один метр [Матишов, 2006а, б]. Проведенный анализ батиметри-

ческих данных свидетельствует об определенной дифференцируемости и неоднородности в строении рельефа. Даже незначительный перепад глубин может существенно влиять на состав донных отложений. Данное влияние опосредованно сказывается и на видовом разнообразии, и на биомассе донных организмов, четко реагирующих на изменения характеристик грунта [Матишов и др., 2010].

Для современных отложений Азовского моря был изучен гранулометрический, минеральный и химический состав [Матишов и др., 2006; Польшин, 2012]. Также выявлены закономерности изменения химического состава донных отложений, зависящие главным образом от их гранулометрического состава. Установлены закономерности изменения состава осадков при переходе от прибрежно-морской к центральной области моря [Польшин, 2009]. С помощью методов абсолютной геохронологии получены датировки возраста морских отложений из грунтовых колонок, отобранных в различных районах Азовского моря (рис. 1). Установлено, что средняя скорость осадконакопления в позднем голоцене (новоазовское время) находится в диапазоне от 0,4 до 1,9 мм/год [Матишов и др., 2009].

В результате детального анализа топографии дна, обширной информации о составе морских осадков и закономерностей подводного рельефа составлена принципиально новая карта донных отложений Азовского моря [Матишов, 2007]. В процессе работы большое внимание было уделено биостратиграфическим исследованиям, с помощью которых могут быть уточнены некоторые вопросы стратиграфии и выяснены физико-географические условия, существовавшие во время образования морских осадков. Проведенные микропалеонтологические и малакологические исследования позволили получить предварительные результаты об изменении уровня моря и эволюции биоценозов в позднем голоцене [Матишов и др., 2011, 2012а, 2013].

В последние годы при изучении акватории Азовского моря большое внимание уделяется дистанционным методам, в особенности сейсмоакустическому исследованию донных отложений. Подобные исследования проводились сотрудниками ЮНЦ РАН совместно с коллегами из Московского государственного университета и Южного федерального университета (рис. 2). С 2012 г. при проведении непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) нами применяется параметрический узколучевой профилограф SES-2000 light (Германия), позволяющий проводить измерения с высокой степенью разрешения (разрешающая способность измерений >5 см). Для сбора потоковых данных НСП применяли программное обеспечение “SESWIN”. Последующую их визуализацию осуществляли при помощи программы постобработки ISE. В ходе сейсмоакустических исследований на акватории Таганрогского залива удалось обнаружить древнюю поверхность размыва, образованную в субаэральной обстановке и погребенную под слоем молодых (новоазовских) отложений, образовавшихся при последующей трансгрессии моря. Глубина залегания данной поверхности и мощность вышележащего слоя морских отложений дают возможность рассчитать подъем уровня моря за последние 2500–2000 лет [Матишов, 2007; Польшин и др., 2013].

В ходе проведенных исследований в акватории Азовского моря было отобрано около 200 колонок донных отложений. Их отбор проводился с помощью гравитационной прямоточной трубки с борта НИС «Денеб» (рис. 3). Для отбора донного грунта на мелководных участках дельты Дона и прилегающих районах взморья использовался несамоходный понтон с установленным на нем пробоотборным комплексом, оснащенным вибромодулем (разработка ЮНЦ РАН), который позволяет проводить работы на глубине до 0,5 м (рис. 4). В границах береговой зоны отбор кернов проводился с помощью малогабаритной буровой установки “TRAILER-20”, в результате пробурено десять скважин глубиной от 3 до 12 м на косах в береговой зоне Таганрогского залива (рис. 5).

Кроме того, были продатированы (по ^{14}C) пробы донных отложений из примерно 50 грунтовых колонок. Определение абсолютного возраста выполнялось радиоуглеродным методом (^{14}C) по образцам раковин моллюсков в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана им. В.П. Кёплена (СПбГУ). Значения календарного возраста получены при помощи калибровочных программ “CalPal 2007_HULU” и “OxCal 4.2”, а также калибровочной кривой “IntCal 13”.

Полученные результаты актуальны для освоения акватории Азовского моря, поскольку донные отложения, накопившиеся на протяжении длительного периода, неоднородны и подвергаются активному антропогенному воздействию (прокладка судоходных каналов и трубопроводов, дампинг грунта, строительство нефтедобывающих платформ и т.д.). Их изучение способствует решению проблем, связанных с управлением и минимизацией экологических рисков при освоении акватории Азовского моря, а знания о меняющихся условиях развития этого морского бассейна в голоцене необходимы для прогнозных оценок и выработки стратегии устойчивого развития региона. Понимание динамики растительного и почвенного покрова, уязвимости животных сообществ также важно для экологического прогноза.

Помимо изучения истории Азовского моря, много внимания уделяется и исследованиям развития

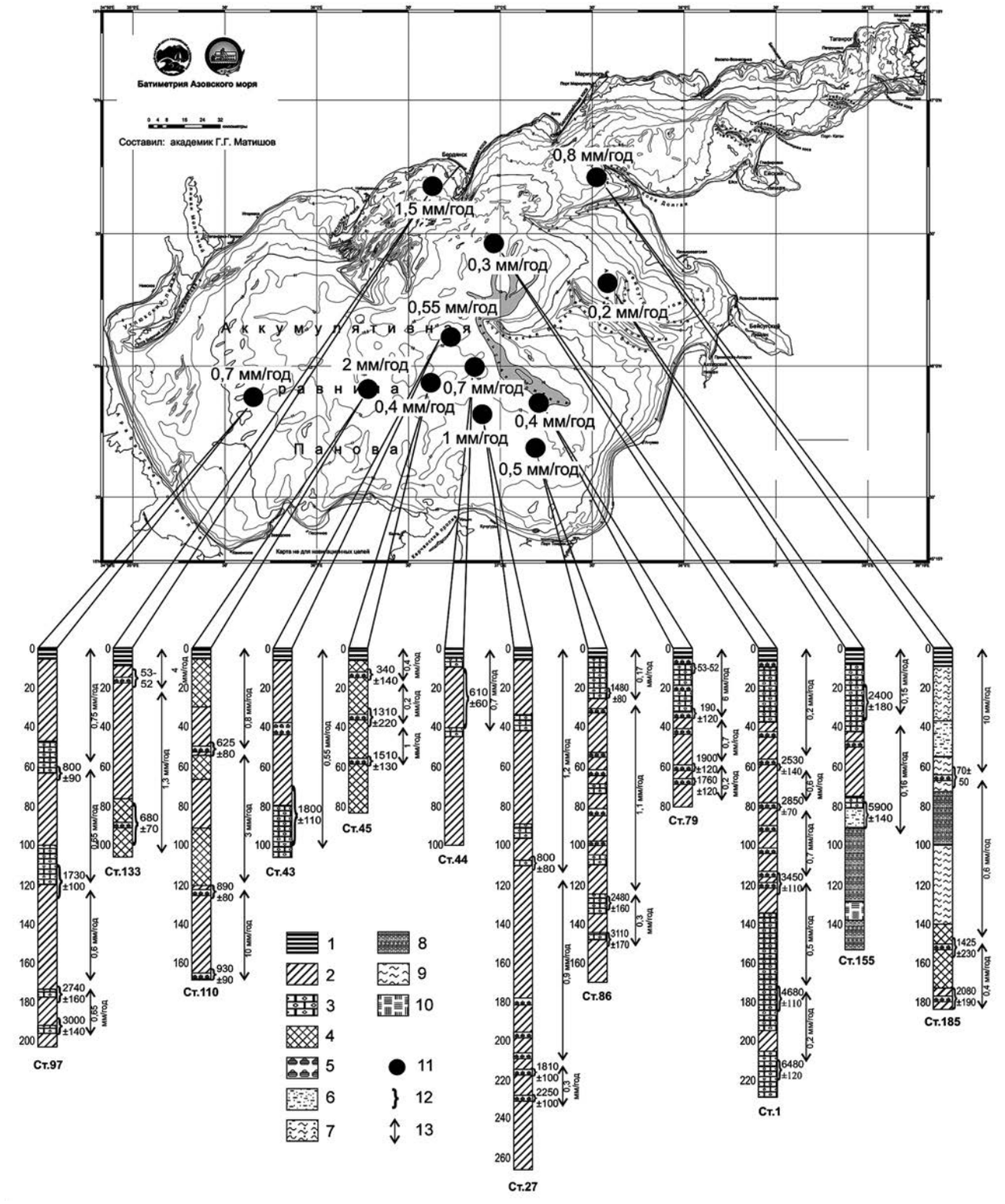


Рис. 1. Места отбора проб донных отложений в Азовском море с указанием датировок голоценовых отложений и средних скоростей осадконакопления

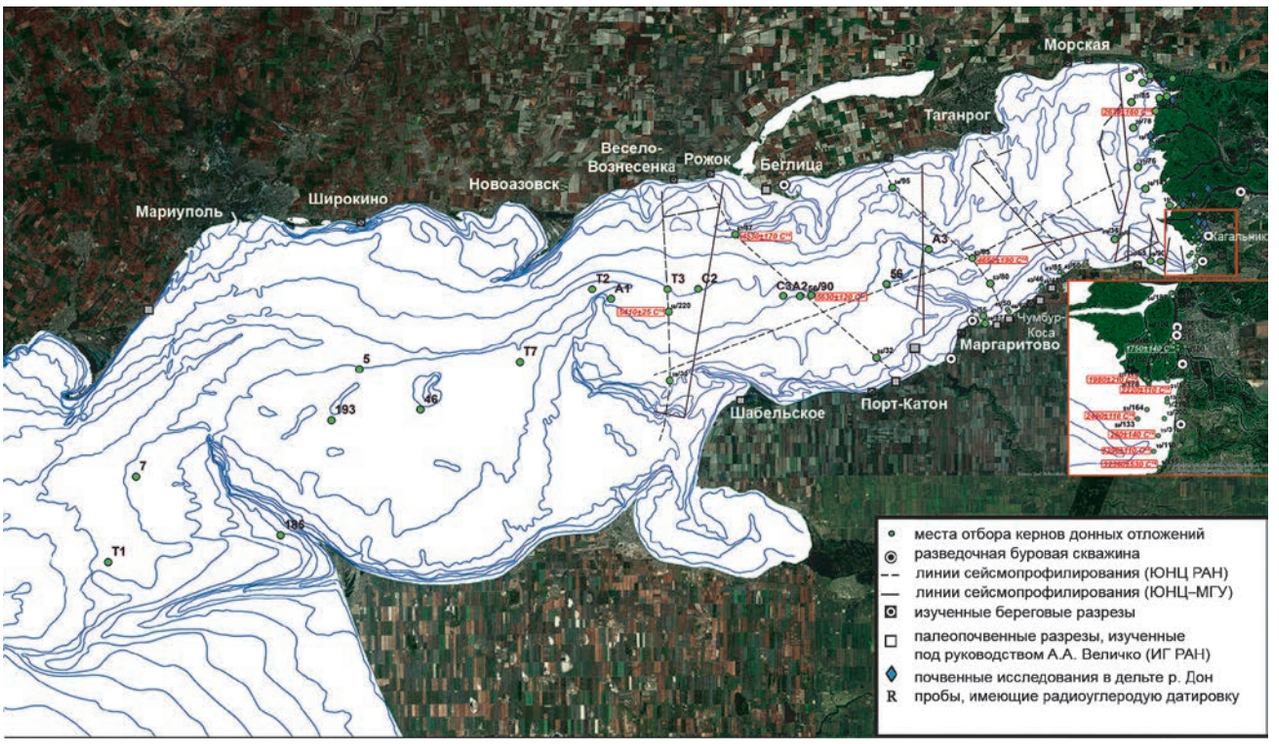


Рис. 2. Экспедиционные исследования в акватории Таганрогского залива с участием сотрудников ЮНЦ РАН

наземных экосистем (рис. 6). Приазовье является уникальным регионом для изучения ископаемых почв четвертичного периода [Разрез новейших отложений … 1976; Величко и др., 2009 и др.]. Характеристики погребенных почв позволяют реконструировать целый ряд палеоэкологических особенностей региона в период их формирования (температуру, влажность и др.). В последнее время появился ряд публикаций, характеризующих древние почвы, которые вскрываются в археологических памятниках (городищах, курганах). Они вносят свои коррективы в наше представление об изменениях ландшафтов и климата на рассматриваемой территории (см., напр., [Khokhlova et al., 2019]). Обилие разновозрастных археологических объектов на территории Приазовья позволяет достаточно подробно изучать трансформацию экосистем на протяжении голоцена. В частности, археозоологические данные, помимо сведений об источниках пищи местного населения, также несут информацию об экологии и географических особенностях региона, взаимоотношениях человека с окружающей средой на разных этапах человеческой истории.

Проводимые в последние годы сотрудниками ЮНЦ РАН исследования позволили существенно дополнить имеющиеся данные и охарактеризовать достаточно подробно последовательность изменений водных и наземных биоценозов Приазовья и Северного Кавказа. Были уточнены время и характер колебаний уровня Азовского моря в некоторые периоды голоцена, а также характер изменений позднечетвертичных флоры и фауны. Выявлены характер колебаний среднегодовых температур и ледового покрова Азовского моря, динамика изменения солености в зависимости от направления преобладающих ветров.

Проведение систематических палеогеографических исследований осуществлялось при поддержке гранта Российского научного фонда № 16-17-10170.

Рис. 3. Отбор проб с борта НИС «Денеб», 2017–2018 гг.

Рис. 4. Работа по отбору донных отложений на понтоне, 2016 г.

Рис. 5. Отбор кернов с помощью малогабаритной буровой установки “TRAILER-20”, 2018 г.

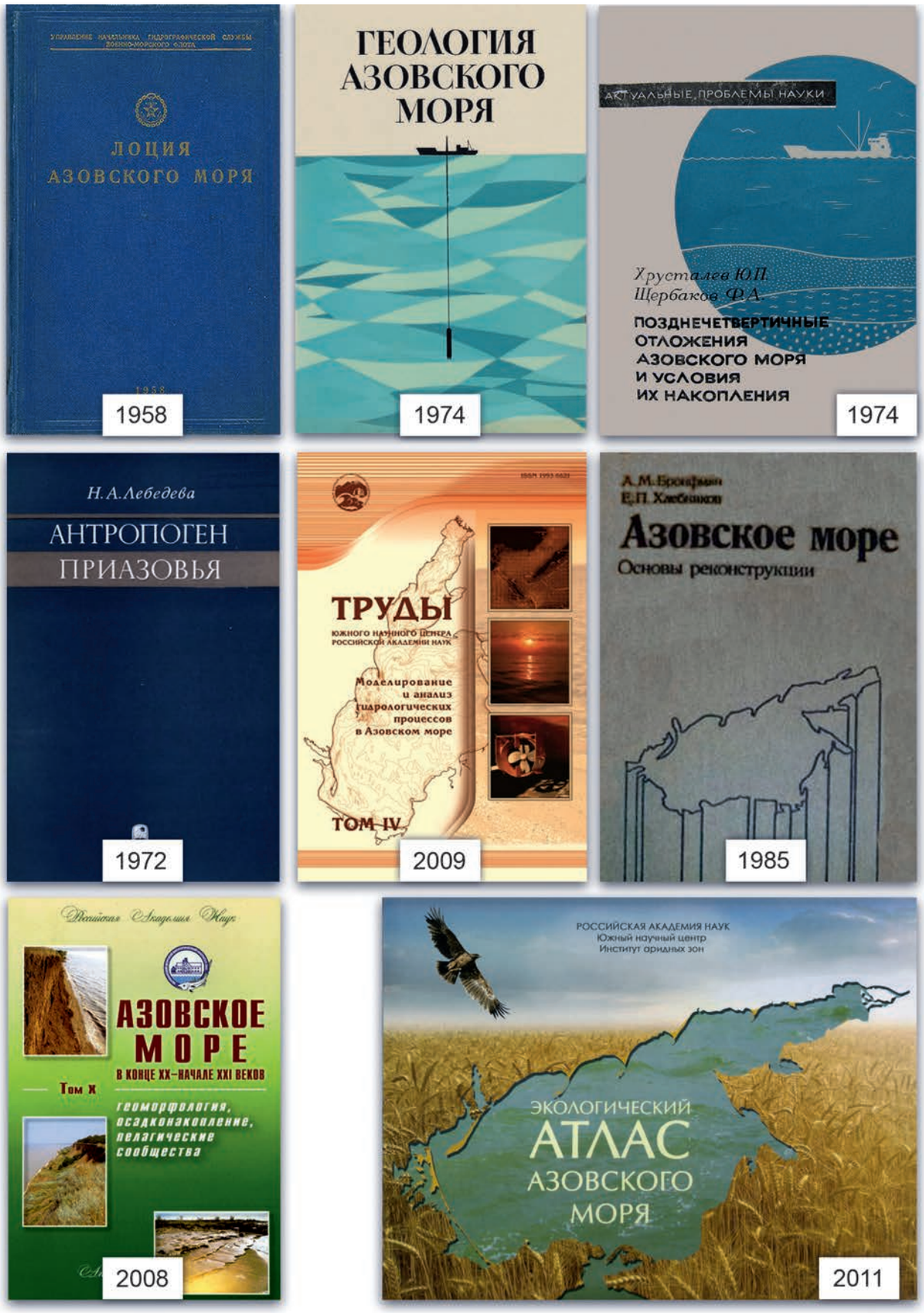


Рис. 6. Издания по геологии, палеогеографии и экологии Азовского моря и Приазовья

ГЛАВА 1

ГЕОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АЗОВСКОГО МОРЯ

Физико-географическая характеристика Азовского моря

Азовское море – это внутриконтинентальный водоем, который практически со всех сторон окружен сушей. Лишь на юге через Керченский пролив он соединяется с Чёрным морем.

В связи с большим практическим значением Азовского моря его изучение имеет давнюю историю. Его наибольшая длина (от косы Арабатская стрелка до устья р. Дон) 360 км. Наибольшая ширина (между вершинами Темрюкского и Белосарайского заливов) 180 км. Площадь моря составляет 39 тыс. км^2 при общей протяженности береговой линии 2686 км. Значительный коэффициент ее извилистости (3,84) достигается за счет лиманов и выдвинутых далеко в морскую акваторию дистальных окончаний кос. Объем водных масс при среднем многолетнем уровне 290 км^3, а средняя глубина около 7 м [Гидрометеорология … 1991]. К центру моря и южнее – к Керченскому и Таманскому полуостровам – глубины постепенно увеличиваются и в отдельных частях акватории могут достигать 14 м.

В северо-восточной части море образует далеко вдающийся в сушу мелководный и распресненный Таганрогский залив, площадь которого составляет 13,6 % от площади всего моря. Его длина с запада на восток составляет 140 км, а ширина возрастает с востока на запад от 26 до 52 км. С южного берега Таганрогский залив отделяется от остальной акватории моря косой Долгой и ее подводным продолжением, простирающимся с юго-востока на северо-запад, а с северного берега – Белосарайской косой, дистальное окончание которой направлено на юго-запад, с небольшим отклонением к западу. Значительное влияние на все гидрологические процессы, происходящие в Таганрогском заливе, оказывает Дон, который впадает в него с северо-востока.

На западе Азовское море отделяется от залива Сиваш косой Арабатская Стрелка. Площадь залива составляет 2540 км². С остальной акваторией Азовского моря он соединяется через узкий и неглубокий Генический пролив (пролив Тонкий). Континентальная часть бассейна Азовского моря занимает территорию 556 тыс. км², которая преимущественно располагается в зоне недостаточного и неустойчивого увлажнения с дефицитом влаги, расчетное значение которого достигает 400 мм [Мировой водный баланс … 1974].

Главными гидрографическими элементами водосборного бассейна являются реки Дон, бассейн которого охватывает пространства к северу от Азовского моря, и Кубань, берущая свое начало на Главном Кавказском хребте. Длина Дона составляет 1950 км при площади водосбора 422 тыс. км². Протяженность Кубани – 906 км при площади водосбора 58 тыс. км² [Бронфман и др., 1979; Бронфман, Хлебников, 1985].

В прибрежной зоне моря широко распространены мелководные водоемы, имеющие ограниченную связь с морским водоемом, – лагуны и лиманы. Их общая площадь приблизительно равна 4200 км², что в общей сложности составляет девятую часть площади акватории Азовского моря [Геология Азовского моря, 1974]. Большинство из них отделяются от моря пересыпями. Для всех лиманов характерны незначительные глубины, редко превышающие 2 м, а также переменный химический состав водной толщи, формирующийся за счет климатических факторов и речного стока.

Основная часть лиманов сосредоточена в районе кубанской дельты. Самыми крупными из них в этом районе являются Ахтанизовский, Курчанский, Восточный, Горький, Сладкий, Кирпильский, Ахтарский, Ейский и Бейсугский. Большинство из этих лиманов соединяются друг с другом и с Азовским морем многочисленными протоками. На северном побережье водоемы лиманного типа развиты не так

широко. Самыми крупными из них являются Молочный и Утлюкский лиманы.

Общая площадь водосбора малых степных рек Северного и Северо-Восточного Приазовья, впадающих в Азовское море, составляет 76 тыс. км². Самыми крупными по площади водосбора и стоку из них являются Кальмиус и Молочная. С противоположного берега в Бейсугский и Ейский лиманы соответственно впадают Ея и Бейсуг. На Крымском полуострове берет свое начало р. Салгир, которая впадает в залив Сиваш.

Геологическое строение Азовского моря

По классификации Н.М. Страхова [1962] Азовское море относится к бассейнам внутриплатформенных впадин, для которых характерны выровненность и однообразие рельефа дна с незначительными уклонами поверхности. Его акватория расположена в Причерноморской впадине, сформировавшейся в конце мезозоя – начале кайнозоя на разнородном и разновозрастном платформенном основании в зоне сочленения докембрийской Восточно-Европейской платформы с эпигерцинской Скифской плитой. Граница между ними проходит южнее оконечности кос северного побережья Азовского моря от Сиваша до Таганрогского залива, огибает Ейский полуостров и прослеживается в направлении Сальска.

Основными характерными чертами геологического строения района являются блоковое строение фундамента и нижних горизонтов осадочного чехла и широкое развитие субмеридиональной и субширотной систем разломов. Для южной части моря, граничащей с молодой (альпийской) структурой Кавказа, характерны активные проявления вулканической деятельности и неотектонических движений [Геология Азовского моря, 1974].

В пределах окраинной части Восточно-Европейской платформы на территории моря в качестве структурного элемента первого порядка выделяется южный склон Украинского щита. Он заходит в границы моря только в его крайней северной части и сложен породами докембрийского возраста. В структурном отношении это моноклиналь, погружающаяся в южном направлении. Продолжением Украинского щита на восток в акваторию Таганрогского залива является Ростовский выступ, который также сложен кристаллическими комплексами архея и протерозоя. Данные комплексы образуют куполовидные поднятия и линейно вытянутые структуры, ориентированные в юго-восточном и близмеридиональном направлениях. С севера, востока и юга Ростовский выступ граничит с дислоцированными палеозойскими породами, слагающими фундамент Скифской плиты. Минимальная отметка допалеозойского фундамента в пределах Ростовского выступа находится на глубинах 350–400 м и располагается в районе устья р. Дон. Отсюда во все стороны глубина залегания докембрийского фундамента увеличивается и достигает отметки на севере 1200 м, на востоке и юге 1500–1600 м, на западе в районе г. Таганрога отметка фундамента находится на глубине 600–650 м. На допалеозойском кристаллическом фундаменте залегают породы мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возраста [Геология СССР, 1969].

Большая часть Азовского моря располагается в пределах эпипалеозойской (эпигерцинской) Скифской плиты. На севере данная плита отделена от Восточно-Европейской платформы глубинным разломом. Основными тектоническим структурами второго порядка, расположенными на территории Скифской плиты, являются Северо-Азовский прогиб и Азовский вал, который на юге граничит с Индоло-Кубанским прогибом. Данные структуры простираются в субширотном направлении, а их строение и развитие определяется расположением между древней стабильной Восточно-Европейской платформой и молодой альпийской складчатой областью Кавказа.

Большая роль в тектоническом строении Азовского моря принадлежит разломам, которые прослеживаются в субмеридиональном и субширотном направлениях [Геология Азовского моря, 1974]. С системой тектонических нарушений, выраженных грабенами северо-восточного направления, связано формирование аккумулятивных форм северного побережья [Мамыкина, Хрусталев, 1980].

Одной из особенностей Азовского моря и его побережий, характеризующей интенсивность геологических процессов в пределах рассматриваемой территории, является наличие грязевых вулканов и характер неотектонических движений. На площади Керченского полуострова обнаружено более 50 вулканических очагов, из которых многие продолжают функционировать. Не менее 50 грязевых вулканов зафиксировано на Таманском полуострове и Северо-Западном Кавказе, при этом большинство из них являются действующими [Грязевые вулканы … 1986].

Непосредственно в самой акватории Азовского моря известно о нахождении двух очагов грязевого вулканизма. Это вулкан Голубицкий и расположенный рядом с ним вулкан Темрюкский (Казбек). Они приурочены к Темрюкско-Курчанской антиклинальной гряде Индоло-Кубанского прогиба и располагаются на антиклинальных структурах, погружающихся под уровень моря.

Вулканы находятся в незначительном удалении от северных берегов Таманского полуострова и выражены в рельефе в виде поднятий с пологими склонами (банок), возвышающимися на несколько метров над уровнем дна. В результате вулканических вы-

бросов в южной части моря периодически образуются сложенные продуктами извержений небольшие острова, которые впоследствии быстро разрушаются под действием волн. Вулканический материал представлен обломками сидеритов, песчаников, алевролитов, доломитов и доломитизированных мергелей, а также окатышами черной глины неогенового возраста [Шнюков, Усенко, 1969; Геология Азовского моря, 1974; Попков, 2008].

В результате проявления неотектонической активности в голоцене были сформированы современные структуры дна и очертания береговой линии Азовского моря. Из-за разнонаправленного характера движений, имеющих различную интенсивность в границах морской акватории, создавались условия для аккумуляции морских наносов или размыва участков дна.

Основной район аккумуляции осадочного материала расположен на юге Азовского моря и в тектоническом плане приурочен к Индоло-Кубанскому прогибу. Здесь скорость отрицательных движений на протяжении голоцена составляла 3 мм/год. Участки дна с интенсивностью движений менее 1 мм/год характеризуются значительно меньшими объемами осаждающегося на них седиментационного материала и даже абразией коренного субстрата дна [Панов, Хрусталев, 1966а; Хрусталев, Щербаков, 1974; Мамыкина, Хрусталев, 1980; Хрусталев, 1989]. Для района Таганрогского залива характерны восходящие движения со скоростью 0,5–1,1 мм/год. Северное побережье и прилегающий участок морской акватории с неогена до настоящего времени испытывают дифференцированные движения со скоростью от 2,0 до –2,0 мм/год (рис. 1.1).

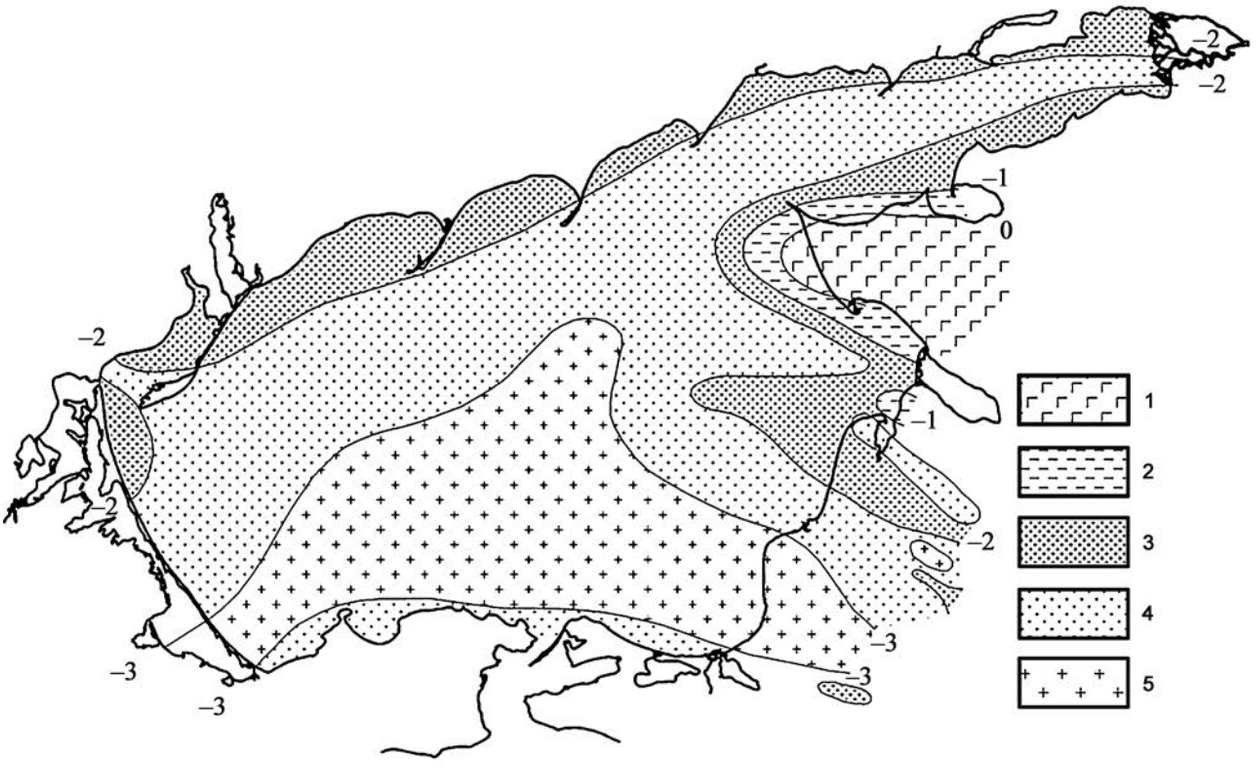


Рис. 1.1. Схема скоростей голоценовых тектонических движений, мм/год:
от 1 до 0 (1); от 0 до –1 (2); от –1 до –2 (3); от –2 до –3 (4); > –3 (5) [Панов, Хрусталев, 1966а]

Береговая зона Азовского моря

Строение береговой зоны Азовского моря свидетельствует, что ее формирование происходило под влиянием послеледниковой трансгрессии Черноморского бассейна на фоне интенсивного проявления тектонических движений. Высокая скорость относительного повышения уровня моря и разрушение осадочных пород обусловили высокий темп отступания разрушающихся берегов и большие объемы обломочного материала, поступающего за счет абразии в морскую акваторию в голоценовое время [Панов, Хрусталев, 1966а; Есин и др., 1980; Мамыкина, Хрусталев, 1980; Матишов и др., 2019а]. В последнее время к весьма существенным факторам, влияющим на общую конфигурацию берега, можно отнести антропогенный прессинг, который выражается в ведении интенсивной хозяйственной деятельности в прибрежных районах моря [Мамыкина, Хрусталев, 1980; Артюхин, 1989; Кукса, 1994; Зайцев, Зеленщиков, 2009; Экологический атлас Азовского моря, 2011].

Особенностью современной динамики берегов Азовского моря является преобладание абразии и локальный характер аккумуляции. Размыву подвержены не только коренные участки берега, но и аккумулятивные формы. В результате более 70 % береговой зоны разрушается, а осадочный материал, образующийся в результате этого процесса, является важным источником терригенного вещества, поступающим в акваторию Азовского моря [Хрусталев, Мамыкина, 1980; Хрусталев, 1989].

Участки размыва коренного берега чередуются с участками аккумуляции осадочного материала, которые представлены пляжами, пересыпями и косами. На юге и востоке моря аккумуляция обломочного материала происходит в виде речных наносов, формирующих крупные дельты рек Кубани и Дона.

По периметру берега, по приуроченности к тектоническим структурам, направленности голоценовых движений, особенности истории развития и геоморфологического строения традиционно выделяются Северная, Арабатская, Керченско-Таманская, Кубанская и Северо-Восточная области, которые в свою очередь дробятся на более мелкие районы [Мамыкина, Хрусталев, 1980].

Восточная часть Северной области (Северо-Таганрогский район) расположена в пределах Северо-Приазовской эрозионно-аккумулятивной равнины, которая на юге граничит с Донецкой возвышенностью и расположена в пределах Азовской антеклизы. Общий наклон рельефа местности равнины направлен на юго-восток в сторону моря, что обусловило общее направление стока и ориентировку гидрографической сети. Основные черты современного рельефа этой территории (в том числе многочисленные балки и овраги) были сформированы в результате эрозионной и аккумулятивной деятельности рек. Широкое распространение в геологическом разрезе лёссовидных суглинков, а также новейшие тектонические движения способствовали развитию долинно-балочного рельефа. Глубина местных базисов эрозии здесь составляет 80–120 м, а коэффициент эрозионного расчленения 0,45 км/км² [Молодкин, 1977; Природные условия … 2002; Меркулова, 2006].

Максимальная абсолютная высота рельефа Северо-Приазовской равнины составляет 115 м, при средней высоте 85 м. К побережью абсолютные отметки высоты рельефа постепенно снижаются и для восточной части северного побережья находятся в пределах 18–25 м. В сторону Утлюкского лимана высота берега постепенно понижается до 7 м [Молодкин, 1977; Мамыкина, Хрусталев, 1980].

Аккумулятивный тип берега северного побережья представлен многочисленными косами так называемого азовского типа, пляжами и пересыпями лиманов [Зенкович, 1958, 1962]. Протяженность кос и объемы поступающего на них осадочного материала увеличиваются с востока на запад, что обусловлено ростом параметров волн, течений и потока наносов в этом направлении [Матишов, 2006а, б].

На участках северного побережья, сложенных лёссовидными суглинками, широкое распространение получили абразионный и абразионно-оползневый типы берега. Максимальное развитие данные типы получили в береговой зоне Белосарайского и Бердянского заливов. В береговой полосе, расположенной западнее этих заливов, в основном распространен абразионно-обвальный тип берега. Выходящие здесь на поверхность породы неогенового возраста способствуют широкому образованию оползней в береговой зоне, которые в этом районе образуют одну-две террасы шириной до 50 м. Параллельно-ступенчатые оползни северного берега Таганрогского залива формируют несколько террас общей шириной до 200 м при высоте стенок срыва 10–20 м.

На западном берегу Азовского моря прослеживается крупная аккумулятивная форма – Арабатская Стрелка, которая протягивается с севера на юг на 110 км и приурочена к области современного погружения, происходящего со скоростью 0,2–0,3 мм/ год. Ее южная часть примыкает к области современных поднятий Керченского полуострова [Хрусталев, Щербаков, 1974; Мамыкина, 1977]. Ширина Арабатской Стрелки варьируется от 0,3 до 5 км. Высота самого крупного берегового вала достигает 4 м над уровнем моря, а ширина пляжей – от 20 до 50 м. Морфология валов и состав наносов свидетельству-

ют об образовании стрелки за счет поперечного перемещения материала со дна моря [Зенкович, 1962; Мамыкина, Хрусталев, 1980; Матишов, 2007а]. В северной части Арабатской Стрелки среди древних береговых валов сохранились останцы суглинков плейстоценового возраста, достигающие мощности 18 м.

С юга море ограничивают Керченский и Таманский полуострова, разделяемые Керченским проливом. Строение рельефа в этой полосе берега обусловлено складчатым залеганием пород, выходящих на дневную поверхность. Антиклинали, выраженные в рельефе возвышенностями, образуют мысы в береговой зоне. На пониженных участках развиты заливы и лиманы. На участках, где к морю выходит толща четвертичных суглинков и песков плейстоценового возраста или верхнемиоценовых известняков, преобладает абразионный тип берега. Пляжи, ширина которых изменяется от 5 до 25 м, сложены продуктами абразии берегов (обломками осадочных пород, галькой, песком) с включением ракуши. Аккумулятивный берег в этой части представлен выходом древнеазовской террасы, расположенной в центральной части Казантипского залива, и пересыпью Чокракских озер. Терраса имеет высоту 2–2,5 м при ширине в 300–500 м, а ширина пересыпи Чокракских озер составляет 150–200 м. Локально развиты пляжи шириной 20–30 м [Мамыкина, 1977; Мамыкина, Хрусталев, 1980].

Для восточного берега Керченского пролива характерно большое количество аккумулятивных кос. Коса Чушка создана вдольбереговым потоком наносов, идущим над юго-восточным берегом Азовского моря, а коса Тузла сформирована наносами, поступающими с южных берегов Таманского полуострова.

На северном берегу Таманского полуострова с выходом в береговую зону брахиантиклиналей связано распространение абразионно-оползневого и абразионного типов берега. Средняя величина размыва берегов в этом районе составляет от 0,5 до 0,6 м/год.

Аккумулятивный тип берега представлен здесь пересыпями, отделяющими лиманы от Темрюкского залива. Наиболее крупной формой является пересыпь Ахтанизовского лимана, сложенная ракушечным материалом и песком. Средняя ширина пляжа – от 20 до 30 м, наибольшая – до 60–100 м.

Строение кубанской дельты характеризуется наличием большого количества ериков, прирусловых валов, лиманов и озер, которые отделяются от моря баром, сложенным ракушечным материалом и имеющим высоту от 0,5 до 1,5 м. На участках впадения двух основных рукавов дельты – Кубани и Протоки – бар прерывается конусами выноса речного аллювия [Мамыкина, Хрусталев, 1980].

Северо-восточное побережье Азовского моря сложено преимущественно аллювиально-лиманными отложениями и покровной толщей лёссовидных суглинков и характеризуется повсеместным распространением абразионного типа берега. Аккумулятивный тип берега прослеживается локально. Высота береговых обрывов в основном составляет 7–11 м, а максимальная – 14–18 м (у г. Ейска). Данный участок побережья характеризуется максимальными скоростями абразии, которые в районе г. Приморско-Ахтарска достигают 6 м/год. Аккумулятивный тип берега в этой полосе побережья представлен косами Долгой, Камышеватской, Ясенской, Ачуевской и пересыпью оз. Ханского, которые были созданы в основном поперечным перемещением донного материала и его разносом вдольбереговыми течениями. В вещественном составе отложений этих кос отмечается преобладание ракушечного материала [Мамыкина, 1977].

На южном берегу Таганрогского залива максимальное развитие получили участки абразионного берега, чередующиеся с аккумулятивными формами. К юго-западу от с. Семибалки и с. Порт-Катон глубокие оползни образуют амфитеатры протяженностью соответственно 7 и 16 км при ширине до 200 м. Аккумулятивный тип берега представлен здесь косами Ейская, Глафировская, Сазальницкая, Чумбурская и Очаковская, сложенными кварцевым песком с примесью ракушечного материала и гальки. Пляжи развиты слабо.

С северо-востока в Таганрогский залив впадает р. Дон, многочисленные рукава, протоки и ерики которого образуют дельту неправильной формы. Длина дельты по прямой (от ее начала до Таганрогского залива) составляет около 30 км, а ширина между крайними рукавами – 22,5 км. Общая площадь – 340 км^2 [Самохин, 1958].

По классификации И.В. Самойлова [1952] дельта Дона отнесена к многорукавным дельтам с мелководным предустьевым взморьем. По генезису она относится к дельтам выполнения тектонической депрессии и выдвижения аккумулятивных образований в пределы морского залива за счет речных отложений. Ее современный облик формировался в голоцене на фоне неоднократных смен изменений уровня Азовского моря [Зайцев, Зеленщиков, 2009].

1.1. МОРФОЛОГИЯ ДНА АЗОВСКОГО МОРЯ

До последнего времени применительно к Азовскому морю бытовало мнение как о водоеме с простым строением дна и глубинами, которые постепенно увеличиваются от берега к центральной части акватории. Проведенный нами анализ батиметрических данных (эхолотные съемки, промеры глубин, анализ навигационных данных) свидетельствует об определенной дифференцируемости и неоднородности в строении донного рельефа этого морского водоема [Матишов, 2006а, б].

Большую роль в истории развития Азовского моря играли этапы трансгрессивно-регрессивных изменений уровня, во время которых происходили изменения границ акватории и трансформация донного рельефа [Невесский, 1958; Федоров, 1973; Геология Азовского моря, 1974; Хрусталев, Щербаков, 1974; Федоров, 1978; Попов, 1983; Балабанов, Измайлов, 1988; Мысливец, 2004]. В результате на дне Азовского моря широкое распространение получили древние формы рельефа, которые в настоящее время погребены под слоем современных морских отложений.

Палео-Дон в его нижнем течении имел крупную долину, выработанную в песках и суглинках плейстоценового возраста и морских верхнемиоценовых отложениях. Принимая серию притоков, он впадал в Чёрное море многорукавной дельтой южнее современного Керченского пролива. Ориентировочно, кроме долины палео-Дона, в древнем рельефе намечаются контуры древних долин рек Салгир, Молочной, Кальмиуса, впадавших в Дон с севера. С южного борта в реку впадали древние Бейсуг, Ея и один из рукавов палео-Кубани. Очертания речных долин в рельефе дна сглажены за счет перекрывающей их толщи морских отложений, образовавшихся в древне- и новоазовскую стадии развития моря (рис. 1.2).

Кроме очертаний погребенных долин в древнем рельефе Азовского моря были выделены замкнутые понижения озерного типа, предположительно доголоценового возраста, располагающиеся на современной глубине в 12–13 м, а также пологие ложбины, протягивающиеся в западной части моря. В центральной части моря среди положительных форм рельефа выделяется ряд невысоких пологих поднятий. Эти поднятия представляют собой структуры обтекания древних аккумулятивных форм, сложенных осадками голоценового возраста, или сами аккумулятивные формы, образованные на берегах мелководного водоема в регрессивную стадию его развития.

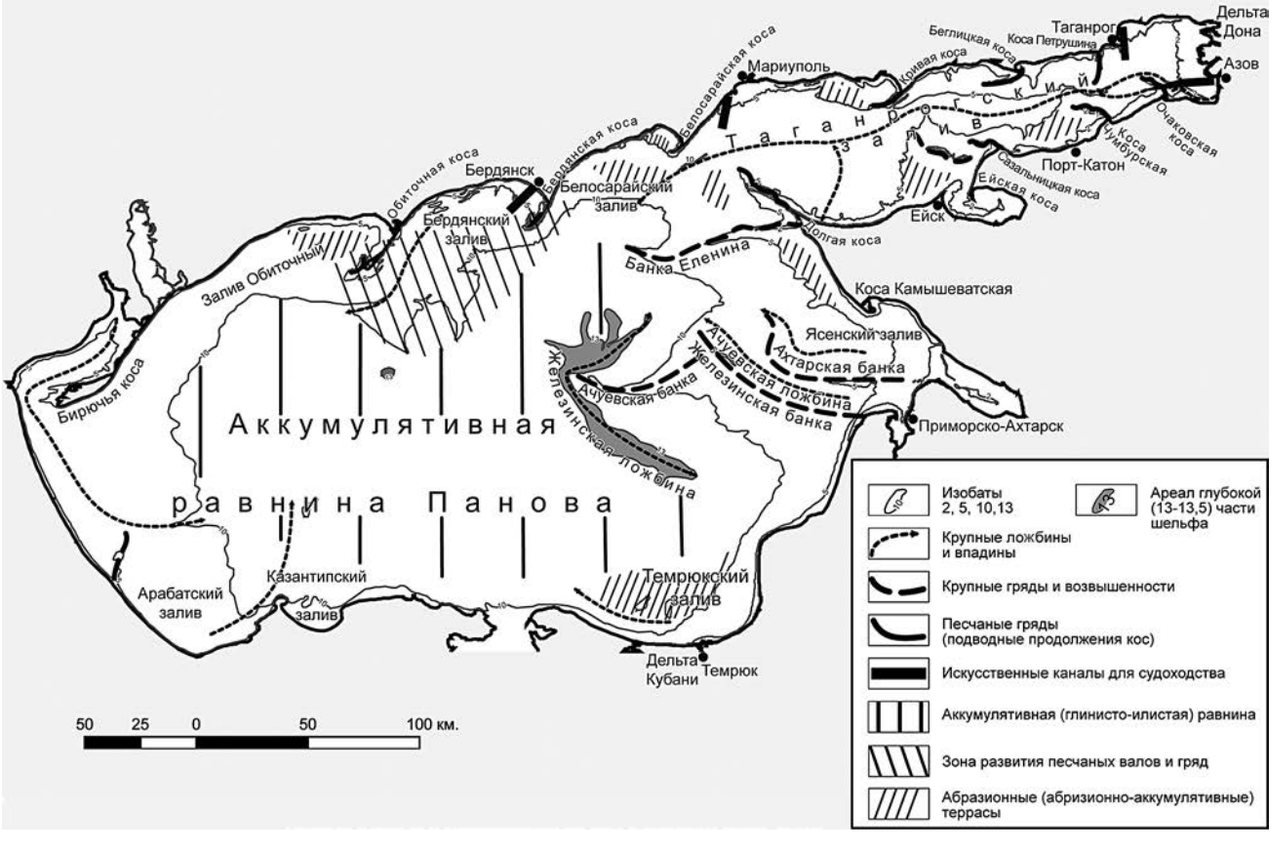


Рис. 1.2. Основные геоморфологические элементы рельефа Азовского моря [Матишов, 2006а]

Среди площадных структур, занимающих большую часть поверхности морского дна, можно выделить абразионные (абразионно-аккумулятивные) террасы и аккумулятивную равнину, расположенную в центре Азовского моря (рис. 1.3). К линейным структурам относятся палеодолины древних рек, тальвеги ложбин, подводные продолжения кос, а также система многочисленных валов и гряд, получивших максимальное распространение в северной части моря [Мамыкина, 1977; Мысливец, 2004; Матишов, 2006а, б, 2007].

Абразионно-аккумулятивные равнины простираются вдоль берегов, сложенных глинами и лёссовидными суглинками. Гидродинамические условия в границах абразионно-аккумулятивных равнин способствуют интенсивному размыву дна с образованием абразионных террас (бенчей), выработанных в коренных суглинках и глинах. В Таганрогском заливе бенч простирается до глубины от 2 до 3 м; в открытом море – до 4–6 м. Средние уклоны дна абразионной части равнины составляют 0,003–0,007, в южной части моря – до 0,001–0,05. Характерно постепенное увеличение глубин, нарушаемое поднятиями дна в виде ракушечных банок. С нарастанием глубин углы поверхности дна выполаживаются до 0,0003. С увеличением глубин основным рельефообразующим процессом в пределах абразионно-аккумулятивных равнин становится аккумуляция терригенного и биогенного материала [Мамыкина, 1977].

Наиболее мелководной является северная часть моря, в пределах которой широкое развитие получили аккумулятивные формы со своими подводными продолжениями, разделяемые системой заливов. Самыми крупными из них являются Белосарайский, Бердянский, Обиточный заливы и Утлюкский лиман. Площадь заливов и длина разделяющих их кос увеличивается с востока на запад.

Чередование аккумулятивных форм и депрессий в этой части моря способствовало образованию сильной изрезанности береговой линии. Изобата, ограничивающая глубины в 5 м, располагается на расстоянии от 0,5 до 10 км (в среднем 2 км) от берега, приближаясь к нему в районах заливов и удаляясь на площадях развития аккумулятивных форм. Изобата, оконтуривающая 10-метровую глубину, удалена вглубь моря от северного берега на 30–40 км.

Между песчаными косами (коса Федотова, Обиточная, Бердянская) и аккумулятивной равниной, расположенной в центре моря, до глубины 10 м в рельефе дна выделяются многочисленные песчаные валы и гряды. Некоторые из них имеют протяженность от 10 до 12 км и относительную высоту от 2 до 6 м. К центру моря (с северо-запада на юго-

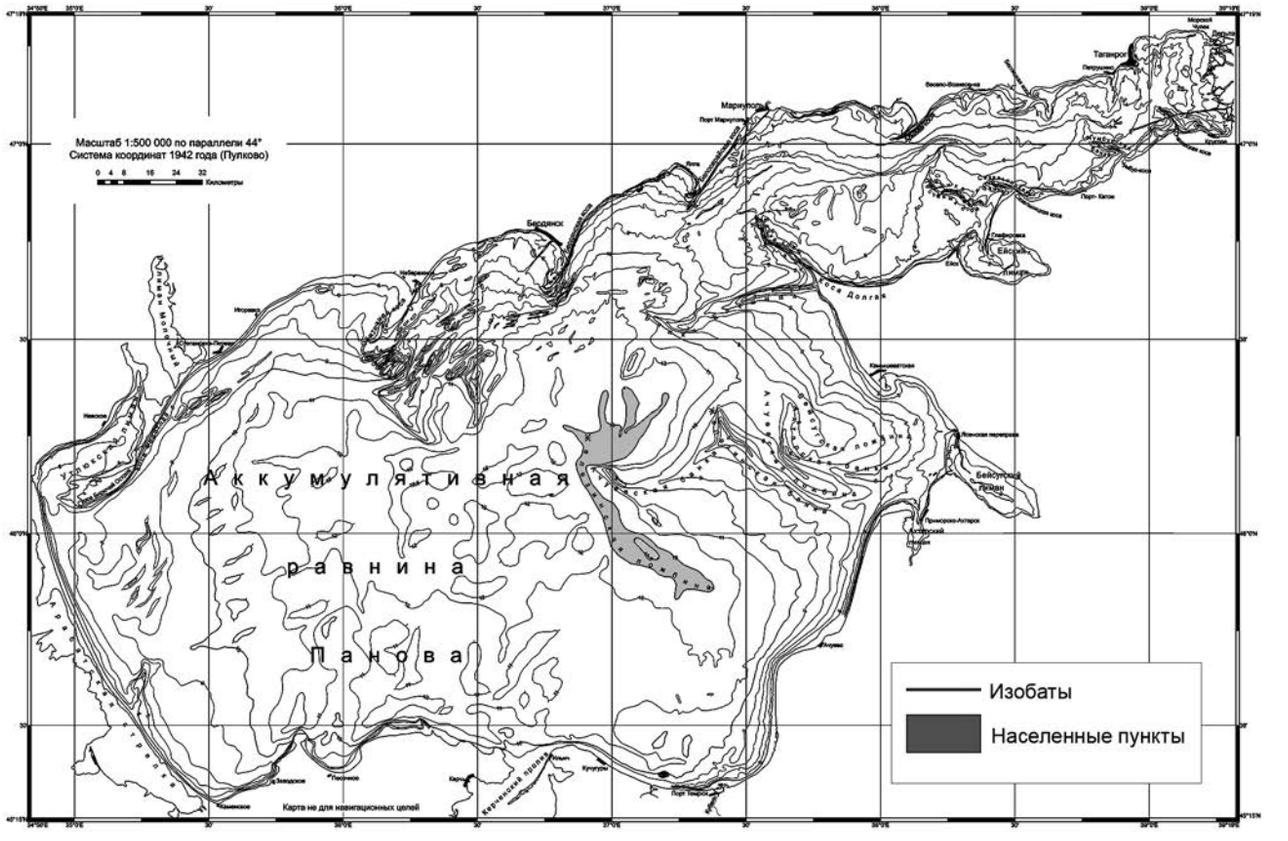


Рис. 1.3. Батиметрическая карта Азовского моря [Матишов, 2006б]

восток) размер гряд уменьшается. Все подводные гряды имеют волновой генезис и в основном сложены перемещенными створками раковин моллюсков и их обломками [Зенкович, 1962; Мамыкина, Хрусталев, 1980; Артюхин, Алексеев, 1989; Хрусталев, Ивлиева, 1999; Ивлиева, 2005; Матишов, 2007].

По данным эхолотного профилирования, проведенного сотрудниками ЮНЦ РАН, от Обиточной косы в сторону моря наблюдаются гряды образований, имеющих волновую природу. Высота некоторых из них по отношению к днищам соседних ложбин может достигать 4–6 м (рис. 1.4, 1.5).

Большую часть юго-восточной акватории Азовского моря занимают Темрюкский и Ясенский заливы, разделенные Железинской и Ахтарской банками. От Ясенского залива двумя врезами в область прилегающей суши отходят Бейсугский и Ахтарский лиманы. Устьевая часть Бейсугского лимана от Азовского моря практически полностью перегорожена пересыпью с узкой протокой.

Подводный склон в Темрюкском заливе до глубины 9–10 м имеет более приглубый характер. Во многих местах в этом районе 5-метровая изобата, огибая аккумулятивные формы дна, проходит от берега на расстоянии первых сотен метров. К центру моря с глубин 9–10 м угол наклона поверхности дна выполаживается. В этом месте в рельефе дна отмечается террасовидный выступ.

Как уже упоминалось выше, для южной части акватории Азовского моря, ограниченной с юга Керченским и Таманским полуостровами, характерны единичные вулканические постройки, образованные деятельностью грязевых вулканов и осложняющие строение рельефа дна.

Северо-восточнее Темрюкского залива в рельефе дна с запада на восток оконтуриваются Ачуевская, Железинская, Ахтарская банки и банка Еленина. Длина этих банок достигает 35–50 км. Минимальные глубины над вершинами банок 3–7 м, а над банкой Еленина – до 1–2 м. Высота гряд по отношению к днищам соседних ложбин варьируется от 2 до 5 м (рис. 1.6). Железинская и Ахтарская банки, возможно, в прошлом имели морфологическую связь с участком близлежащего берега, которая впоследствии была прервана [Артюхин, Алексеев, 1989]. Между собой Железинская и Ахтарская банки разделены узкой Ачуевской ложбиной с глубинами дна 8–10 м. С запада Ачуевская и Железинская гряды обрамлены замкнутым понижением дна с глубинами 13–13,5 м – Железинской ложбиной. Протяженность Железинской ложбины составляет 80 км при ширине 4–12 км [Матишов, 2006а, б]. На западе моря расположены банки Морская и Ара-

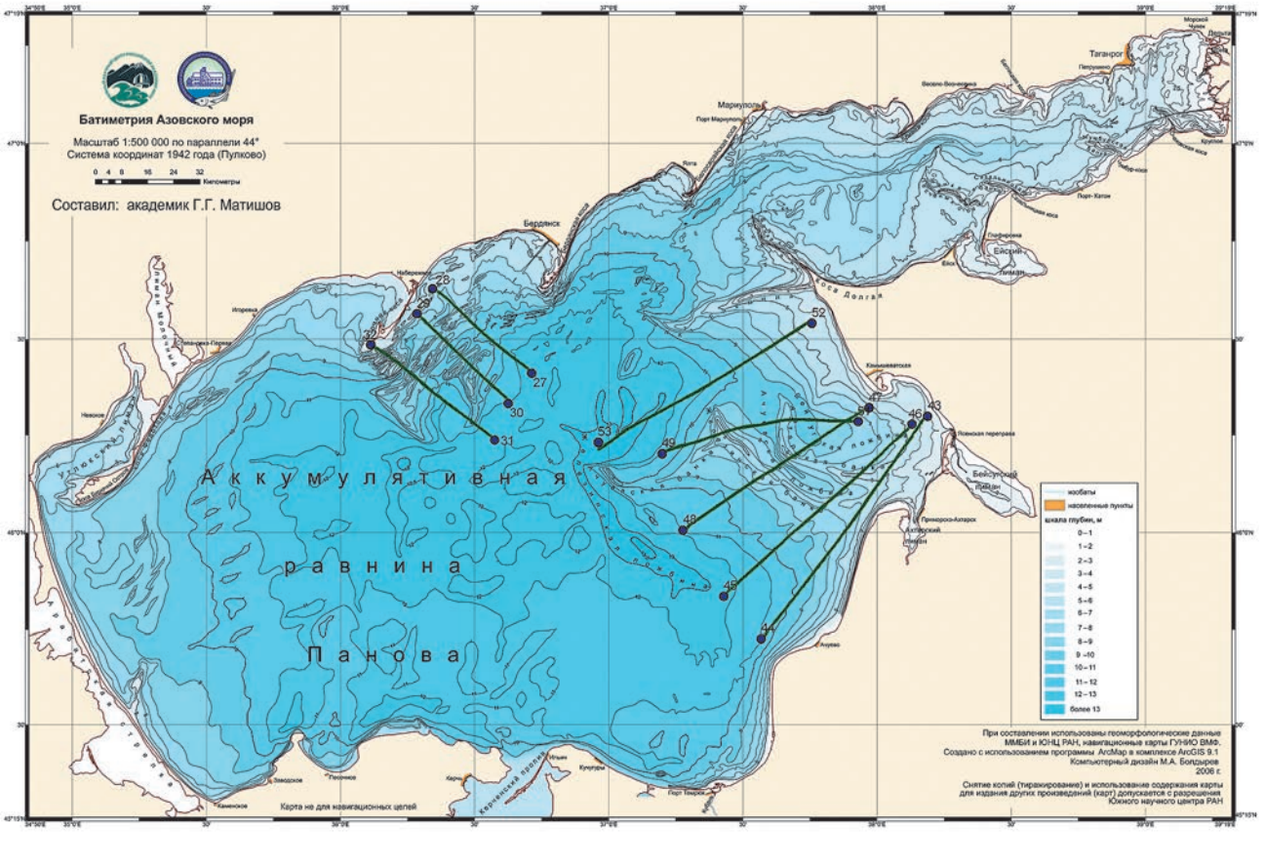


Рис. 1.4. Схема расположения эхолотных профилей в Азовском море

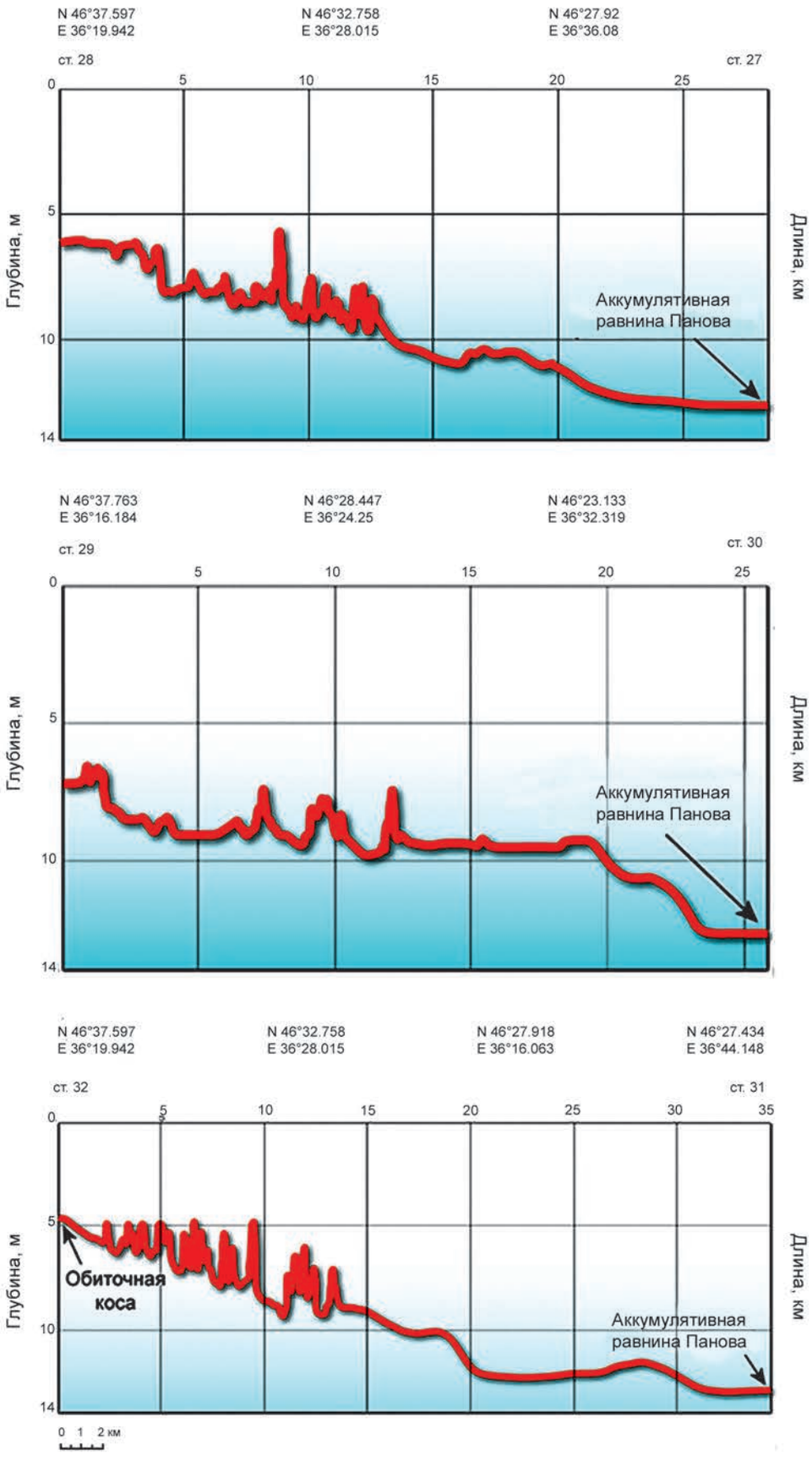


Рис. 1.5. Рельеф дна Азовского моря южнее Обиточной косы

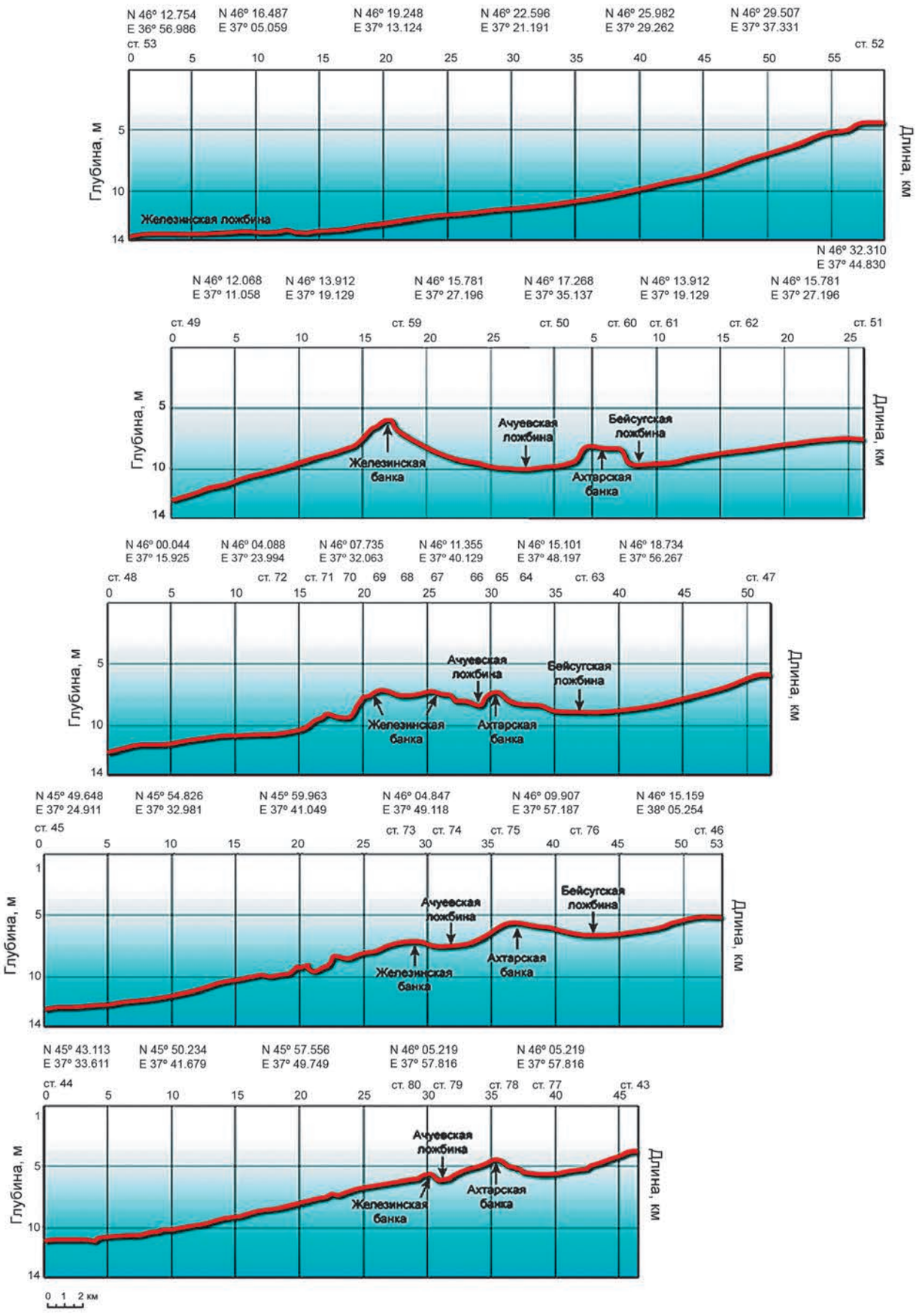


Рис. 1.6. Рельеф дна юго-восточной части Азовского моря

батская. Эти положительные формы рельефа возвышаются над соседними участками дна на 3–5 м.

Центральную область моря занимает обширная аккумулятивная равнина, занимающая 45 % площади всего моря. В структурном плане она приурочена к зоне Индоло-Кубанского прогиба, испытывающего интенсивное погружение в позднечетвертичное время [Панов, Хрусталев, 1966а; Геология Азовского моря, 1974]. Глубины в пределах равнины изменяются от 10 до 13 м и более. Уклоны дна минимальны для Азовского моря и составляют менее 0,0001.

Малозаметный уклон поверхности дна аккумулятивной равнины обращен к Железинской ложбине и другим понижениям в рельефе дна, находящимся на глубинах 13–13,5 м. В северной части равнины изобатой 10 м оконтуриваются пологие поднятия дна. В центральной части равнины выделяется до 15 пологих изометричных в плане поднятий, расположенных на глубине менее 12 м. Их размеры варьируются от 5 до 20 км, а высота составляет около 0,5 м. Благодаря однородному строению рельефа и характеру морских течений в гидродинамическом отношении этот район наименее активен [Матишов, 2006а, б].

В современном рельефе дна Таганрогского залива выделяется узкая ложбина, которая соответствует долине палео-Дона и практически совпадает с его осью. Данная ложбина протягивается вдоль всего залива на 150 км до аккумулятивной равнины, расположенной в центре моря. Севернее Ейского лимана к центру залива выдвинут выступ подводного берегового склона с эпизодически осушающейся банкой Песчаных Островов [Матишов, 2007].

Наиболее мелководные участки Таганрогского залива расположены в северной его части, которая характеризуется сильной изрезанностью береговой линии, обусловленной развитием большого количества кос, разделенных глубоко вдающимися в сушу заливами. С удалением от дельты Дона (с востока на запад) глубины в заливе постепенно увеличиваются и на выходе из него на отдельных участках дна могут достигать 9–10 м.

Рельеф восточной части Таганрогского залива представляет собой пологоволнистую равнину со средними глубинами от 2 до 3 м. Она плавно переходит в авандельту Дона, для которой характерны многочисленные подводные русла. Все они связаны с речными долинами дельты и имеют относительную глубину порядка 1–2 м.

Южная периферийная часть залива расчленена чрезвычайно пологими, амплитудой менее 1 м, направленными на север ложбинами с разделяющими их повышениями дна. Их высота достигает 2 м.

К антропогенным элементам рельефа, получившим широкое распространение в пределах акватории Азовского моря, можно отнести многочисленные судоходные каналы и свалки грунта. Самые протяженные (до 20–30 км) и глубокие (более 5 м) подходные каналы прорыты к портам Таганрог, Мариуполь, Ейск и Бердянск. Глубина подходного канала к Мариупольскому порту составляет 7,5 м при ширине до 100 м. Общая длина подходных каналов г. Мариуполь составляет 26,5 км при площади повреждения дна 4,9 км². Протяженность проложенного параллельно осевой линии Таганрогского залива Азово-Донского канала достигает 26 км при ширине 80 м и глубине 4 м. Подходной канал Таганрогского порта имеет длину 14 км при глубине 5 м. Длина канала Ейского порта превышает 21 км при ширине 75 м и глубине более 6 м [Хрусталев, Ивлиева, 1999].

В незначительном удалении от подходных каналов обустроены многочисленные свалки грунта. По данным Азовской морской инспекции, на акватории Азовского моря функционируют 14 свалок грунта, девять из которых находятся в Таганрогском заливе [Хрусталева, Ивлиева, 1999]. Объем донного грунта, ежегодно складируемого на этих свалках, может превышать 3 млн т, что значительно больше количества осадочного материала, поставляемого р. Дон, а также объема наносов, поступающих за счет абразии берегов Таганрогского залива [Ивлиева, 1993].

1.2. НОВЕЙШАЯ ИСТОРИЯ АЗОВСКОГО МОРЯ В КОНТЕКСТЕ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА – ГОЛОЦЕНА

Современная акватория Азовского моря была сформирована в голоцене в результате общего подъема уровня Мирового океана. Для азовского мелководья положение уровня океана оказывало решающее влияние на ход геоморфологического развития, т.к. его глубина (14 м) на порядок меньше величины подъема уровня океана в результате дегляциации вюрмских ледников (рис. 1.7). Ввиду этого для понимания изменения природных процессов в бассейне Азовского моря на протяжении голоцена необходимо рассмотрение гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана (рис. 1.8), которые происходили с позднего плейстоцена, с позиции концепции океанического перигляциала [Матишов, 1981].

В геоморфологическом понимании «океанический перигляциал» – это явления и процессы, свя-

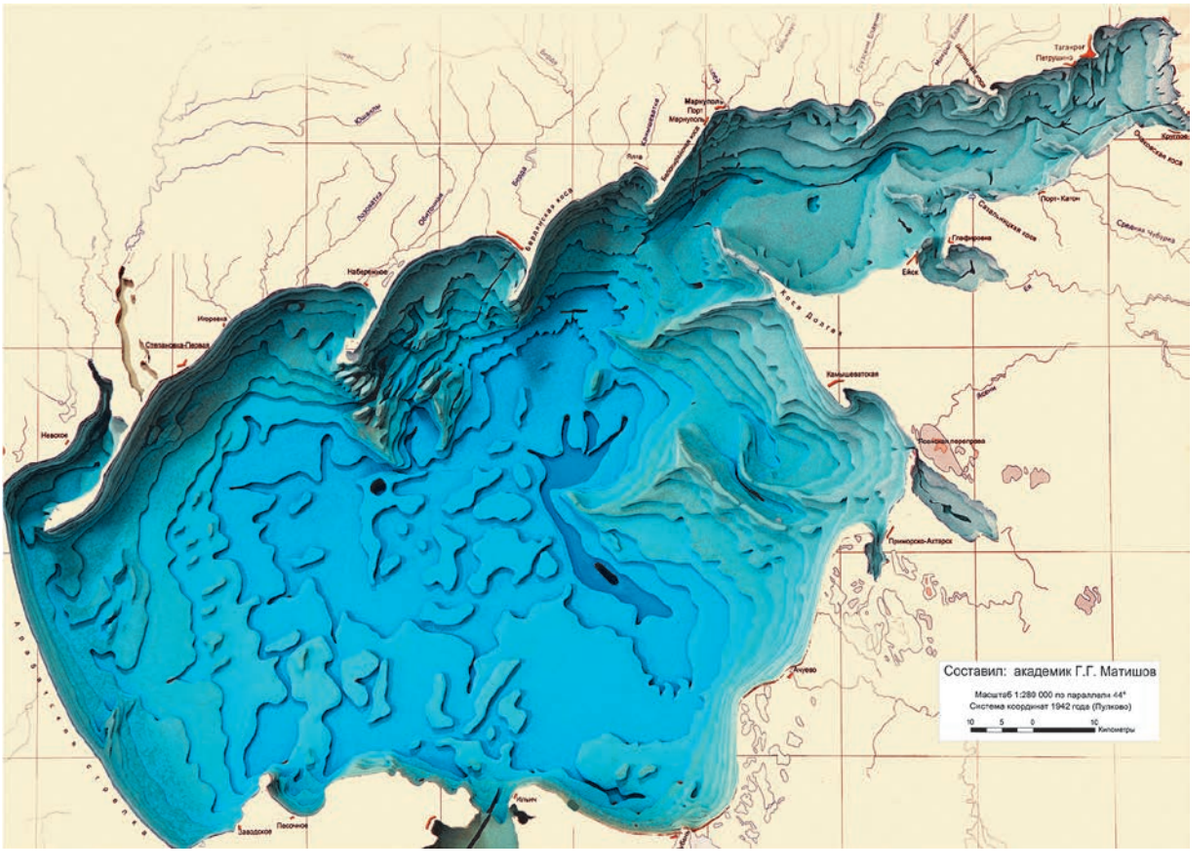


Рис. 1.7. Батиметрическая карта Азовского моря

Рис. 1.8. Подъем уровня Мирового океана (на 120 м) в эпоху дегляциации

занные с покровными оледенениями и синхронные основным этапам их развития и деградации, а также обусловленный ими своеобразный комплекс перигляциально-морских форм рельефа дна и слагающих эти формы отложений, распространенных на прилегающих к областям древних материковых оледенений шельфа глубоководных пространствах океанического дна [Матишов, 1975, 1981].

Согласно концепции океанического перигляциала, в среднем и позднем плейстоцене в Северном полушарии материковые оледенения возникали несколько раз и охватывали обширную территорию Северной Америки, Исландии, севера Евразии и прилегающие шельфы (рис. 1.9, 1.10). Ледниковые щиты были разными по объему и площади растекания. Максимальное развитие последнего вюрмского оледенения произошло 17–20 тыс. л.н. (см. рис. 1.8). За пределами оледенения, с одной стороны, существовал наземный, а с другой – океанический перигляциал [Матишов, 1975, 1981, 1984, 1987]. В связи с тем, что около 2,5 % поверхностных вод оказались скованными в мощных покровных (до 2–4 км) ледниках, объем воды в гидросфере уменьшился. В пик оледенения уровень Мирового океана находился на 120 м ниже от своего современного положения [Матишов, Павлова, 1990]. На азовском шельфе в пик регрессии развивался перигляциальный рельеф с системой низин и озер, возвышенных участков, заселенных степной растительностью с редкими смешанными лесами [Мамыкина, Хрусталев, 1980]. В условиях наземного перигляциала на юге России формировались лёссы [Величко и др., 2017].

Скандинавский ледник начал таять около 14 тыс. л.н., но этап быстрой деградации ледника начинается в эпоху аллерёдского потепления – 11,7–11,0 тыс. л.н. [Величко, 1991]. Часть стока талых вод стекала в Северную Атлантику в виде мутьевых флювиогляциальных потоков [Матишов, 1981]. Другая часть талых вод устремлялась по Волге, Дону, Днепру в Каспийский и Азово-Черноморский бассейны. Результатом экзарации и таяния глыб материкового льда толщиной до 2–4 км в Северной Америке и Европе явился гляциальный шельф дна Северной Атлантики и Арктики. Глобальные изменения объема воды при образовании и таянии ледниковых щитов вызывали чередование трансгрессий и регрессий на всех континентальных шельфах [Матишов, 1977, 1981; Матишов, Рвачев, 1983].

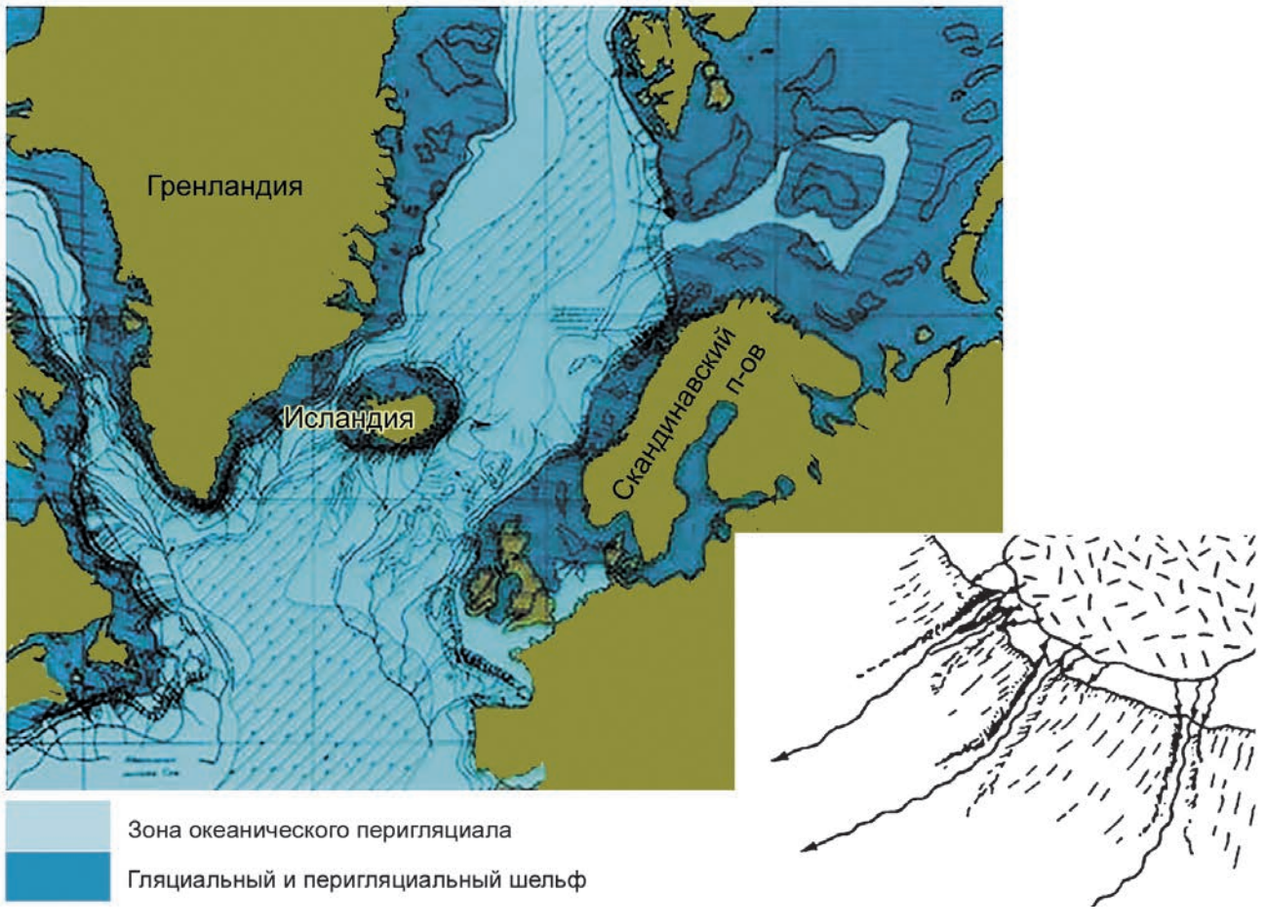


Рис. 1.9. Распространение подводных долин в зоне океанического перигляциала Северной Атлантики

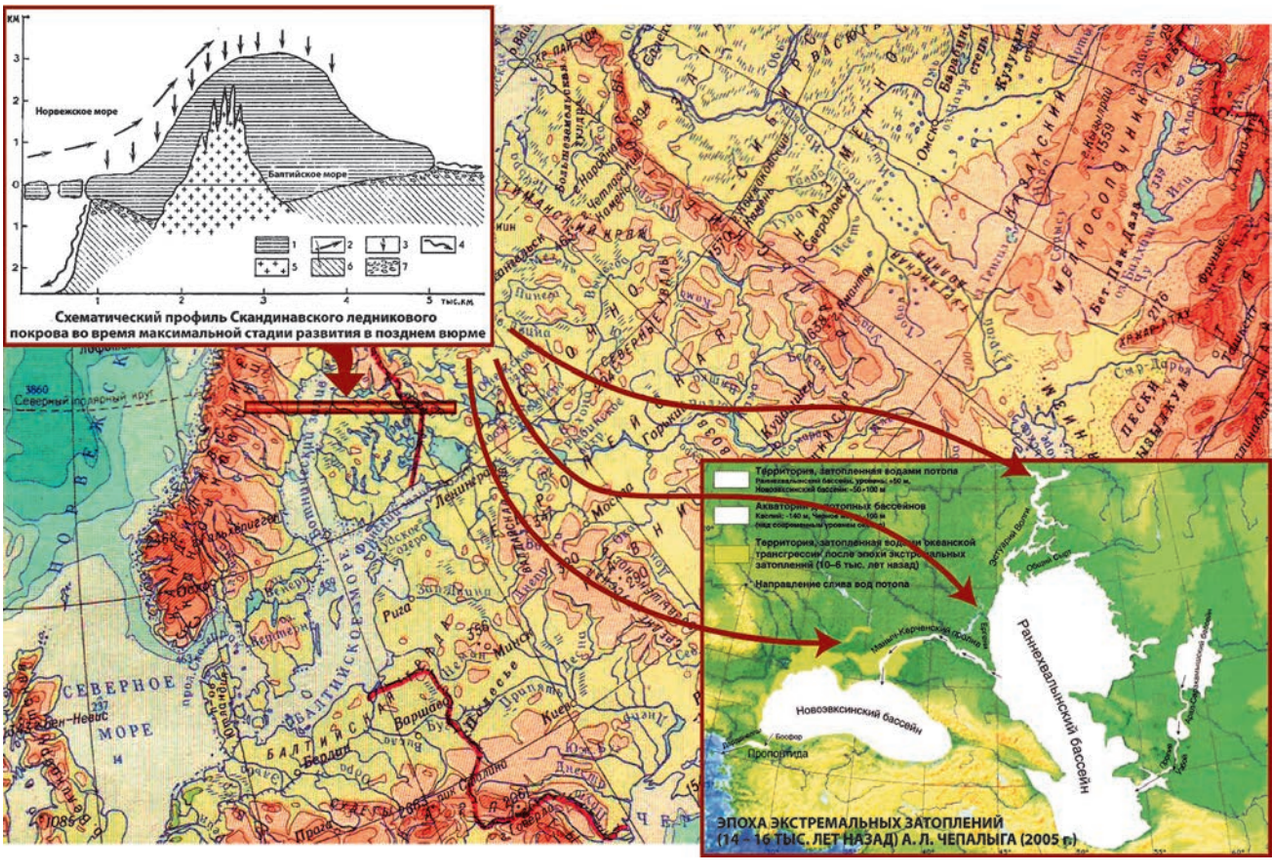


Рис. 1.10. Линии стока талых вод в эпоху дегляциации Скандинавского ледника (14–8 тыс. л.н.)

В результате таяния ледников уровень Мирового океана стал постепенно повышаться. Этот процесс продолжался в течение 5–6 тыс. л. Максимальный приток воды в океан (до 1 м в столетие) произошел в период между 13 и 9 тыс. л.н. Анализ хода послеледниковой (фландрийской) трансгрессии указывает на ускоренные темпы поднятия уровня океана в интервале 11–9 тыс. л.н. [Варущенко, 1975; Федоров, 1982]. С этого времени начались последовательные стадии затопления Азовского моря. Сопоставляя региональную специфику колебания уровня воды в Азово-Черноморском бассейне, гляциоэвстатические изменения уровня Мирового океана, а также опираясь на анализ кернов бурения (до 6–10 м), грунтовые колонки и фотоархив кернов, можно выделить до 7–10 чередовавшихся трансгрессий и регрессий на протяжении голоцена.

Существуют расхождения во взглядах, касающиеся количества, амплитуды и продолжительности регрессивно-трансгрессивных циклов в голоцене. Для решения этих противоречий предстоит сосредоточиться на исследовании системы палеодельты Дона, погребенных бенчах, подводных частях кос, составе и биостратиграфии голоценовых отложений. Большой вклад в решение имеющихся вопросов может внести также изучение стабильных изотопов и палеогенетики раковин моллюсков из разных слоев. Такой порядок решения палеогеографических задач расширит понимание истории голоцена Азово-Черноморского бассейна.

1.3. ИЗМЕНЕНИЕ УРОВНЯ АЗОВСКОГО МОРЯ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ГОЛОЦЕНЕ

На протяжении последних нескольких тысяч лет облик и природные условия акватории Азовского моря и прибрежных территорий постоянно трансформировались. Менялись площадь моря, его глубины, конфигурация береговой линии, а также очертания и расположение речных дельт. Большую роль в развитии морского бассейна играли субаэральные этапы, когда площадь, занимаемая современной акваторией, представляла собой низменную равнину, дренируемую речными долинами [Панов, Хрусталев, 1966; Геология Азовского моря, 1974; Попов, 1983; Янина, 2005; Матишов, 2006а, б; Матишов и др., 2019а, б].

Вопросы, связанные с реконструкцией природных условий на этой территории в эпоху голоцена, до сегодняшнего дня не потеряли своей актуальности, а мнения исследователей по спорным моментам зачастую кардинально расходятся. Особенно большой интерес и разброс мнений в свете изучения голоценовой истории азовского шельфа вызывают периоды трансгрессивно-регрессивных изменений уровня моря.

В целом в последние годы взгляды исследователей на общую оценку развития Азово-Черноморского бассейна в конце плейстоцена и в голоцене сблизились. Подавляющее большинство из них сошлось во мнении, что в течение указанного периода он пережил крупный регрессивно-трансгрессивный цикл развития, связанный с похолоданием в позднем плейстоцене и последующим потеплением в голоцене. В то же время отмечается расхождение взглядов по вопросу проявления и размаха наложенных колебаний, осложнявших общий ход развития трансгрессии [Балабанов, Измайлов, 1988].

При анализе результатов исследований 60–90-х гг. прошлого века [Панов, Хрусталев, 1966; Горецкий, 1970; Хрусталев, Щербаков, 1974; Геология Азовского моря, 1974; Федоров, 1982; Попов, 1983; Балабанов, Измайлов, 1988], а также работ сотрудников Южного научного центра РАН за последние 15 лет [Матишов, 2006а, б; Матишов и др., 2007а; 2012а; 2016; 2018а] складывается определенная общая картина развития Азовского моря с периода позднеледниковья до настоящего времени. В зависимости от происходящих событий этот временной этап подразделяется на несколько трансгрессивно-регрессивных стадий (рис. 1.11).

Рельеф дна и строение осадочной толщи Азовского моря указывают на то, что их формирование происходило под влиянием черноморских трансгрессий. За счет подъема уровня Мирового океана

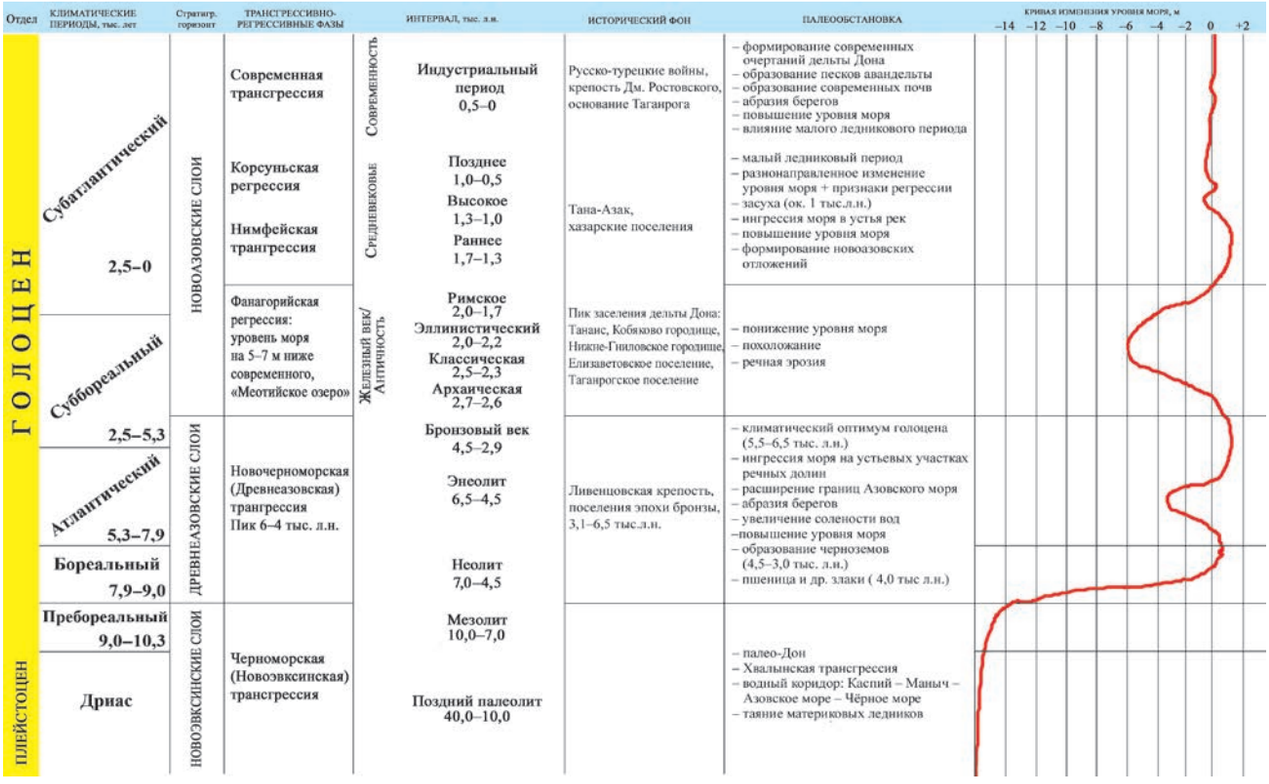


Рис. 1.11. История развития Азовского моря во взаимосвязи с гляциоэвстатическими колебаниями уровня Мирового океана на протяжении последних 13 тыс. лет

на протяжении последних десяти тысяч лет создавались благоприятные условия для интенсивного водообмена между Чёрным и Азовским морями.

В конце плейстоцена уровень Азово-Черноморского бассейна испытывал неоднократные разнонаправленные колебания, которые хорошо коррелируют с изменениями уровня Средиземного моря в частности и Мирового океана в целом. В эпоху поздневалдайского ледниковья формировались материковые ледниковые щиты. Максимальной площади они достигли 18–17 тыс. л.н. [Матишов, 1984].

Территория юга Восточно-Европейской равнины на протяжении плейстоцена не затрагивалась покровными оледенениями, но попадала в зону наземного перигляциала. Чередование холодных и теплых фаз позднего плейстоцена отражалось на особенностях природных условий. Широкое распространение в это время имели перигляциальные степи, которые на севере граничили с зоной тундростепей. При общем преобладании степного ландшафта значительные площади занимали пойменные и байрачные леса. На водоразделах происходило накопление лёссовых отложений, которые подстилают современный почвенный покров и хорошо прослеживаются в береговых обрывах Азовского моря [Спиридонова, 1991; Величко и др., 2017].

Вся акватория Азовского моря в это время представляла собой низменную равнину, дренируемую реками. Большинство небольших рек являлось притоками палео-Дона, который в районе Керченского пролива впадал в Чёрное море. Одновременно с этим происходило и интенсивное углубление самого Керченского пролива (рис. 1.12). Эрозионный врез самого палео-Дона прослеживается в коренных породах под голоценовыми отложениями от вершины Таганрогского залива до устья р. Маныч. Современная долина реки террасирована и имеет широкую аллювиальную пойму, которая в районе устья Маныча переходит в позднеголоценовую аллювиально-морскую равнину [Беркович, Тимофеева, 2007; Иванов и др., 2013]. Очертания самих речных палеодолин в рельефе дна в настоящее время

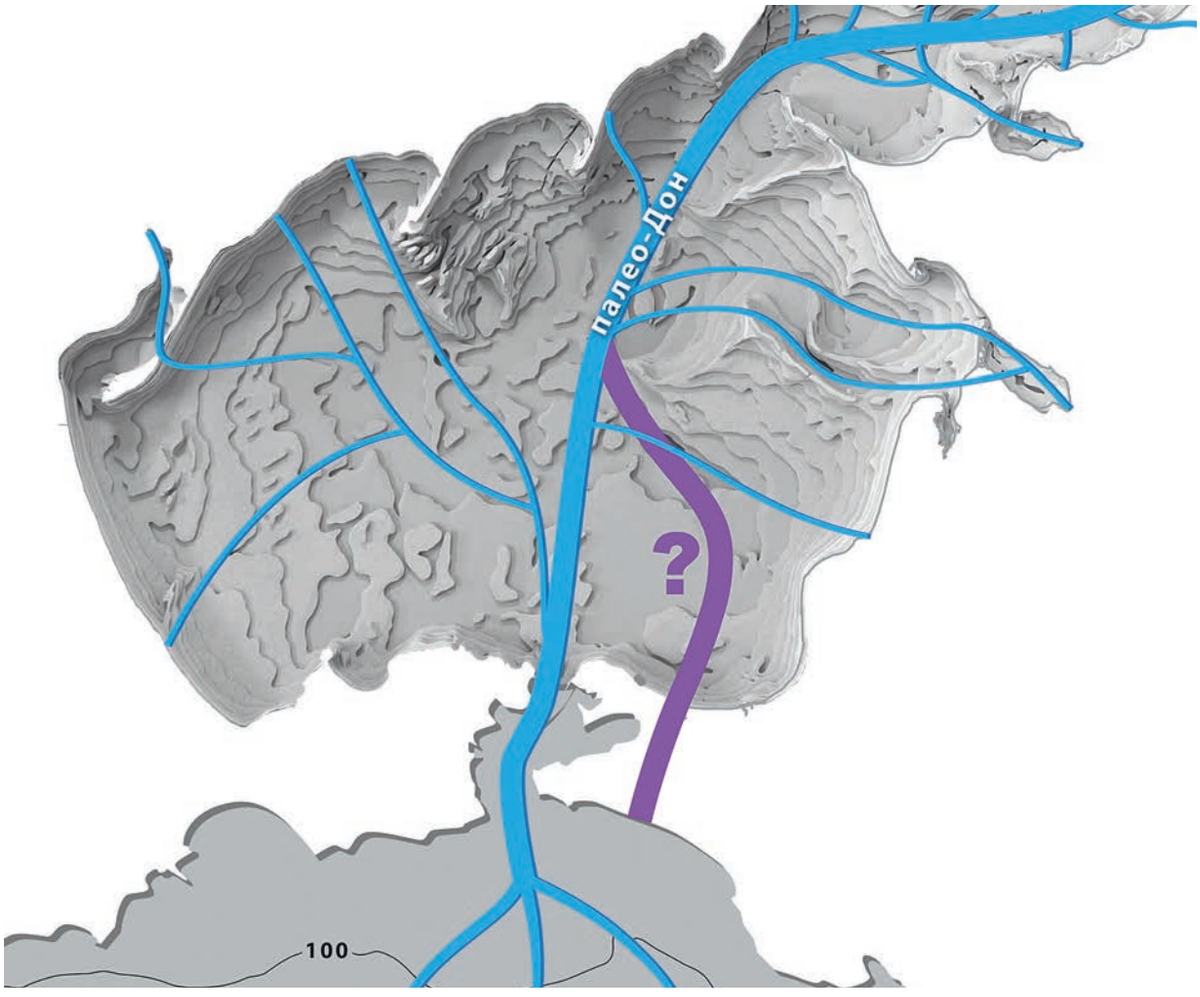


Рис. 1.12. Реконструкция акватории Азовского моря в эпоху максимума валдайского оледенения (17–23 тыс. л.н.)

сглажены за счет перекрывающей их толщи морских отложений, образовавшихся в древне- и новоазовскую стадию развития моря.

В границах современной акватории Азовского моря широкое распространение имели континентальные образования различных генетических типов: от суглинистых пород субаэрального происхождения до озерно-аллювиальных и болотных. В северо-западной части моря накапливались аллювиально-лиманные осадки со следами кратковременных континентальных перерывов в верхних горизонтах. В юго-западной части акватории накапливались субаквальные континентальные отложения, образующие полого наклонную аллювиальную равнину. Западная часть акватории представляла собой заболоченную сушу, где отлагались обогащенные органикой бурые глины и слои торфяника, содержащие раковины пресноводных моллюсков. В Таганрогском заливе отлагались осадки палео-Дона, сложенные преимущественно мелкозернистыми кварцевыми хорошо отсортированными песками [Геология Азовского моря, 1974].

Постепенный подъем уровня Чёрного моря соотносится с дегляциацией континентальных ледников, начавшейся около 14–11 тыс. л.н. В этот период Чёрное море представляло собой полупресный (до 5–7 ‰) водоем с уровнем до –20… –30 м от современного и имело сток в Мраморное море. Этому предшествовал этап одностороннего сброса водных масс из Каспийского в Чёрное море через Манычский пролив и осушенный шельф Азовского моря. Данный этап развития территории соотносится со временем проявления в бассейне Каспийского моря раннехвалынской, а затем и позднехвалынской трансгрессий [Свиточ, Янина, 2001; Янина, 2005]. В результате на аллювиальной равнине стали образовываться аллювиально-лиманные маломощные осадки, содержащие каспийскую фауну, которая стала родоначальницей для новоэвксинской фауны всего Азово-Черноморского бассейна.

Анализ хода послеледниковой трансгрессии указывает на то, что ускоренные темпы поднятия уровня Мирового океана приходились на интервал 11–8 тыс. л.н. В результате подъема уровня моря котловина Азовского моря стала постепенно наполняться водой. Общий базис эрозии палео-Дона повысился. На азовском шельфе всё еще широкое развитие имели различные континентальные образования: от лёссовидных до озерно-аллювиальных и болотных. В Таганрогском заливе преимущественно отлагались песчаные осадки палео-Дона [Геология Азовского моря, 1974].

Древнеазовская стадия развития Азовского моря охватывает временной интервал от 7,5 до 3,1 тыс. л.н. и характеризуется максимальным расширением морских границ в голоцене. Проявлением этого являются древние береговые валы, вскрытые многочисленными скважинами на расстоянии 35–40 км от современного берега Азовского моря в районе современной дельты р. Кубань [Балабанов, Измайлов, 1988; Измайлов, 2010]. Ингрессия моря наблюдалась и в устьевой части р. Дон [Зайцев, Зеленщиков, 2009]. Судя по строению и расположению древнеазовской донской поймы, заток морских вод мог доходить до устья р. Маныч [Иванов и др., 2013].

Большое влияние на все процессы, происходившие в это время в Азовском море, оказала древнеазовская трансгрессия. Ее пик находится в хроноинтервале 6–4 тыс. л.н. и соотносится с климатическим оптимумом голоцена. Как показывают результаты биостратиграфических исследований отложений, подкрепленные данными определения абсолютного возраста, повышение уровня моря не было одномоментным и чередовалось с кратковременными регрессивными фазами [Матишов и др., 2016, 2018а].

Состав донной фауны, обитавшей в Азовском море в начале голоцена, указывает на постепенное осолонение водного бассейна за счет поступления черноморских вод. В итоге изменение солевого состава вод привело к постепенному вытеснению опресненной новоэвксинской фауны и увеличению доли стеногалинных видов-вселенцев. В комплексе донной фауны древнеазовского возраста преобладают следующие моллюски: *Chamelea galina*, *Cerastoderma exigium*, *Gastrana fragilis*, *Pholas candidus*, *Mytilus galloprovincialis* [Хрусталев, Щербаков, 1974; Набоженко, 2013].

Судя по результатам абсолютного датирования (^{14}C), около 6 тыс. л.н. в центральной части Азовского моря доминировали *Mytilus galloprovincialis* и средиземноморская фауна (*Chamelea gallina*, *Gastrana fragilis*, *Paphia aurea* и др.), обитающая при солености 15–18 ‰. Видовой состав малакофауны Таганрогского залива древнеазовского возраста сильно обеднен. Здесь отсутствуют традиционно используемые для разделения новоазовских и древнеазовских слоев виды-маркеры *Chamelea*, *Paphia*, *Gastrana* [Хрусталев, Щербаков, 1974]. В отложениях, образовавшихся около 5,5 тыс. л.н., состав малакофауны представлен только одним пелофильным *Abra segmenta* и двумя видами немногочисленных гастропод *Tritia* и *Bittium*. В отложениях, образовавшихся в хроноинтервале 4,6–4,2 тыс. л.н., среди моллюсков, обитавших в западной и центральной частях залива, кроме лиманных галофильных *Abra alba* и *Mytilaster marioni,* встречаются многочисленные гастроподы *Retusa truncatella*, *Cylichnina variabilis*, *Tritia reticulata*, *Rissoa lineolata.* Такой состав может свидетельствовать о мелководных условиях (до 3 м) и зарастании дна зарослями *Zostera*. Двустворчатые моллюски этого таксоценоза были представлены пелофильными ви-

дами *Cerastoderma* и *Abra*, а также прикрепленным сестонофагом *Mytilus* [Набоженко, 2013].

О более мелководных условиях в начале голоцена на площади Таганрогского залива могут свидетельствовать сейсмоакустические исследования подводного рельефа и толщи отложений, проводимые здесь в последние годы. На ряде полученных сотрудниками ЮНЦ РАН записей высокоразрешающего непрерывного сейсмоакустического профилирования выявлены характерные различия в строении верхней части осадочной толщи акватории залива. На сейсмопрофилях прослеживается выработанная в глинах абразионная терраса, бровка которой расположена на расстоянии около 3 км от клифов южного берега залива (рис. 1.13). Ее образование увязывается с голоценовыми трансгрессиями моря.

В центральной и восточной частях залива отчетливо выделяются валообразные положительные формы рельефа, имеющие относительную высоту 2–3 м и погребенные под слоями осадков, отложившихся около 4,5–5,5 тыс. л.н. Валы прослеживаются параллельно линии современного берега и восточнее Очаковской косы уже не выделяются. На записях временных разрезов они разделяются ложбинами, тальвеги которых находится на глубинах 7–10 м от современного уровня моря в этом районе (рис. 1.14).

Такое строение погребенного палеорельефа может быть обусловлено деятельностью речных потоков (палео-Дона и его притоков) на ранних этапах голоценовой истории и последующим развитием трансгрессии, в результате которой низменные прибрежные территории были затоплены водами наступающего моря.

Около 2700 л.н. природные условия стали постепенно меняться. В свете изучения голоценовой истории Азовского моря этот временной этап вызывает особенно большие споры и соотносится со временем проявления фанагорийской регрессии (этап «Меотийское озеро»). Как правило, доводы исследователей основываются на результатах археологических, биостратиграфических и геолого-геоморфологических исследований и часто противоречат друг другу. При этом разброс мнений в оценках падения уровня моря колеблется от 2 до 15 м ниже современного [Дикарёв, 2011].

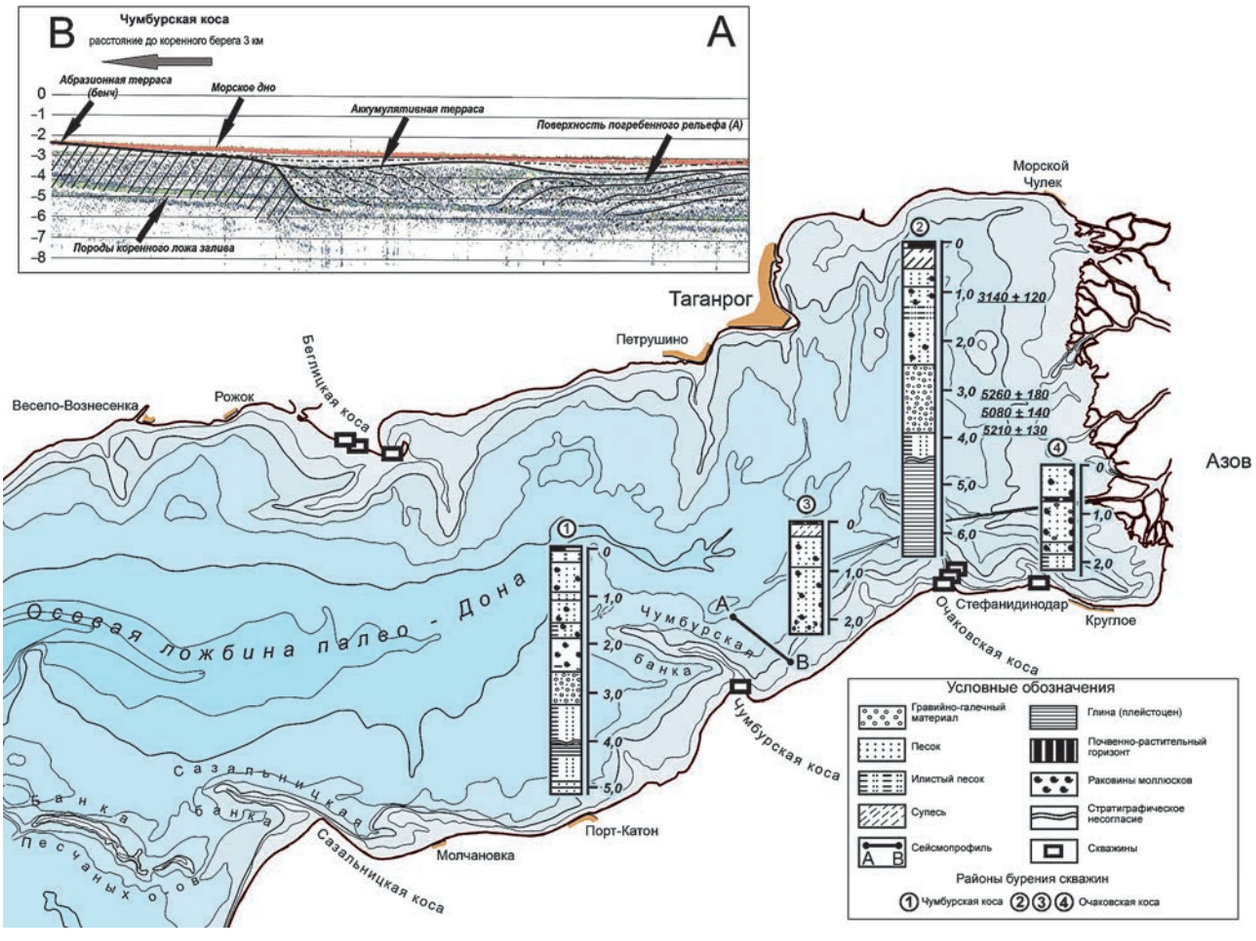


Рис. 1.13. Строение верхней части осадочной толщи и кос южного побережья Таганрогского залива с результатами определения абсолютного возраста (^{14}C)

Комплексный анализ наших новых данных также свидетельствует о существовавших в то время мелководных условиях в границах акватории Азовского моря. По всей видимости, обмеление максимально (до −5… −6 м относительно современного уровня) проявилось на площади дна современного Таганрогского залива. В результате падения уровня моря осушенное морское дно залива стало подвергаться активной денудации, а прибрежная зона представляла собой низменную заболоченную сушу, дренируемую реками. С востока в море впадал палео-Дон, протекавший по осушенной кутовой части Таганрогского залива (рис. 1.15). Судя по строению осадочной толщи донской дельты, основным в это время был её северный рукав (Мертвый Донец) [Зайцев, Зеленщиков, 2009].

О возможном снижении уровня моря в этот период также свидетельствует разнообразие раковин галофильных брюхоногих моллюсков (роды *Rissoa*, *Retusa*, *Ebala*), развивающихся на макрофитах и морских травах, и массовое присутствие в осадках с калиброваным возрастом 3110 ± 170 и 1900 ± 120 л.н. створок диатомовых *Actinocyclus octonarius* [Матишов и др., 2016; Матишов и др., 2018б].

Богатый комплекс донной фауны этого времени, в котором доминировали *Cerastoderma glaucum*, *Abra segmentum*, *Abra nitida* и *Mytilus galloprovincialis*, указывает на то, что Азовское море представляло собой водоем с соленостью не ниже 8 ‰ [Набоженко, 2013]. Более высокую соленость в указанный период можно объяснить наличием проливов между Азовским и Чёрным морями и интенсивным затоком черноморских вод по ним.

Состав донной фауны Таганрогского залива этого периода позволяет предположить, что соленость могла достигать 14 ‰. В пробах раковинного материала из этого района (датировка 2960 ± 80 л.н.) доминируют *Cerastoderma rhomboides* и *Abra segmentum*, а также отмечен *Mytilus galloprovincialis*. Присутствие в большом количестве в исследуемых пробах пелофильных фильтраторов, зарывающегося *Cerastoderma rhomboides* и детритофага-собирателя *Abra segmenta* может свидетельствовать о низкой гидродинамике водоема.

В целом проведенный анализ донной фауны из грунтовых колонок позволяет с определенной долей уверенности говорить о локализации морского бассейна на стадии фанагорийской регрессии от Темрюкского залива на юге до Белосарайской косы на севере. На акватории Таганрогского залива граница моря, по всей видимости, доходила до современных изобат 5–6 м. Восточнее этого района в морской бассейн впадал древний Дон.

Одним из основных источников сведений об изменениях уровня Чёрного и Азовского морей во время проявления фанагорийской регрессии являются

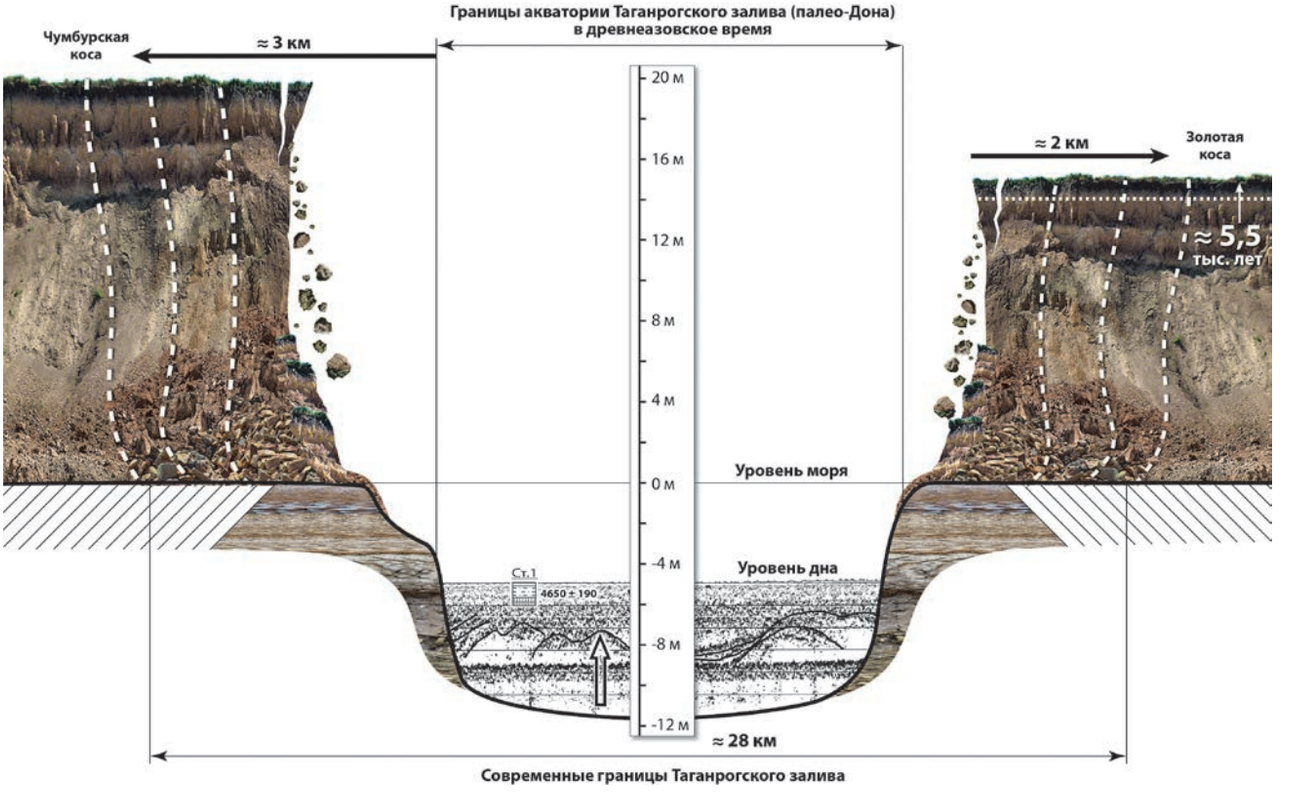


Рис. 1.14. Реконструкция изменения акватории Таганрогского залива в голоцене

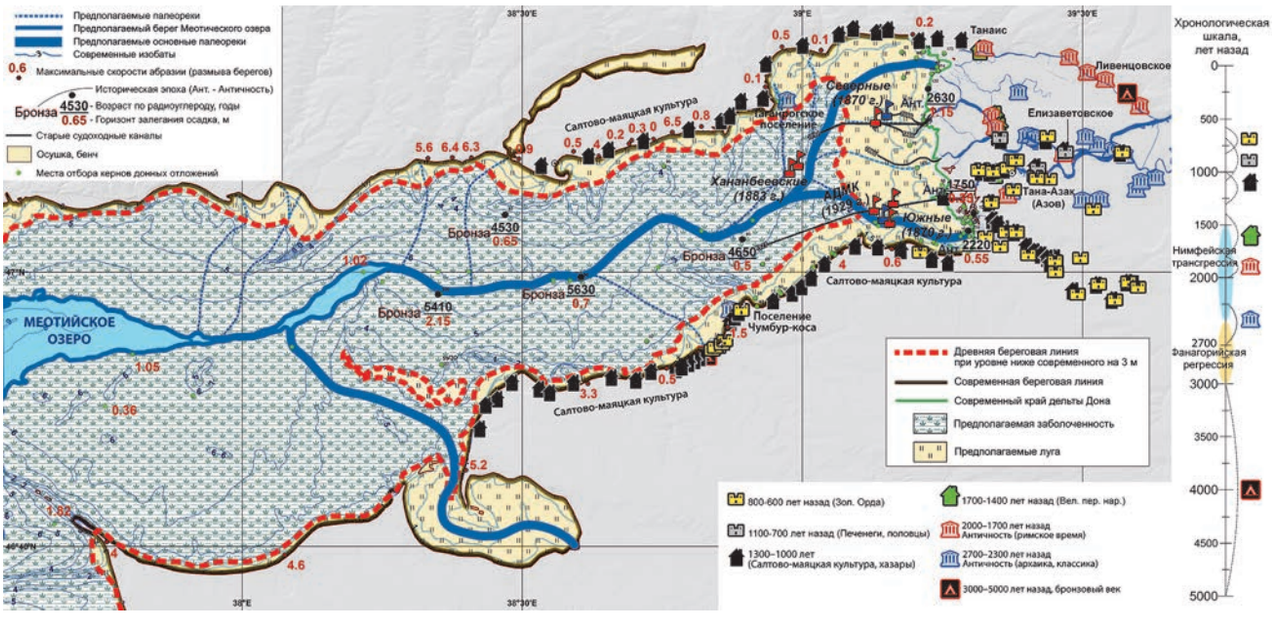


Рис. 1.15. Акватория Таганрогского залива в период фанагорийской регрессии (3,1–2,5 тыс. лет назад)

многочисленные археологические исследования [Миллер, 1927; Блаватский, 1961; Благоволин, Щеглов, 1968; Житников, 1997; Горлов, Поротов, 1998; Копылов, 1999; Копылов, Рылов, 2006; Артюхин, 2010; Матишов и др., 2012б]. Это объясняется тем, что в этот период происходила активная греческая колонизация территории Северного Причерноморья и Восточного Приазовья. Данный процесс происходил во взаимосвязи с трансформацией ландшафтов в регионе.

В связи с падением уровня моря возникли условия, способствующие заселению ранее непригодных для жизни прибрежных районов или участков бывшей акватории. В Азово-Черноморском регионе возникли такие крупные античные города, как Ольвия, Тира, Херсонес, Пантикапей, Фанагория и Диоскурия, развалины которых в настоящее время частично или полностью затоплены [Горлов, Поротов, 1998]. Во второй половине – конце VII в. до н.э. – третьей четверти VI в. до н.э. на побережье Таганрогского залива функционировала греческая колония, известная как Таганрогское поселение. В дельте Дона существовали десятки временных стоянок и поселений, административным центром которых являлось Елизаветовское городище [Брашинский, Марченко, 1980; Копылов, Рылов, 2006]. Большая часть посёлков располагалась на песчаных дюнах. Характер находок свидетельствует о том, что местное население активно занималось рыболовством [Марченко и др., 1988]. В начале V в. до н.э. в дельте Дона появились кладбища кочевников и крупный постоянный зимник с относительно стабильным населением. Одновременно с этим событием в степях вокруг донской дельты имело место определённое запустение [Житников, 1997].

Около 2500 л.н. уровень моря вновь стал подниматься. В это время проявилась нимфейская трансгрессия, которая достигла своего пика около 1500 л.н. В этот период соленость моря постепенно понижалась и донные сообщества с доминированием стеногалинных Bivalvia сменялись сообществами с эвригалинными видами. Это хорошо видно по видовому составу малакофауны из донных осадков, образовавшихся около 1700 л.н. Следует отметить, что колебания уровня моря в это время не были однонаправленными и состояли из нескольких трансгрессивных и регрессивных фаз [Балабанов, Измайлов, 1988; Измайлов, 2010; Матишов и др., 2016]. Подъем уровня моря на стадии нимфейской трансгрессии способствовал интенсивной абразии берегов азовского побережья. В результате этого в морской бассейн стали поступать значительные объемы терригенного материала в основном пелитовой и алевритовой размерности. В итоге в верхней части осадочной толщи Азовского моря, сформировавшейся за последние 2–2,5 тыс. лет, преобладают илы, чередующиеся с маломощными прослоями ракушечных и песчаных отложений.

Трансгрессией также была затронута практически вся площадь современной донской дельты. Здесь отлагались пески, содержащие примесь ракушечного материала (до 30 %) и илы различных типов [Зайцев, Зеленщиков, 2009; Иванов и др., 2013]. Процесс подтопления пригодных для проживания островов в центральной части донской дельты вызвал миграцию населения в III в. до н.э. на возвышенные участки коренного берега. Именно в это время на берегу Мертвого Донца был основан город Танаис.

На протяжении последних 1,5 тыс. лет природные условия в границах акватории Азовского моря и на прилегающих территориях не претерпевали серьезных изменений и в основном были обусловлены влиянием климата. В результате этого могли происходить малоамплитудные (в пределах 1–2 м) повышения и понижения уровня моря. Некоторыми исследователями понижение уровня Чёрного моря, происходившее в интервале 1,6–1,2 тыс. л.н. до 580–305 л.н., связывается с корсуньской регрессией [Martin, Yanko-Hombach, 2011; Болиховская и др., 2016].

Позднесредневековая регрессивная фаза соотносится с малым ледниковым периодом [Балабанов, Измайлов, 1988; Горлов, Поротов, 1998; Болиховская и др., 2016]. Значительное падение уровня Азовского моря отмечалось в XIII и XVII вв., из-за этого судоходство на акватории Таганрогского залива было затруднено [Артюхин, 2010]. В результате проводившихся на Кавказе дендрологических исследований для данного периода установлено 4 холодных экстремума, во время которых происходило снижение снеговой линии, а также увеличивались площади и мощности горных ледников: 1577, 1635, 1789, 1878 гг. Этот процесс мог повлиять и на водность рек, питающих Азовское и Чёрное моря [Максимов, Максимова, 1971].

Климатические и ландшафтные реконструкции, а также результаты биостратиграфических и литологических исследований донных отложений, образовавшихся за последние 150 лет, отражают условия, близкие к современным, и свидетельствуют о некотором повышении уровня моря после очередного спада, соотносимого с малым ледниковым периодом [Матишов и др., 2012а].

1.4. ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ АЗОВСКОГО МОРЯ

На протяжении голоцена условия осадконакопления в Азовском море постоянно менялись в зависимости от изменения объемов твердого стока рек, близости абразионных берегов, глубин морского бассейна, течений, штормовой активности и условий развития гидробионтов. Стоит отметить, что основным фактором, сформировавшим современный облик акватории Азовского моря и повлиявшим на характер осадконакопления в это время, является общее развитие хода голоценовой трансгрессии в Азово-Черноморском бассейне с поступлением черноморских водных масс в азовскую акваторию. Существенное влияние на характер седиментогенеза в Азовском море в это время оказали тектонические движения, благодаря которым создавались условия для накопления или размыва морских осадков. Не последнюю роль в формировании осадочного покрова морского дна в голоцене играли периодические смены климатических условий, которые, судя по результатам биостратиграфических исследований, носили частый характер. В трансгрессии, коррелирующейся с изменениями уровня Чёрного моря. Развитие голоценовой трансгрессии предопределило в верхней части осадочной толщи Азовского моря широкое развитие отложений, сформировавшихся в периоды древне- и новоазовской стадий развития морского водоема. Эти напластования обнаруживаются на отложениях более раннего возраста и, за исключением локальных участков размыва дна, распространены повсеместно.

Одной из особенностей седиментации Азовского моря является чрезвычайно высокие темпы накопления осадочного материала, благодаря чему за эпоху голоцена на морском дне сформировалась толща отложений, мощность которых в некоторых местах может достигать 40 м [Геология Азовского моря, 1974].

Использование результатов абсолютного датирования донных отложений позволило нам произвести оценку интенсивности поступления осадочного материала на акваторию моря за последние несколько тысяч лет его развития. По нашим данным, полученные усредненные значения скоростей осадконакопления на протяжении древне- и новоазовского этапов развития Азовского моря могли меняться от 0,2 до 2 мм/год в зависимости от районов аккумуляции аллохтонного и автохтонного материала. Минимальные значения скоростей седиментации приурочены к зонам транзита и слабой аккумуляции осадочного материала и совпадают с направлениями основных морских течений. В геоморфологическом плане эти зоны приурочены к участкам абразионных и абразионно-аккумулятивных равнин. Максимальные значения скорости осадконакопления характерны для центрального района моря, являющегося основной зоной аккумуляции и совпадающего с областью максимальных глубин.

Свои коррективы в распределение осадочного материала вносит тектонический режим. Так, скорость седиментогенеза значительно выше в районах, приуроченных к прогибам и испытывающих в голоцене опускание со скоростью более 3 мм/год. Участки с интенсивностью движений от 1 до 3 мм/год характеризуются меньшей скоростью осадконакопления, а со значениями менее 1 мм год – даже абразией коренного субстрата дна [Хрусталёв, 1989].

В основном результаты определения абсолютного возраста отложений из грунтовых колонок мощностью до 2–3 м (радиоуглеродное датирование ^{14}C), отобранных в центральной части азовской акватории, свидетельствуют об их формировании в последние 3 тыс. лет (новоазовские слои) (рис. 1.16; табл. 1.1).

Накопление новоазовских отложений происходило на фоне повышающегося уровня моря (нимфейская стадия) чередующегося с кратковременными регрессивными фазами. Их состав и мощность в условиях азовского мелководья в значительной степени определялись неоднородностью и расчлененностью донного рельефа [Матишов и др., 2010]. На вершинах банок и гряд максимальное распространение получили ракушечник и разнозернистые органогенно-детритусовые пески. С увеличением глубин происходит их фациальное замещение на илистые органогенно-детритусовые пески, которые к подошве банок заменяются заиленной ракушей и илистыми осадками различного гранулометрического состава.

Центральную часть моря выстилают глинистые и алевритово-глинистые илы с ритмичным чередованием маломощных слоев, сложенных ракушечным материалом. По мере приближения к побережью содержание ракушечного материала, алеврита и песка в осадках увеличивается, что очевидно связано с воздействием волн на донный грунт в этих районах, а также увеличением биомассы донных организмов и общим поперечным перемещением донных наносов, направленным от центра моря к его береговой зоне.

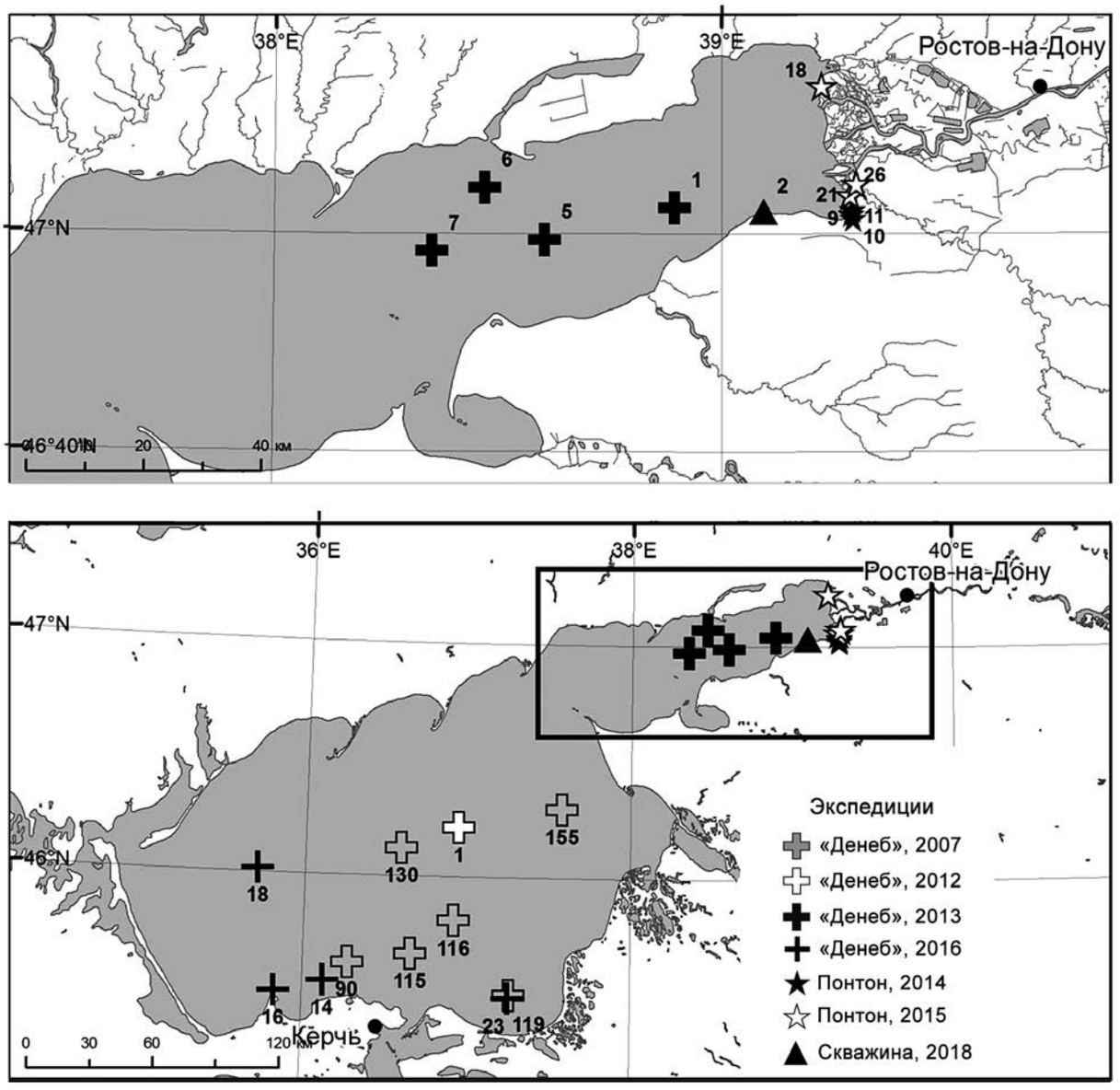


Рис. 1.16. Схема отбора проб береговых и донных отложений в Азовском море с датировками абсолютного возраста (^{14}C)

Таблица 1.1. Результаты определения абсолютного возраста радиоуглеродным методом (^{14}C) береговых и донных отложений Азовского моря

«Денеб», июль 2007 г. (акватория Азовского моря)

Лабораторный номер	№ станции	Интервал отбора, см	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарный возраст, лет
ЛУ-7048	90	20–30	340 ± 110	370 ± 130
ЛУ-7049		95–105	2940 ± 110	3110 ± 150
ЛУ-6804	115	90–100	680 ± 90	650 ± 70
ЛУ-6802		137–151	1470 ± 90	1410 ± 90
ЛУ-6805	116	128–159	2630 ± 120	2700 ± 170
ЛУ-6797		190–202	2350 ± 70	2450 ± 130
ЛУ-6801	119	91–107	1230 ± 80	1160 ± 90
ЛУ-6803		123–135	1590 ± 80	1500 ± 90
ЛУ-6800	130	95–112	1680 ± 80	1600 ± 100
ЛУ-6798		167–172	2290 ± 80	2300 ± 120
ЛУ-6806	155	18–36	2330 ± 100	2400 ± 180
ЛУ-6799		78–91	5140 ± 110	5900 ± 140

«Денеб», 2012 г. (акватория Азовского моря)

Лабораторный номер	№ станции	Интервал отбора, см	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарный возраст, лет
ЛУ-7043	1	60–62	2430 ± 100	2530 ± 140
ЛУ-7044		80–85	2750 ± 60	2860 ± 70
ЛУ-7045		115–127	3210 ± 100	3450 ± 110
ЛУ-7046		172–185	4150 ± 80	4680 ± 110
ЛУ-7047		210–220	5670 ± 100	6480 ± 120

«Денеб», 2013 г. (акватория Таганрогского залива)

Лабораторный номер	№ станции	Интервал отбора, см	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарный возраст, лет
ЛУ-7387	5	49–90	4890 ± 100	5630 ± 120
ЛУ-7388	6	50–87	4020 ± 100	4530 ± 170
ЛУ-7389	7	25–45	2830 ± 60	2960 ± 80
ЛУ-7390		45–70	4010 ± 150	4500 ± 230
ЛУ-7391		70–90	3810 ± 70	4220 ± 120
ЛУ-7392		95–105	3880 ± 100	4300 ± 140
ЛУ-7393		105–125	4040 ± 60	4570 ± 110
ЛУ-7394		125–155	4070 ± 110	4600 ± 160
ЛУ-7395		210–220	4740 ± 190	5410 ± 250
ЛУ-7396	1	45–55	4140 ± 150	4650 ± 190

Понтон, 2014 г. (приморская часть дельты Дона, восточная часть Таганрогского залива)

Лабораторный номер	№ станции	Интервал отбора, см	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарный возраст, лет
ЛУ-7840	9	73–80	27650 ± 610	32360 ± 530
ЛУ-7841	11	300–310	240 ± 70	260 ± 140
ЛУ-7842	10	40–47	1460 ± 120	1390 ± 110

Окончание таблицы 1.1

Понтон, 2015 г. (приморская часть дельты Дона)

Лабораторный номер	№ станции	Интервал отбора, см	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарный возраст, лет
ЛУ-8144	18	105–120	2570 ± 130	2630 ± 160
ЛУ-8145	21	51–57	2220 ± 90	2220 ± 110
ЛУ-8146	26	30–40	1820 ± 120	1750 ± 140

Денеб, 2016 г. (акватория Азовского моря)

Лабораторный номер	№ станции	Интервал отбора, см	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарный возраст, лет
ЛУ-8315	14	21–26	370 ± 90	400 ± 100
ЛУ-8316		52–58	660 ± 80	620 ± 60
ЛУ-8317		115–120	1260 ± 80	1170 ± 80
ЛУ-8318		155–160	1520 ± 90	1430 ± 90
ЛУ-8319		200–205	1420 ± 50	1330 ± 40
ЛУ-8320		251–256	2230 ± 80	2230 ± 100
ЛУ-8321	16	27–30	12 ± 85	< 200
ЛУ-8322		50–55	770 ± 80	720 ± 80
ЛУ-8323		62–73	510 ± 100	530 ± 90
ЛУ-8324		80–86	480 ± 60	510 ± 60
ЛУ-8325		110–115	1220 ± 70	1140 ± 80
ЛУ-8326		140–145	1340 ± 70	1250 ± 70
ЛУ-8327		160–165	1950 ± 70	1900 ± 90
ЛУ-8328		205–210	1830 ± 90	1760 ± 110
ЛУ-8329	18	24–28	672 ± 120	650 ± 100
ЛУ-8330		91–99	880 ± 70	810 ± 70
ЛУ-8331		137–140	1440 ± 90	1360 ± 90
ЛУ-8332		187–192	1900 ± 120	1840 ± 150
ЛУ-8333		208–212	1840 ± 90	1770 ± 110
ЛУ-8334	23	10–15	470 ± 100	480 ± 100
ЛУ-8335		85–89	1370 ± 100	1280 ± 110
ЛУ-8336		118–121	1300 ± 80	1210 ± 80
ЛУ-8337		178–180	1960 ± 110	1920 ± 140
ЛУ-8338		203–205	2210 ± 120	2220 ± 160
ЛУ-8339		244–246	2230 ± 100	2230 ± 130

Скважина, 2018 г. (южное побережье Таганрогского залива, Очаковская коса)

Лабораторный номер	№ станции	Интервал отбора, см	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарный возраст, лет
ЛУ-9012	**Скважина 2**	120	2970 ± 90	3140 ± 120
ЛУ-9013		320	4590 ± 120	5260 ± 180
ЛУ-9014		350	4430 ± 90	5080 ± 140
ЛУ-9015		380	4560 ± 70	5210 ± 130

В мелководных ериках и протоках донской дельты, впадающих в залив между рукавами Средняя Кутерьма и Переволока, отложения мощностью 1,2 м образовались за последние 2,5 тыс. лет (табл. 1.1, ЛУ-8144). Поверхностный слой осадков в этом районе представлен обводненными глинистыми илами серо-черного цвета мощностью 0,75 м, содержащими растительный детрит. Под илами залегают мелко-среднезернистые пески с редкими включениями ракушечного материала.

На участках донного размыва мощность новоазовских отложений может сокращаться до 1 м и менее того. Под ними залегают отложения, возраст образования которых превышает 3 тыс. лет (древнеазовские отложения и более ранние). В грунтовых колонках, отобранных по периферии Железинской банки, калиброванный радиоуглеродный возраст отложений в интервалах 0,8–0,9 и 2,1–2,2 м составил 5900 ± 140 (ЛУ-6799) и 6480 ± 120 лет соответственно (см. табл. 1.1, ЛУ-7047).

На большей площади Таганрогского залива, за исключением его западного района, мощность новоазовских отложений незначительна. Севернее Чумбурской косы, в районе с глубинами моря около 5 м, под полуметровым слоем отложений залегают осадки, календарный возраст которых составляет 4650 ± 190 лет (см. табл. 1.1, ЛУ-7396), их возраст дает основание относить их к отложениям древнеазовского периода. Поверхностный слой отложений мощностью 0,87 м, залегающий на незначительном удалении от северного побережья залива, был сформирован за последние 4,5 тыс. лет (см. табл. 1.1, ЛУ-7388). В центральной части акватории залива поверхностный слой илистых отложений мощностью 2,2 м был сформирован за последние 5,5 тыс. лет (см. табл. 1.1, ЛУ-7395).

Древнеазовские осадки формировались под влиянием периодического затока соленых черноморских вод в азовскую котловину и ингрессии моря в устьевые участки речных долин в интервале 6500–3100 лет назад. Они отличаются от новоазовских более грубым фракционным составом. В отложениях, образовавшихся по периферии Железинской банки около 6,5–6 тыс. л.н., отмечается отчетливое преобладание раковинного материала, илистых песков, а также алевритовых илов с примесью песка. В составе осадков, отложившихся в западной и центральной частях Таганрогского залива в хроноинтервале 5,5–4,5 тыс. л.н., также наблюдается отчетливое преобладание ракуши и ракушечного детрита, которые переслаиваются с илистыми и песчаными отложениями. Севернее Чумбурской косы эти осадки залегают на мелко-среднезернистых кварц-полевошпатовых песках, содержащих тонкие прослойки (мощностью до 5 мм) глинистого материала.

Источники питания моря аллохтонным и автохтонным седиментационным материалом в голоцене предопределили развитие на площади морского дна главным образом терригенных осадков – от глинистых илов до песков. Биогенные осадки, несмотря на высокую продуктивность Азовского моря (в первую очередь бентосных моллюсков), имеют ограниченное распространение, и максимальное развитие они получили на аккумулятивных формах рельефа: банках, береговых валах и косах. Довольно часто в донных отложениях преобладающая фракция не выделяется, что дает основание относить их к осадкам смешанного типа [Геология Азовского моря, 1974; Матишов, 2007].

Илы Азовского моря – это тонкодисперсные осадки, имеющие темный цвет – от черного до серого. Ввиду неоднократного взмучивания и переотложения, для них характерно различное процентное соотношение фракций в диапазоне от 0,1 мм до < 0,001 мм. Для большинства осадков данного типа характерно присутствие раковин моллюсков или их обломков. Довольно часто эта примесь может составлять более 30 %. Максимальное количество ракушечного материала отмечено в илах в восточной, северо-западной и западной частях акватории Азовского моря, а также в устьевой зоне Таганрогского залива.

Глинистые илы, в которых содержание частиц менее 0,01 мм, составляют более 70 %, в пределах акватории Азовского моря занимают максимальные площади дна в центральной части морского водоема, они приурочены к областям максимальных глубин. В условиях азовского мелководья этот интервал глубин находится в пределах 10–14 м. В глинистых илах содержание ракушечного материала обычно не превышает 10 %, а в морских осадках черного цвета, образовавшихся при восстановительных условиях среды, с включениями гидротроилита оно минимально.

Как показано на новой карте донных отложений Азовского моря, глинистые илы (фракция < 0,01 мм составляет более 70 %) в основном приурочены к площади аккумулятивной равнины, расположенной в центральной части акватории (рис. 1.17).

Кроме центральной и южной частей моря илы локально накапливаются в лиманах и заливах, а также выстилают днища ложбин, протягивающихся между аккумулятивными формами рельефа. В частности, днища Бейсугской и Ачуевской ложбины на значительном протяжении выстланы илом с примесью песчано-алевритовой фракции (фракция < 0,01 мм составляет более 50–70 %) (рис. 1.18а). Характерный узкий ареал глинистых илов наблюдается в днище осевой ложбины Таганрогского залива на глубине 5–10 м (см. рис. 1.18б). Данная ложбина в плане соответствует долине палео-Дона.

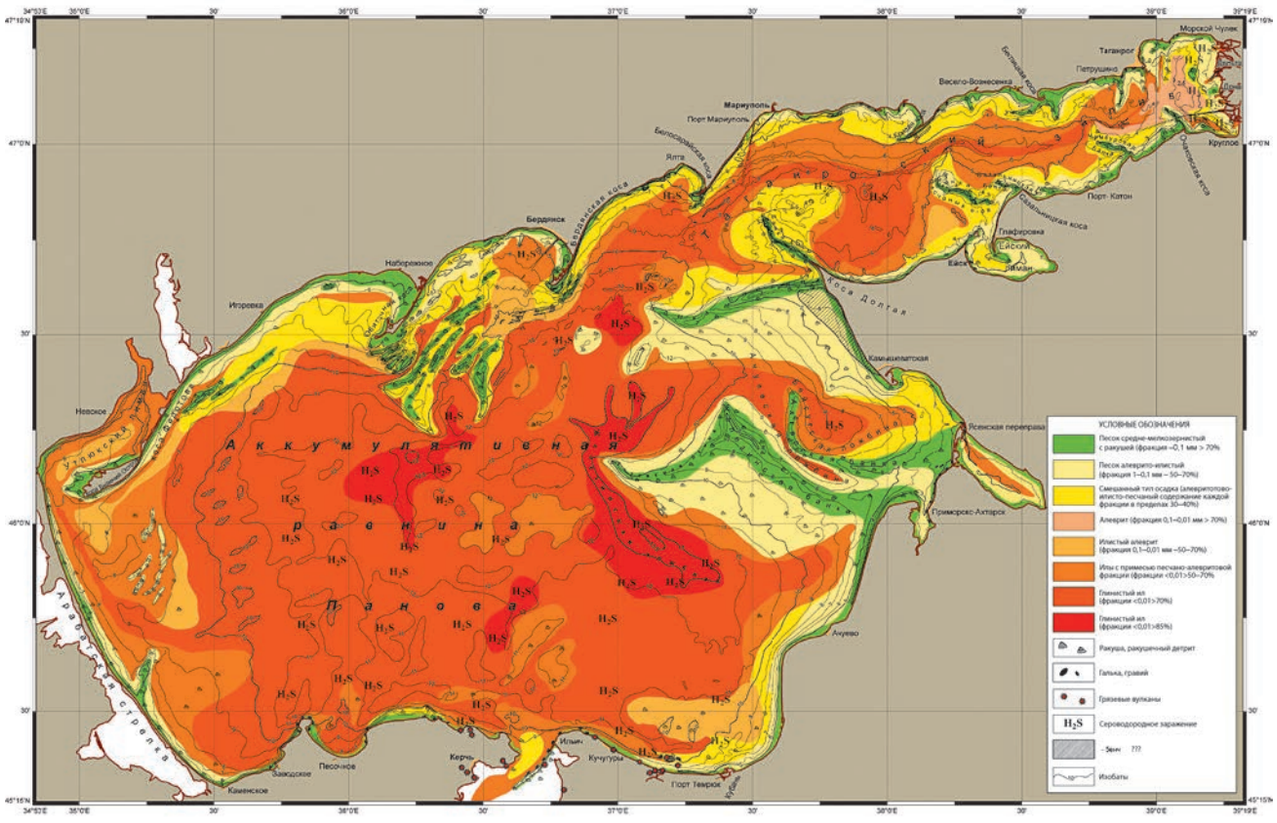
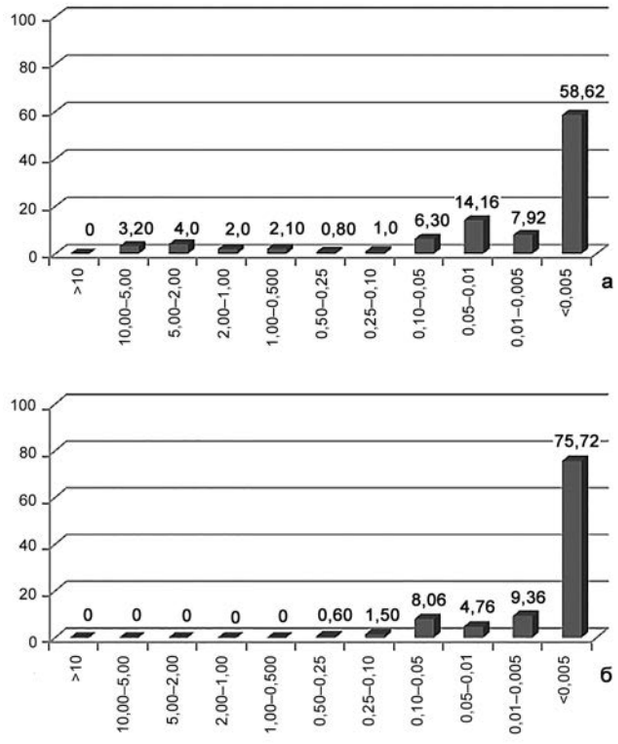


Рис. 1.17. Карта донных отложений Азовского моря



Глинистые илы (фракция < 0,01 мм составляет более 85 %) залегают в Железинской и других понижениях морского дна при глубине 12–14 м. Все илистые осадки, залегающие здесь, содержат максимальное количество органического вещества ($C_{орг.}$) и почти повсеместно имеют специфический запах сероводорода (рис. 1.19).

Содержание песчаной фракции в поверхностном горизонте глинистых илов центральной части моря находится в пределах от 0,3 до 2,5 % и обусловлено наличием обломков створок раковин донных организмов. По мере приближения к побережью содержание песчаных и алевритовых частиц в морских осадках постепенно увеличивается (рис. 1.20)

На участках дна по периферии аккумулятивной равнины гранулометрический состав илистых отложений определяется близостью берега, глубинами моря и морфологическими особенностями дна. В морских заливах, расположенных в северной части акватории, дифференциация осадочного материала затруднена вследствие большого количества аккумулятивных форм, препятствующих его переносу на более низкий батиметрический уровень. В результате

Рис. 1.18. Гистограммы процентного распределения гранулометрических фракций: а – в илах с примесью песчано-алевритовой фракции Бейсугской ложбины; б – в глинистых илах осевой ложбины Таганрогского залива

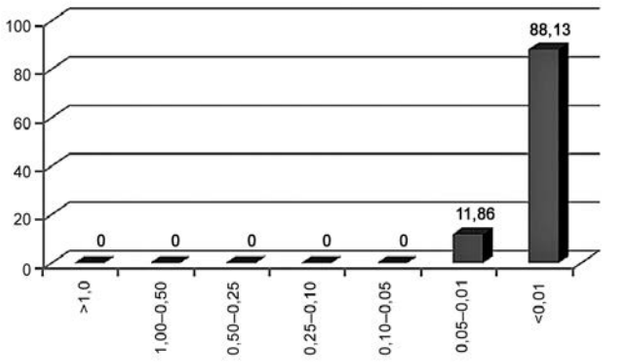


Рис. 1.19. Гистограмма процентного распределения гранулометрических фракций в глинистых илах Железинской ложбины

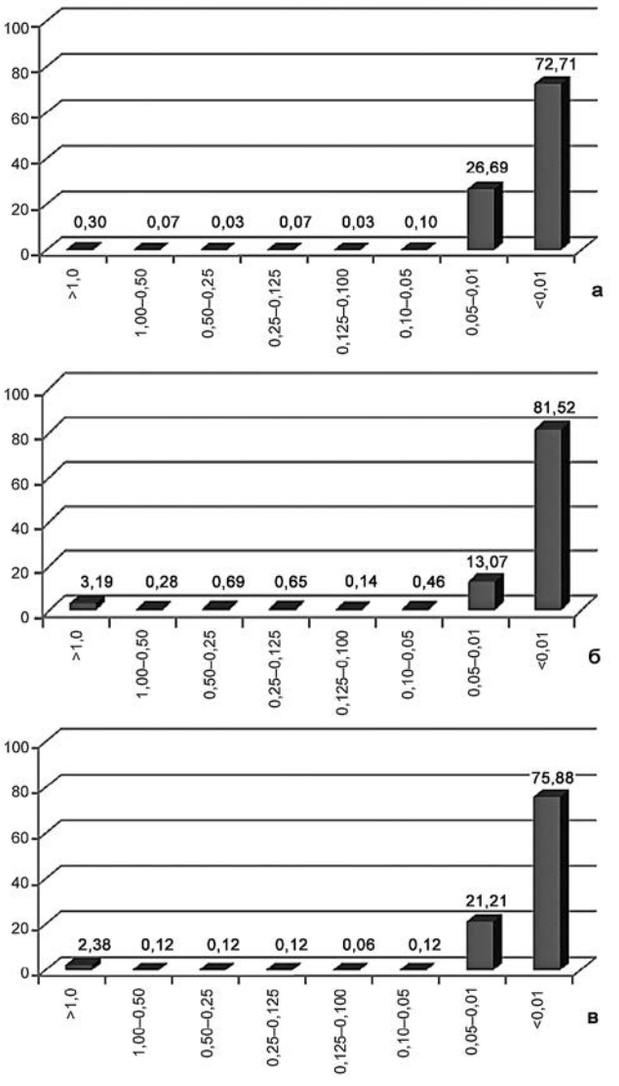


Рис. 1.20. Гистограммы процентного распределения фракций в илах аккумулятивной равнины центральной части Азовского моря: а – центральная часть равнины; б – северная часть аккумулятивной равнины; в – западная часть аккумулятивной равнины

в гранулометрическом составе отлагающихся здесь илов возрастает доля песчаных и алевритовых частиц. Характерным участком акватории, в пределах которого значительную площадь дна занимают подобные илистые отложения, являются устьевые области Бердянского (рис. 1.21а) и Белосарайского заливов (рис. 1.21б).

Отложения, залегающие на юго-западе Азовского моря на площади Арабатского залива, представлены глинистыми илами с примесью ракушечного материала. В районе Арабатской стрелки эти илы замещаются более крупными разностями осадков, в составе которых начинает существенно преобладать карбонатный материал песчано-гравийной размерности (рис. 1.22).

Подводный склон дна перед Керченским проливом и на площади Темрюкского залива отличается быстрым нарастанием глубин до 10 м. Далее к северу угол наклона поверхности дна выполаживается. Сравнительно однородный характер строения рельефа дна с глубинами, понижающимися к центральной части моря, а также параметры гидродинамического режима в этой части акватории (волнение, течения) способствовали накоплению в этих районах глинистых илов (рис. 1.23а). В глинистых илах устьевой части Темрюкского залива возрастает содержание песчано-алевритовой фракции (рис. 1.23б). В кутовой области залива происходит постепенное фациальное замещение илов на осадки смешанного типа, а далее к берегу – на пески, обогащенные ракушей и ракушечным детритом.

Алевриты (содержание фракции 0,1–0,01 мм составляет более 50 %) в Азовском море распространены локально и в чистом виде встречаются на нескольких участках дна. Наиболее крупные площади распространения этого типа осадков характерны для Таганрогского залива (рис. 1.24). Это тонкозернистые отложения, связанные постепенными латеральными переходами как с тонкодисперсными илами, так и с крупнозернистыми песчаными отложениями.

Цвет алевритов меняется в широких пределах от серого до желтого и зависит от крупности фракций, слагающих его, – чем крупнее размер частиц осадка, тем он светлее. Чаще всего, это вязкие и мягкие отложения, обладающие илистой консистенцией. Довольно часто в них отмечается присутствие ракушечного материала. Площадь распространения алевритов контролируется глубинами, которые редко превышают 4 м, и твердым стоком рек, который является основным поставщиком этого материала. Другим фактором, определяющим присутствие этого типа осадка, является близость берегов, сложенных лессовидными суглинками.

Смешанный тип донных отложений – характерное явление седиментогенеза Азовского моря

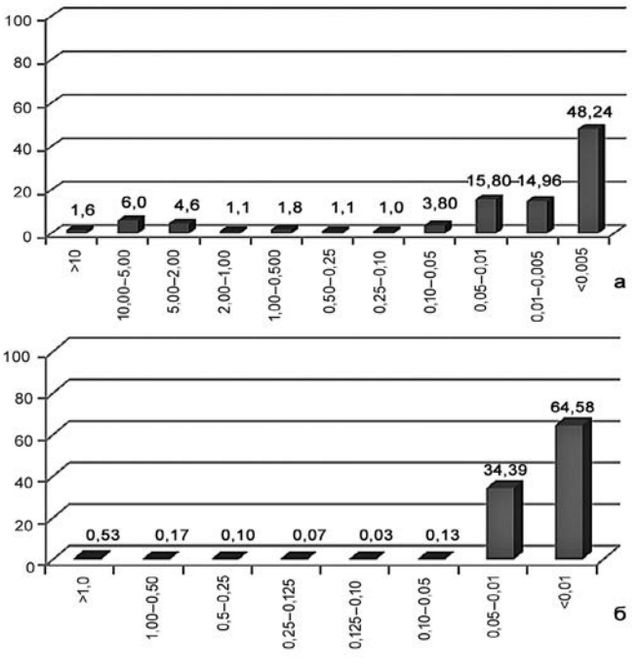


Рис. 1.21. Гистограммы процентного распределения фракций в илах северной части Азовского моря: а – Бердянский залив; б – Белосарайский залив

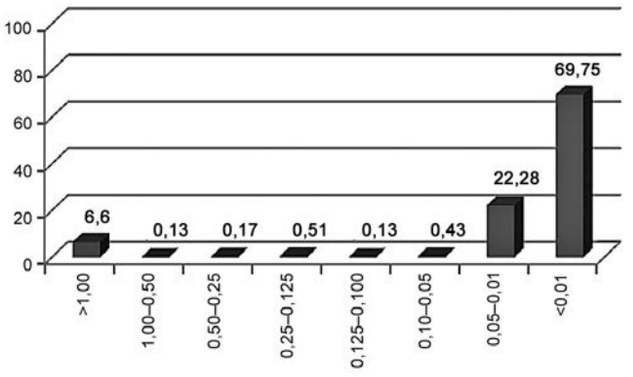


Рис. 1.22. Гистограмма процентного распределения фракций в илах Арабатского залива Азовского моря

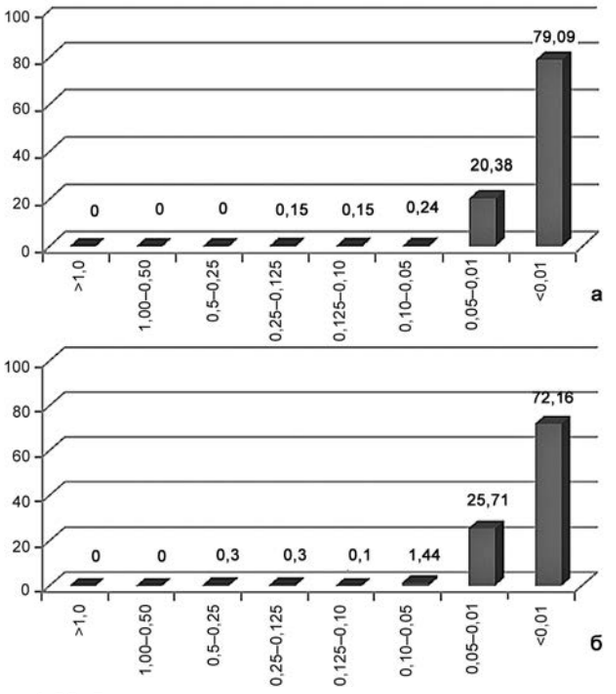


Рис. 1.23. Гистограммы процентного распределения фракций в глинистых илах: а – участок Керченского предпроливья; б – устьевая область Темрюкского залива

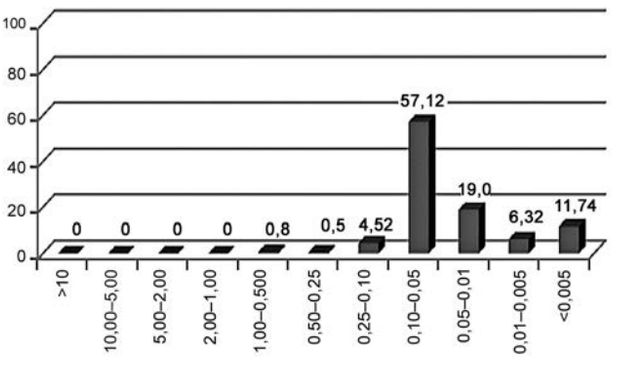


Рис. 1.24. Гистограмма процентного распределения фракций в алевритах восточной части Таганрогского залива

[Геология Азовского моря, 1974; Хрусталев, 1999; Матишов, 2007]. Их отличительная черта – смесь в близких пропорциях (от 20 до 40 %) фракции ила, алеврита и песка, включая обломочный материал раковин. Ареалы смешанных осадков тяготеют к прибрежным участкам акватории, к подножию многих банок открытого моря, а также к локальным участкам дна в крупных заливах. В качестве примера распространения такого типа осадков следует отметить восточную часть Таганрогского залива, кутовые части Бердянского, Темрюкского и Ясенского заливов, а также районы, расположенные вокруг подводных гряд и валов (рис. 1.25).

Степень сортировки смешанных осадков зависит от взаимодействия при процессе осадконакопления сразу нескольких факторов. Определяющими являются геоморфологический, гидродинамический и гидробиологический факторы. Также большую роль при образовании морских осадков смешанного типа играют близость абразионно-обвальных берегов, биопродуктивных зон моря и отчасти вектора главенствующих воздушных потоков во время пыльных бурь.

Зона песков (фракция 1,0–0,1 мм – более 50 %) в Азовском море протянулась узким шлейфом в прибрежных районах до глубин 2–6 м, а также на подводном береговом склоне кос Бирючья, Обиточная, Бердянская, Белосарайская, Кривая, Беглицкая, Очаковская, Чумбурская, Долгая, Камышеватская и др. В вещественном составе отложений преобладает

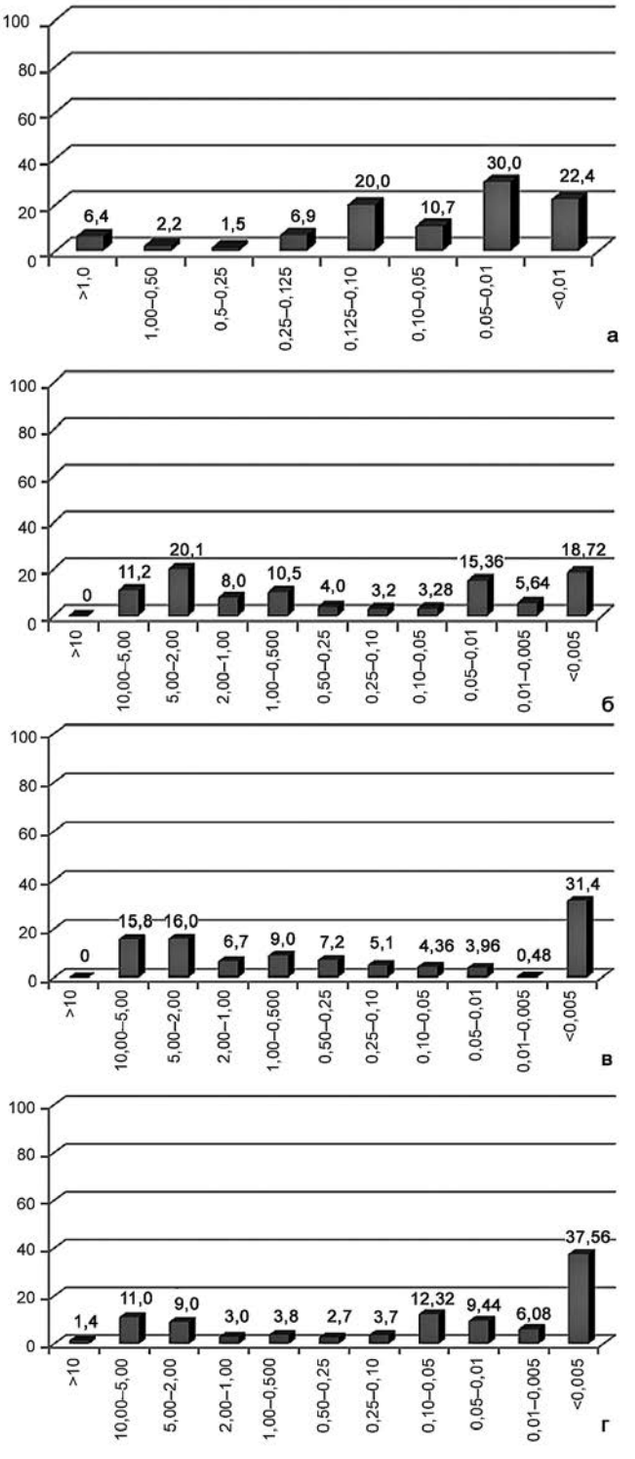


Рис. 1.25. Гистограммы процентного распределения фракций осадков смешанного типа: а – восточная часть Таганрогского залива; б – кутовая часть Бердянского залива; в – кутовая часть Темрюкского залива; г – Ясенский залив

кварцевый песок с примесью ракушечного материала, либо почти полностью ракушечный материал.

На удалении 20–100 км от берегов на востоке, западе и северо-западе Азовского моря более распространены песчаные осадки, преимущественно биогенного состава (органогенно-детритусовые). Данные отложения слагают подводные банки на глубине 1–9 м. В Таганрогском заливе это касается подводных продолжений кос Долгая, Сазальницкая, Долгенькая, Чумбурская, Очаковская, Петрушина, Беглицкая, Песчаных островов, а также районов впадения рек Дон и Миус (рис. 1.26). Гравийная фракция песков Таганрогского залива, как правило, сложена целыми створками раковин и их детритом. В составе песчано-алевритовой фракции совместно встречается как ракушечный, так и терригенный материал.

В северной части моря на расстоянии 20–30 км от берега к востоку от кос Обиточная и Бердянская облик дна определяют узкие пологие песчаные валы и гряды. В песчаных осадках гряд преобладают ракушечник и крупные органогенно-детритусовые пески, которые вниз по склону замещаются илистыми органогенно-детритусовыми песками и ниже, к днищам ложбин, илистыми осадками с примесью ракушечного материала (рис. 1.27).

На вершинах сравнительно крупных для Азовского моря поднятий дна (длиной 35–50 км) – банках Еленина, Железинская, Ахтарская и Ачуевская, распространены самые значительные для открытого моря площади песчано-ракушечных осадков (фракция 1,0–0,1 мм – более 70 %). На подводном склоне этих банок залегают алевритово-илистые пески. В них фракция песка составляет до 50–70 %. Во многих местах отложения аккумулятивных форм представляют собой ракушечник с песчано-алевритово-илистым заполнителем. К берегу в отложениях аккумулятивных структур возрастает доля частиц глинистой размерности. Так, например, в отложениях северной части Железинской банки содержание частиц размером менее 0,01 мм составляет всего 6,74 %. Ближе к берегу в южной части этой структуры содержание глинистых частиц в осадках увеличивается до 22,4 % (рис. 1.28).

Максимальные объемы аккумуляции песчано-ракушечных отложений отмечаются в прибрежной зоне Азовского моря в районах распространения береговых кос. По данным проведенного сотрудниками ЮНЦ РАН бурения, аккумулятивные тела Очаковской и Чумбурской кос до глубины 4 м сложены песчано-ракушечными наносами с включениями гравийно-галечного материала. Ракушечный материал в основном содержится в виде детрита. Ниже песчано-ракушечных горизонтов в строении разрезов обеих кос прослеживается слой серо-черного илистого песка мощностью около 0,5 м с тонкими

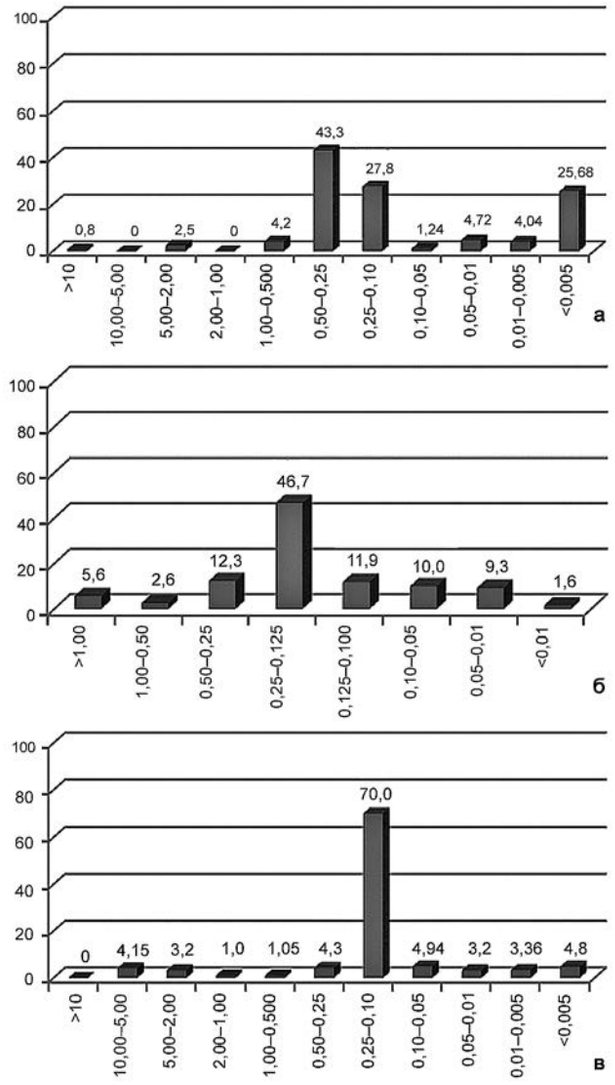


Рис. 1.26. Гистограммы процентного распределения фракций песчаных осадков Таганрогского залива:
а – кутовая часть Таганрогского залива;
б – центральная часть Таганрогкого залива;
в – банка Песчаных Островов

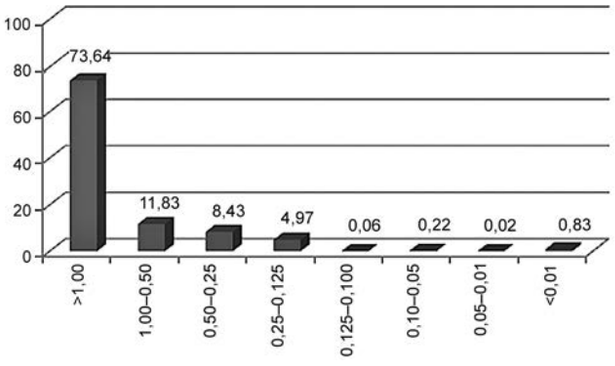


Рис. 1.27. Гистограмма процентного распределения фракций биогенных отложений северной части Азовского моря

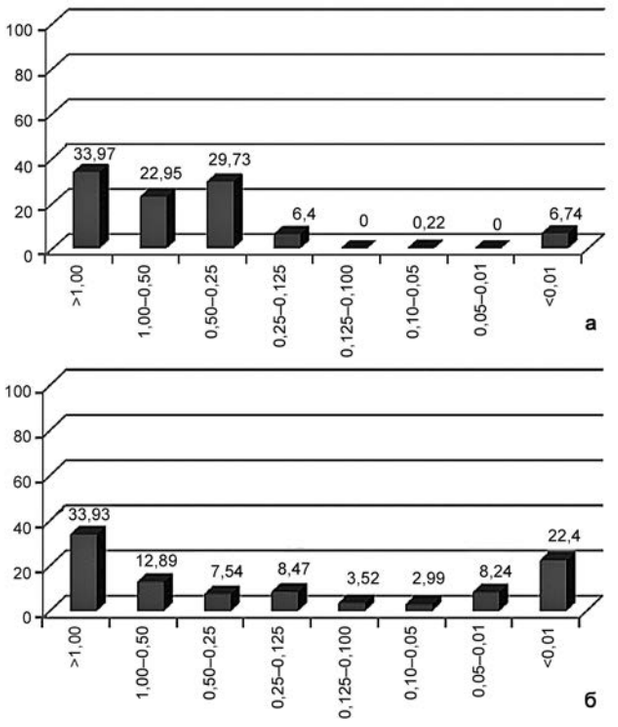


Рис. 1.28. Гистограммы процентного распределения фракций в отложениях Железинской банки:
а – северная оконечность Железинской банки;
б – южная оконечность Железинской банки

прослойками и линзами глинисто-илистого материала. Описанные выше отложения залегают на плотных суглинках коричнево-бурого цвета с зеленоватым оттенком. Возраст их формирования оценивается как конец эоплейстоцена – средний неоплейстоцен [Tesakov, 2007].

Радиоуглеродное датирование (^{14}C) отложений, отобранных из нижних горизонтов песчано-ракушечных наносов Очаковской косы, подтверждает их голоценовый возраст и свидетельствует о формировании тела косы в течение последних 5,5 тыс. лет (табл. 1.1, ЛУ-9012–ЛУ-9015; рис. 1.29).

Вещественный состав песков неоднороден и контролируется их местонахождением и глубиной. В связи с этим можно выделить две их разновидности:

1. Пески терригенного происхождения – имеют светло-серый цвет и значительную примесь ракушечного материала. В вещественном составе фракции 1–0,1 мм преобладают кварцевые зерна с незначительной примесью полевых шпатов. Примесь глинистых частиц также может быть весьма значительной, вследствие чего многие отложения данного типа во влажном состоянии приобретают некоторую пластичность и вязкость. Во фракции более 1 мм встречаются створки раковин и их обломки, а также (редко) гравийно-галечный материал. Основные районы распространения песка сосредоточены в южной части моря. Максимальные площади находятся в пределах

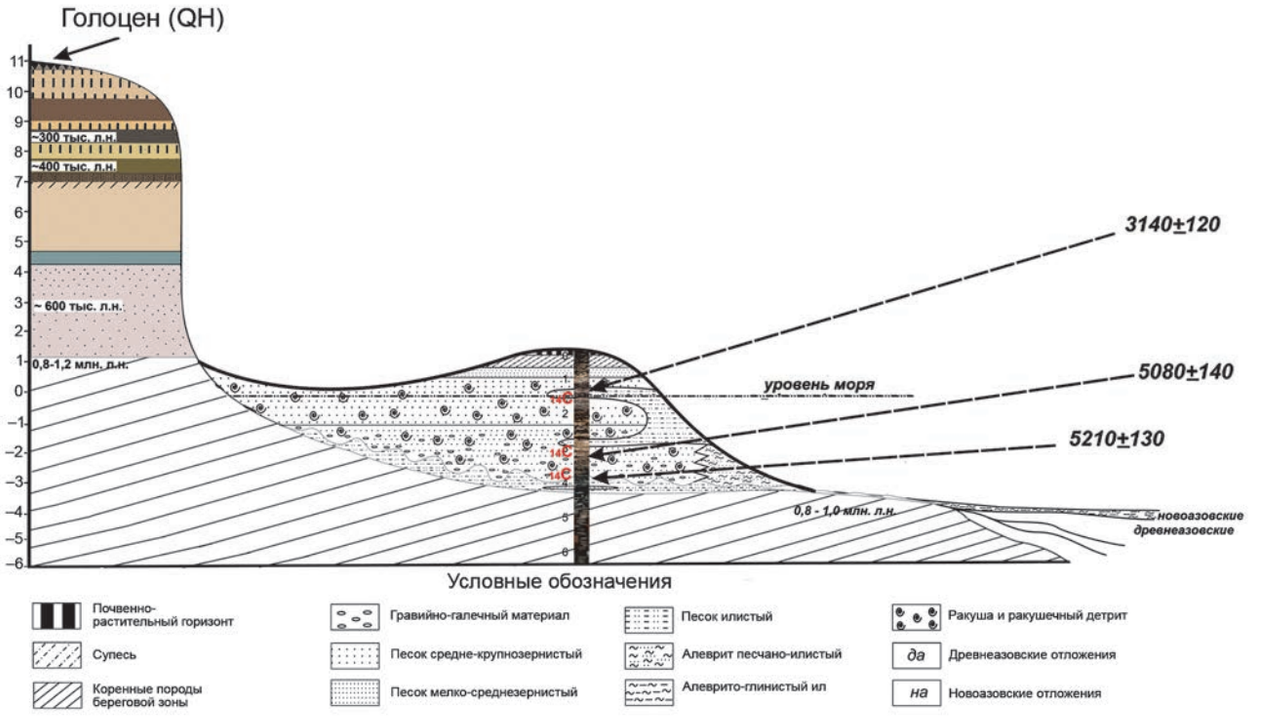


Рис. 1.29. Схематичный разрез южного побережья залива (на примере Очаковской косы)

Таганрогского залива, а поступление песка в морской бассейн в основном осуществляется с речным стоком и за счет абразии близлежащих участков берега.

2. Органогенно-детритусовые пески образуют в основном аккумулятивные формы рельефа – ракушечные банки и косы. Они залегают на незначительных глубинах или непосредственно на берегу около уреза воды. Благодаря тому что эти пески распространены в зонах повышенной гидродинамической активности, глинистый материал в них встречается в незначительном количестве, а раковинный материал представлен в основном обломками. Цвет осадков данного типа меняется от серого до светло-желтого (почти белого). Визуально преобладают раковины двустворок и их обломки, максимальное количество которых приурочено к дистальным окончаниям кос и вершинам аккумулятивных структур.

Особенностью отложений мелководного Азовского моря является присутствие *гидротроилита* ($FeS \cdot nH_2O$). Его образование связано с определенными физико-химическими условиями, зависящими от гидрологического режима и климатических условий водоема. Являясь продуктом биогенной сульфатредукции, он появляется в донных осадках при слабой циркуляции водных масс и дефиците кислорода в восстановительных условиях среды. Чаще всего встречается в глинистых, алевритово-глинистых илах и реже в заиленных песках по всей площади дна Азовского моря от приморских участков речных дельт до центральных районов акватории. Отмечается в отложениях, обогащенных органическим веществом, в виде характерных примазок и тонких прослоев черного цвета. Иногда его присутствие может сопровождаться запахом сероводорода (H_2S).

Таким образом, как показывают данные многочисленных грунтовых съемок акватории Азовского моря проводившихся сотрудниками ЮНЦ РАН в последние годы, на площади морского дна четко выделяются устойчивые области распространения различных типов донных отложений. Если всю поверхность дна разбить на условные сектора, то можно выделить несколько районов моря с различными условиями осадконакопления.

Таганрогский залив с глубинами до 9 м (в среднем 3–5 м), характеризуется сложным составом осадков. Большое влияние на процесс осадконакопления в голоцене оказывала река Дон. В грунтовых колонках, отобранных в Таганрогском заливе в непосредственной близости от донской дельты, наблюдается переслаивание песчаных и илистых отложений, часто содержащих включения раковинного и растительного материала. Значительные площади дна здесь занимают илистые мелкозернистые пески и органогенно-детритусовые пески с ракушей и ракушечным детритом. Их мощность – до 2 м. Детрит представлен фрагментами створок как морских (*Cerastoderma*), так и пресноводных моллюсков (*Dreissena polymorpha*, *Viviparus viviparus*). В приморской части дельты Дона широкое распространение получили пески, глины, супеси и суглинки. В протоках и ериках со слабым

течением происходит накопление заиленных песков, переслаивающихся с глинистыми илами.

От восточной части залива к западной характер осадков закономерно меняется. В восточной части широкое распространение получили алевритово-илистые мелкозернистые пески с включениями обломков створок раковин. К западу, по мере увеличения глубин, гранулометрический состав отложений изменяется в сторону уменьшения размера частиц. В целом режим осадконакопления в заливе в голоцене главным образом формировался за счет речных наносов и абразии берегов.

Юго-восточный и северо-западный сектора Азовского моря характеризуются присутствием в этих районах положительных структур дна с массовым развитием на них ракуши и органогенно-детритусовых песков (ракушечные банки). На юго-востоке такими структурами являются крупные поднятия морского дна – Железинская и Ахтарская банки, разделенные между собой сравнительно узкой ложбиной, заполненной илистыми отложениями со значительным включением раковинного материала. На северо-западе – относительно мелкие изометричные в плане поднятия, расположенные южнее Бердянской и Обиточной кос. Между этими поднятиями также получили широкое развитие илистые осадки с включениями карбонатного материала биогенного происхождения. Глубины моря в этих районах над поднятиями составляют 5–6 м, в ложбинах между ними – около 9 м.

В центре моря располагается обширная равнина морского дна с глубинами, превышающими 10 м. Это обширная аккумулятивная площадь, приуроченная к Индоло-Кубанскому прогибу, испытывающему в четвертичное время интенсивное тектоническое погружение. Практически вся площадь дна этой области устлана обводненными в приповерхностном горизонте глинистыми и алевритово-глинистыми илами тёмно-серого и чёрного цветов, часто с сильным запахом сероводорода. Включения песчаного материала в осадках данного района крайне незначительны и в основном представлены детритом биогенного происхождения (обломки створок раковин бентосных моллюсков).

На юго-западе и западе с аккумулятивной равниной граничит область, на которой максимальные площади дна занимают также глинистые и алевритово-глинистые илы. Содержание биогенного материала в осадках в этой части моря значительно больше, чем в центральном районе и может достигать 50 %. К западному и юго-западному берегу Азовского моря происходит постепенное фациальное замещение глинистых и алевритово-глинистых илов илистыми алевритами и далее к прибрежной зоне, песчано-ракушечными отложениями.

Незначительная область располагается на участке Керченского пролива и предпроливья. Это зона смешения азовских и черноморских вод, через которую осуществляется водообмен между морями. Через эту же область осуществляется транзит взвешенного вещества, содержащегося в морской воде. Широкое распространение здесь получили глинисто-алевритовые илы и песчано-ракушечные отложения.

Для каждого из вышеописанных районов в голоценовый этап развития Азовского моря характерны свои условия седиментогенеза, зависящие от тектонического режима территории, климата, развития зообентоса, строения рельефа дна, влияния речного стока, а также гидрохимических и гидрологических параметров морского бассейна.

В целом распределение донных осадков голоценового возраста по площади дна Азовского моря выглядит следующим образом: от центральных районов моря к его периферийным участкам происходит последовательная смена от более тонких осадков – глинистых илов, залегающих на максимальных глубинах, – к осадкам алевритовой и песчаной размерности. В зонах, где сказывается существенное влияние нескольких источников питания бассейна седиментационным материалом и где не происходят достаточно активные процессы механической дифференциации вещества, большим развитием пользуется смешанный тип осадков с неярко выраженными пиками распределения фракций на графике гранулометрического состава.

Минеральный состав голоценовых отложений Азовского моря

В минеральном составе морских осадков, слагающих верхнюю часть осадочной толщи Азовского моря, преобладают минералы легких фракций: биогенный кальцит (арагонит), кварц и в меньшей степени – полевые шпаты.

Максимальное содержание кварца и полевых шпатов отмечается в песчано-алевритовых отложениях восточной части Таганрогского залива, которая находится под активным влиянием твердого стока реки Дон. Вторая область повышенного содержания кварца и полевых шпатов – северная часть Таганрогского залива, которую с берега оконтуривают структуры Восточно-Европейской платформы.

Содержание кальцита в этих районах обратно пропорционально содержанию кварца и полевых шпатов и уменьшается от гравийно-песчаных к алевритовым осадкам. Так, гравийная и крупнопесчаная фракция отложений восточной части Таганрогского залива практически на 100 % сложена ракушечным материалом. В мелкопесчаной и алевритовой фракции соотношение в минералогическом составе

меняется – на 48 % он состоит из кварца, на 35 % – из кальцита и на 6 % – из полевого шпата.

В центральной части залива гравийно-песчаная фракция илистых осадков на 75 % сложена биогенным кальцитом и на 22 % – кварцем. В мелкопесчаной и алевритовой фракциях содержание кальцита сокращается до 8 %. В тоже время отмечается увеличение доли кварца до 77 %. Западнее, на участке дна между Должанской и Белосарайской косами, песчано-алевритовая фракция илов на 53 % состоит из кварца и на 18 % из полевых шпатов.

Содержание тяжелых минералов в мелкопесчаной и алевритовой фракциях современных отложений Таганрогского залива находится в пределах от 1,07 до 0,1 % и сокращается от побережий и дельты Дона к его центральной и западной частям. Их максимальные концентрации по нашим данным отмечены в мелкозернистых алевритово-илистых песках (0,6 %), алевритах (0,5 %) и осадках смешанного типа, залегающих в непосредственной близости от разрушающихся берегов (1,07 %).

Максимальные концентрации (в среднем 50–70 % от всей тяжелой фракции в осадках) в донных отложениях Таганрогского залива имеют тяжелые минералы электромагнитной фракции: ильменит, ставролит, гранат, эпидот, амфибол. Среди немагнитных минералов преобладают рутил, циркон, кианит, силлиманит. Магнитная фракция тяжелых минералов практически на 100 % сложена магнетитом, концентрация которого возрастает до 27 % от содержания всех тяжелых минералов в алевритах, залегающих на площади абразионно-аккумулятивной равнины, расположенной между Чумбурской и Сазальницкой косами.

Северный сегмент береговой линии Азовского моря характеризуется сильной изрезанностью, обусловленной наличием большого количества кос и заливов. В минеральном составе отложений в этой части моря преобладают минералы легкой фракции: кальцит и кварц. С уменьшением размера частиц количество кальцита уменьшается, а кварца увеличивается. Содержание тяжелых минералов в глинистых илах Бердянского залива крайне незначительно и не превышает 0,1 % от всего состава песчано-алевритовой фракции. Наиболее часто встречающимися тяжелыми минералами являются ильменит, амфиболы, циркон, кианит и гидроокислы железа. Содержание силлиманита, слюды, граната и пирита не превышает нескольких процентов от общего количества минералов тяжелой фракции.

На морском участке, расположенном юго-западнее Бердянской косы, поверхностный слой осадков представлен глинистыми илами с единичными включениями ракушечного детрита. Песчаная фракция современных илистых осадков сложена ракушечным детритом с незначительной примесью кварцевых зёрен, не превышающей 2 % от веса всей фракции. В количестве первых процентов в осадках присутствуют сульфаты и карбонатно-глинистые сгустки. В мелкопесчаной и алевритовой фракциях кварц и биогенный кальцит встречаются примерно в равном количестве (40 % кварца и 44 % кальцита). Содержание тяжелых минералов в осадках этой части моря значительно меньше, чем в отложениях Бердянского залива и находится на уровне 0,07 %. Практически половина тяжелой фракции представлена ильменитом. Содержание пирита (марказита) достигает 15 %, а амфибола 7 %. Концентрация граната, рутила, циркона, эпидота, цоизита, силлиманита – от единичных знаков до 5 % от содержания всей тяжелой фракции.

Отложения аккумулятивной равнины Азовского моря находятся на самом низком батиметрическом уровне. Эта часть морской акватории является самой большой областью аккумуляции осадочного материала. В основном здесь осаждаются частицы пелитовой размерности, а наличие песчаных частиц в основном обуславливается примесью ракушечного детрита. Из-за отдаленности этого участка моря от берегов и устьевых участков рек в минеральном составе песчаной и алевритовой фракции осадков резко преобладает материал автохтонного происхождения – биогенный кальцит. Содержание кварца крайне незначительно: от единичных знаков до 5 % от фракции. Содержание карбонатно-глинистых сгустков в морских осадках на отдельных участках дна аккумулятивной равнины может достигать 50 % и более (от количества всей песчано-алевритовой фракции). Содержание тяжелых минералов очень низкое – до 0,03 %. Среди них преобладают аутигенные карбонаты, пирит (марказит), ильменит и гидроокислы железа. Изредка отмечен магнетит.

Большое влияние на формирование минерального состава морских отложений южной и юго-восточной части акватории Азовского моря оказали интенсивная абразия берегов и поступление наносов реки Кубань. Характерной особенностью района является периодическое проявление вулканической активности, наличие большого количества заливов и лиманов, а также крупных аккумулятивных структур, самой крупной из которых является Железинская банка. В минеральном составе осадков преобладают минералы легкой фракции: кальцит, кварц, полевые шпаты, а также обломки осадочных пород и карбонатно-глинистые сгустки. Увеличение содержания кварца в песчаной фракции отмечается в местах влияния твердого стока реки Кубань. В мелкопесчаной и алевритовой фракциях происходит увеличение содержания сульфатов, кварца и полевых шпатов при общем снижении содержания кальцита. Содержание карбонатно-глинистых

сгустков в алевритовой фракции повышается от берега к центру моря.

Концентрация минералов тяжелой фракции понижается от кутовой части Темрюкского залива (устьевой участок р. Кубань) к центру моря. На площади аккумуляции наносов реки Кубань отмечено повышенное содержание эпидота – 15 % (от количества всех тяжелых минералов) и амфибола – 31 %. Содержание ставролита, граната, циркона не превышает первых процентов и уменьшается с увеличением глубин. Концентрация аутигенных минералов в отложениях Темрюкского залива местами составляет более 50 % от всей тяжелой фракции. Среднее содержание тяжелых минералов в поверхностном слое морских осадков Темрюкского залива составляет 0,03 %.

Минеральный состав тяжелой фракции Ясенского залива более разнообразен. Наиболее распространенными тяжелыми минералами здесь являются амфибол, циркон, рутил, лейкоксен, ильменит, эпидот и гранат. Общее содержание тяжелых минералов составляет 0,17 %. По всей видимости, их поступление в современные донные отложения на этом участке дна Азовского моря можно связать с интенсивным размывом пород и отложений морского дна и абразией берегов.

Состав морских осадков, залегающих севернее береговой зоны Керченского полуострова, определяется составом пород коренного берега, сложенного породами киммерийской железорудной формации, сарматскими известняками, плиоценовыми и нижнеплейстоценовыми песками и четвертичными лёссовидными суглинками. Характерной особенностью осадков является повышенное в них содержание минералов железа – гидрогетита, сидерита. Среди устойчивых минералов преобладают ильменит, рутил и циркон [Иноземцев, 1974].

Таким образом, увеличение терригенной оставляющей, включая акцессорные минералы, в прибрежных осадках происходит в северной части моря, в восточной части Таганрогского залива и Темрюкском заливе.

В первом случае увеличение количества минералов в отложениях объясняется близостью крупной питающей провинции – Украинского щита. Во втором и третьем – влиянием речных наносов Дона и Кубани, а также абразией берегов, сложенных лёссовидными суглинками. Содержание тяжелых минералов в морских осадках постепенно снижается от Таганрогского залива к центру моря. В этом же направлении происходит снижение содержания минералов тяжелой фракции от южного и северного берегов моря. Из минералов тяжелой фракции в основном присутствуют эпидот, амфиболы, ильменит, рутил, циркон, силлиманит, гранат, гематит, кианит, лейкоксен, пирит (марказит) и сидерит.

Проведенные исследования подтвердили четкую зависимость, существующую между гранулометрическим и минеральным составом голоценовых отложений Азовского моря. Частицы с медианным диаметром более 0,25 мм в основном представлены ракушечным материалом, состоящим из целых раковин и их обломков, имеющих кальцитовый и арагонитовый состав. В мелкопесчаной фракции (0,25–0,1 мм) в открытой части моря также преобладают кальцит и арагонит биогенного происхождения. В северной части моря и Таганрогском заливе в отложениях увеличивается содержание кварца и полевого шпата. Крупно- и мелкоалевритовая фракции осадков содержат как лёгкие, так и тяжелые минералы.

1.5. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ДЕЛЬТЫ р. ДОН В ГОЛОЦЕНЕ

В данном разделе предпринята попытка стратификации голоценовых отложений Дона с использованием разрезов скважин, пробуренных экспедицией Института «Гидропроект» и другими инженерно-геологическими организациями, а также Ростовской геологоразведочной экспедицией. Последней пройдено около двух сотен скважин в голоценовых отложениях дельты Дона, по берегам Таганрогского залива, а также в долине реки Миус и по берегам Миусского лимана. Данные по уровням Азово-Черноморского бассейна в голоцене позволили выделить соответствующие уровни в дельте Дона. Слои античного Елизаветовского городища и поселения архаической эпохи в г. Таганроге, относящиеся к периоду фанагорийской регрессии, также являются возрастным репером как для указанной фазы, так и для перекрывающих их осадков.

Нижний Дон рассматривается на отрезке от устья р. Западный Маныч до Таганрогского залива. Средний уклон голоценовой долины составляет 0,08 м на 1 км, протяженность 80 км, ширина поймы на тридцатикилометровом участке от устья Западного Маныча до устья р. Аксай – 22–25 км, на Ольгинском профиле – 11 км, между городами Ростовом-на-Дону и Батайском пойма резко сужается до 7–10 км. Западнее Батайска и от начала р. Мёртвый Донец начинается собственно дельта протяженностью около 30 км и шириной до 30 км при впадении в Таганрогский залив. Эти данные приведены, чтобы обратить внимание на сравни-

тельно короткий (длиной не более 10 км) участок сужения поймы. Обычно явления резкого сужения долин бывают обусловлены литологическими или тектоническими факторами. Первый для голоцена маловероятен. По-видимому, здесь наблюдается проявление неотектонических процессов. В опубликованных материалах известны два разлома северо-восточного простирания, пересекающих пойму на интересующем нас участке. Первый, *Западноростовский*, протягивается западнее городов Ростова и Азова, установлен бурением и хорошо выражен в магнитном поле [Метаморфические комплексы … 1990], другой, проходящий восточнее г. Аксая и западнее г. Батайска, выделен на неотектонической схеме как *Нижнедонской* разлом [Палеоэкология равнинного палеолита … 2006] и на неотектонической карте [Новейшая тектоника … 2006] в качестве линеамента. Между этими разломами поднятия находятся города Новочеркасск, Аксай, Ростов и Азов, а также зона высокой поймы Дона, в том числе в районе Елизаветовского городища. Участок современных поднятий в районе г. Ростова между двумя небольшими впадинами фиксируется на графике скоростей вертикальных движений земной коры по линии Тихорецк – Миллерово за 1979–1995 гг. [Новейшая тектоника … 2006]. Второй особенностью долины Нижнего Дона является наличие двух широтных переуглублений, заполненных осадками неоплейстоцена и голоцена, фиксируемых на профилях «Гидропроекта» [Горецкий, 1970], а также на разрезе через дельту Дона (рис. 1.30). Южное переуглубление является западным продолжением широтной части р. Западный Маныч западнее Ольгинского профиля в г. Батайске и фиксируется под первой надпойменной террасой, где основание четвертичной долины погружается ниже отметки –50 м. В южной части дельты Дона оно выражено повышенной мощностью песчаных врезов среднего голоцена, сопоставимых с врезами в районе р. Мёртвый Донец. Разделяются переуглубления широтным миоценовым выступом, возвышающимся над ложем долины на 20 м. В современном плане южная палеодолина Дона трассируется от Западного Маныча до ст. Ольгинской заболоченностями и рисовыми чеками, переуглублением под первой надпойменной террасой г. Батайска, западнее по р. Койсуг, а также современным руслом Дона в районе г. Азова.

В магнитном поле (аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000, выполненная Е.А. Маевой в 1970 г.) четко фиксируется глубинный Таганрогский широтный разлом, проходящий от границы с Украиной через южную часть Таганрога. В дельте Дона он ограничивает с юга р. Мёртвый Донец, а также широтный отрезок русла Нижнего Дона вплоть до Западного Маныча. Соответственно, он является северным ограничением широтного миоценового выступа в основании четвертичного аллювия (рис. 1.30).

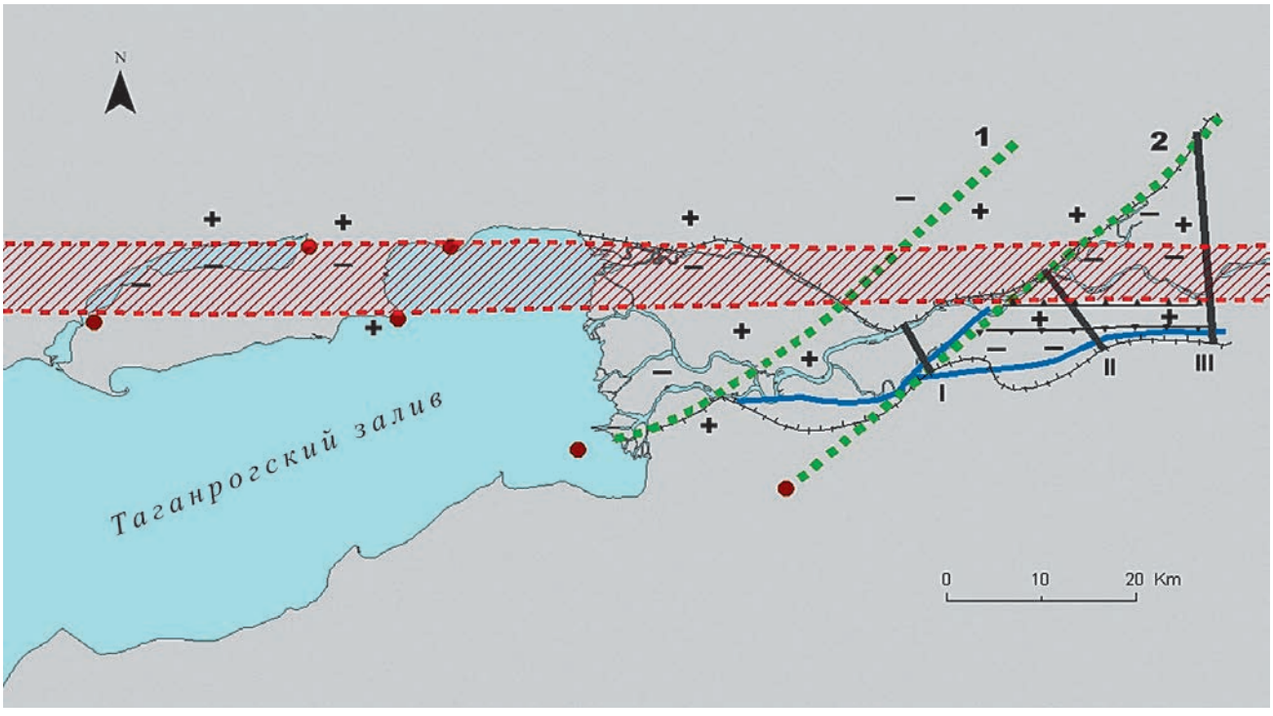


Рис. 1.30. Схема неотектоники Северо-Восточного Приазовья: 1 – Западноростовский разлом; 2 – Нижнедонской разлом; «+» – районы поднятий; «–» – районы опусканий; I, II, III – надпойменные террасы

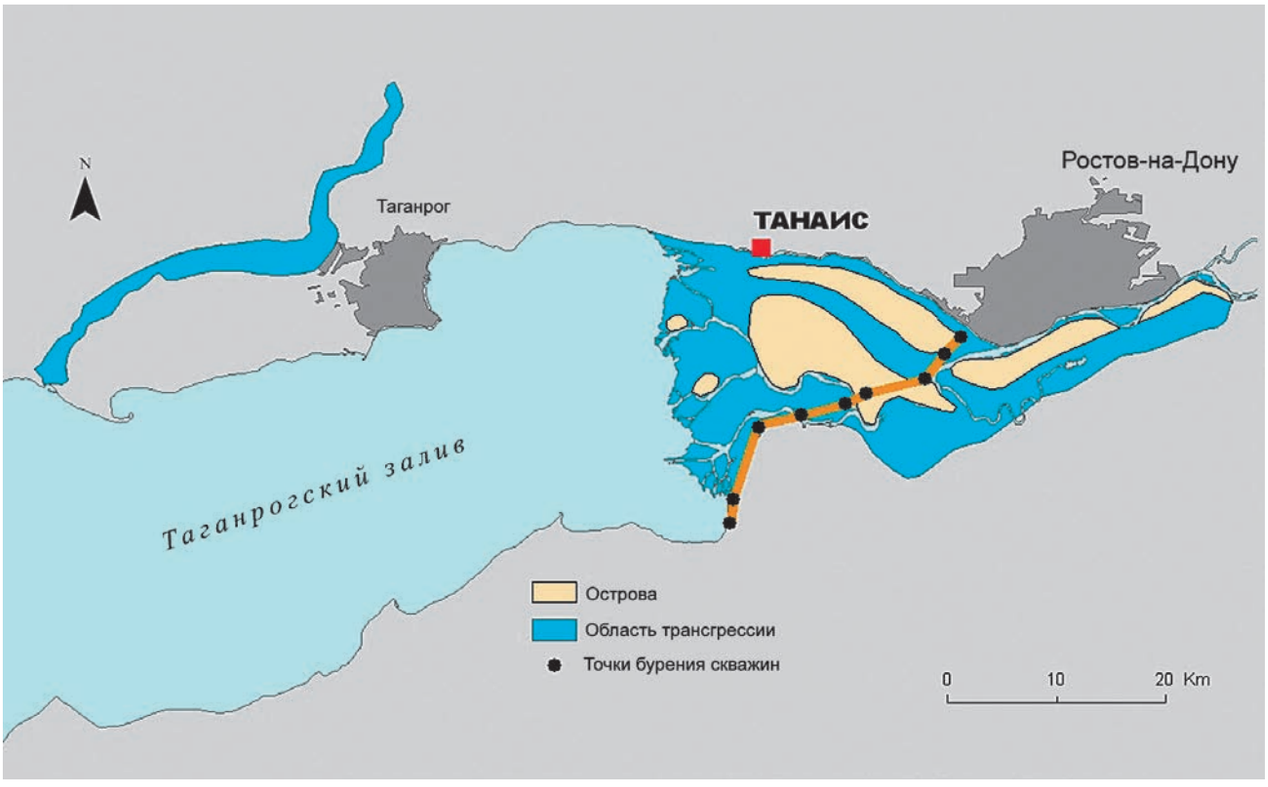


Рис. 1.31. Палеогеографическая реконструкция Таганрогского залива в период нимфейской трансгрессивной стадии

Оживление разломов на неотектоническом этапе подтверждается эпицентрами землетрясений [Новейшая тектоника … 2006, с. 152–153]. Всего за время наблюдений (с начала XIX в.) здесь зафиксировано шесть слабых землетрясений (1814, 1816, 1859, 1883, 1884, 1902 гг.). Четыре из них связаны с глубинным Таганрогским разломом и по одному – с юго-западными продолжениями Западноростовского и Нижнедонского разломов. Вышеприведенные материалы позволяют сделать вывод о влиянии неотектонического фактора на конфигурацию и строение неоплейстоценовой и голоценовой долин Нижнего Дона (рис. 1.31).

В настоящее время существует около десятка схем, принадлежащих различным авторам, описывающих колебания уровня Азово-Черноморского бассейна в голоцене (например: [Балабанов, Измайлов, 1988; Горячкин, Иванов, 2006]). Схемы в основном сходные, незначительные различия существуют в абсолютных отметках трансгрессивных и регрессивных фаз и их возрастной интерпретации. Стратиграфическое деление голоцена принято по выделенным климатическим этапам: ранний голоцен (Q^1_{IV}) – бореальный этап; средний (Q^2_{IV}) – атлантика I, суббореал; верхний (Q^3_{IV}) – атлантика II, – относящимся соответственно к палинозонам 31, 32, 33.

Ранний голоцен (Q^1_{IV})

Ландшафты раннего голоцена (бореальный этап) (10 000–9000 л.н.) характеризуются преобладанием трав и хвойно-широколиственных лесов (сосна, береза, ель), что приближает их к лесостепной зоне. Аллювиальные отложения долины Дона по возрасту соответствуют бугазской стадии Чёрного моря. Учитывая низкие отметки уровня моря (до –40 м в регрессивную фазу), можно предположить, что нижнеголоценовый Дон достигал Керченского пролива. Полный разрез нижнеголоценового аллювия сохранился в нижнем русле палео-Дона, где скважинами Новочеркасского профиля вскрыты базальные мелкие галечники (до 2,5 м), сменяющиеся кверху русловыми мелкозернистыми песками и пойменными тонкими суглинками и илами. Общая мощность вскрытых отложений около 12 м в диапазоне абсолютных отметок от –6 до –18 м. В остальной части профиля к этой стадии можно отнести фрагменты фации размыва на отметках ниже –15 м. На Ольгинском профиле в 30 км ниже по Дону базальные горизонты этого времени смешаны с русловой фацией низов среднего голоцена, и отделить от последней более древний аллювий невозможно. В дельте Дона нижнеголоценовые отложения представлены старично-лиманными глинистыми суглинками,

вскрытыми скважиной № 77 в юго-западной части на абсолютной отметке –16,4 м. Морские отложения бугазской трансгрессии (–20 м) не достигали исследуемого района.

Средний голоцен (Q^2_{IV})

Это время объединяет первую атлантическую фазу потепления (атлантика I, 7800–4500 л.н.) и суббореальную (4500–2500 л.н.). Континентальные ландшафты с элементами лесостепи сменились степными с преобладанием маревых и полыни. Началось интенсивное почвообразование. Отмечается наличие нижней сдвоенной погребенной почвы (7800–6000 л.н.), слои которой разделены периодом 7500–7000 л.н., приходящимся на предкаламитское понижение уровня моря [Палеоэкология равнинного палеолита … 2006, с. 123]. Морские и лиманные отложения представлены витязевскими (lim Q^2_{IV} vt), каламитскими (m Q^2_{IV} kl, lim m Q^2_{IV} kl) и джеметинскими (m Q^2_{IV} dj, lim m Q^2_{IV} dj) слоями, которые коррелируют со старично-лиманными отложениями Дона. В связи с этим при описании среднего голоцена целесообразно выделить ранний, средний и поздний этапы развития системы река – море. Расчленение песчаного аллювия Дона основывается на выделении базальных горизонтов, рубежей смены разно- и среднезернистых песков подстилающими мелкозернистыми, уровнями базиса эрозии, а также естественным уклоном Дона на изучаемом отрезке. Отличие глинистых старично-лиманных и лиманно-морских отложений от собственно морских трансгрессивных производилось только по наличию морской фауны в глинах, где она находится заведомо *in situ*.

Ранний этап начинается с регрессивной фазы –20 м, которая привела к размыву раннеголоценового аллювия. Базальный горизонт мощностью до 5 м, сложенный мелкой и средней галькой, вскрыт на отметках –17 м на Новочеркасском поперечнике и до –20 м на Ольгинском. Выше залегают мелкозернистые пески мощностью до 10 м. Описываемый аллювий в трансгрессивную фазу (–11 м), образовавший естественный подпор, сменился отложениями старичных и пойменных фаций. В западной части дельты Дона лиманно-старичные и лиманно-морские глины вскрываются скважинами в интервалах абсолютных отметок от –11 до –14 м, аллювиальные пески вскрыты скважинами № 77 и № 9433 в интервале –14… –18 м. По-видимому, дельта находилась восточнее современной не более чем на 15–20 км.

Средний этап. Аллювиальные мелкозернистые пески раннего этапа на Новочеркасском поперечнике на абсолютных отметках –10 м сменяются вверх по разрезу средне- и разнозернистыми. На Ольгинском поперечнике в южной части поймы развиты фации размыва (разнозернистые пески и галечники) на отметках –14 и –16 м. Указанные уровни, учитывая уклон долины, соответствуют подошве самостоятельной аллювиальной фазы. Их положение связывается с низким уровнем предкаламитской регрессии. Выше базального слоя залегают мелкозернистые пески русловой фации, в которых на уровне –11 м встречена морская малакофауна. Проникновение ее вверх по Дону связано, вероятно, со сгонно-нагонными явлениями. Аллювий среднего этапа опускается в дельте Дона до отметки –17 м. В это время пески русловой фации занимали всю долину Дона, перекрывая миоценовый выступ. Русло Дона было шириной до 11 км.

Иная картина наблюдается в дельте Дона (см. рис. 1.31), где снова появляются северная и южная долины, заполненные песками, вскрытыми в интервале отметок –10… –16 м. Южная долина на восток прослеживается по р. Койсуг, северная поворачивает на р. Мёртвый Донец. Ещё один глубокий врез, заполненный аллювиальными песками, отмечен в юго-западной части дельты, где дельта Дона смыкается с небольшой дельтой реки Кагальник.

Пески регрессивной фазы залегают под желтыми опесчаненными глинами участками, переходящими в иловатые темно-серые с фауной черноморских моллюсков в интервале около –7… –11 м. Этот интервал разреза соотносится с ингрессией каламитского бассейна в дельту Дона на 25 км на восток от современной границы Таганрогского залива. Восточнее на уровне морских отложений распространены желтовато-бурые иловатые суглинки, темно-серые с голубоватым оттенком илы, не содержащие фаунистических остатков. Это старично-лиманные и периферийно-лиманные отложения, развитые далее к востоку по всей пойме Нижнего Дона. Во время их накопления перестал существовать прежний широкий Дон. Как указывал Г.И. Горецкий, высокий уровень трансгрессивной фазы обусловил существенные изменения по всей пойме Дона. Старично-иловатые суглинки распространены по всей пойме, залегая сплошным слоем мощностью 5–8 м. При этом русловые пески часто переходят в иловатые и глинистые мелкие и тонкие пески периферийно-лиманной фации [Горецкий, 1970, с. 429]. Наблюдаются лишь маломощные протоки, фиксирующиеся на разрезе песчаными линзами.

Поздний этап является наиболее продолжительным (6000–2500 л.н.). Он охватывает три фазы развития Азово-Черноморского бассейна: предджеметинскую (хаджибейскую) регрессию (6000–5800 л.н.), джеметинскую (новочерноморскую) трансгрессию (5800–3000 л.н.) и фанагорийскую регрессию (3000–2500 л.н.).

Предджеметинская регрессия практически не отразилась на Нижнем Дону. В дельте по южному

и северному рукавам наблюдаются аллювиальные пески мощностью в среднем около 4 м в интервале абсолютных отметок –7… –11 м. Пески желтовато-серые мелкозернистые. В отдельных скважинах наблюдается базальный горизонт – мелкозернистые пески, мелкая галька, переотложенная фауна моллюсков.

Верхняя часть песков регрессивной фазы заилена, пески кверху меняются иловатыми глинами и суглинками.

В дельте Дона трансгрессивные отложения джеметинского бассейна представлены на отметках –5… –7 м серыми с голубым оттенком и зеленовато-серыми иловатыми глинами с фауной моллюсков. На этом же уровне в глинистых породах лиманно-старичной фации в линзах песков Горецким отмечается присутствие морских моллюсков. Здесь определены черноморские формы *Abra ovata* (Philippi, 1863), *Tritia reticulata* (L.), *Cerastoderma edule* (L.). Одновременно автором указывается, что от устья Западного Маныча до Гниловского профиля нет настоящих морских отложений. Морская фауна, так же как и в предыдущую фазу, проникала вверх по Дону в результате нагонных явлений при западных ветрах. Здесь отметим, что морская фауна *in situ* встречена в глинах дельты Дона западнее Гниловского профиля. В этих осадках ранней фазы джеметинской трансгрессии фауна редкая и не отличается видовым разнообразием. Ингрессия развивалась в дельте на участке между Мёртвым Донцом и рукавом Каланча и проникала на восток от современной границы моря на расстояние до 30 км. Южнее был одновозрастной лиман, отделенный от моря перемычкой, сложенной желтобурыми суглинистыми породами. Лиманные отложения сложены желтовато-серыми опесчаненными суглинками и глинами, которые кверху сменяются голубовато-серыми глинами и илами. В этих породах малакофауна отсутствует.

Джеметинская трансгрессивная стадия разделяется на две фазы кратковременной регрессией (около 4500–4300 л.н.). Этому времени соответствует эрозионный этап на суше [Палеоэкология равнинного палеолита … 2006]. На разрезе через дельту между скважинами № 95 и 93 виден размыв суглинистой перемычки. Здесь в скважине № 93 отмечен базальный горизонт второй фазы джеметинской трансгрессии, представленный опесчаненной серой глиной, содержащей фауну моллюсков, и имеющий в основании хорошо окатанную морскую гальку размером до 2 см. Мощность глин 1,5–2 м (рис. 1.32). Этот горизонт с подошвой абсолютной отметки –5 надежно прослеживается в разрезе и содержит большое количество малакофауны, содержание которой в отдельных скважинах достигает до 20 % от объема породы (скважина № 117).

По-видимому, эта поздняя фаза джеметинского бассейна была наиболее благоприятна для развития морских моллюсков. Вторая фаза развития джеметинского бассейна характеризует начало суббореальной эпохи голоцена, завершающейся в дельте Дона регрессивной стадией (фанагорийская регрессия).

Понижение уровня джеметинского бассейна в начале регрессии дало два типа осадков. На приподнятых и периферийных участках дельты откладывались желто-бурые и желто-серые суглинки с известковыми стяжениями. В центральной части дельты регрессивная стадия представлена в разрезе маломощными (1,5–2 м, редко до 4 м) мелко- и среднезернистыми песками с большим количеством обломков раковин моллюсков и целых форм. Содержание малакофауны в песках колеблется от 5 % на породу до 70 % (скважина № 144). В скважине № 138 – 60 %, а в интервале 2,5–5 м отмечаются прослои (10–15 см), в которых содержание целых форм составляет 30 %. Это могут быть банки в прибрежной линии отступающего моря. Кроме того, значительная часть органических остатков переотложена в песках из размытой верхушки джеметинских глин второй фазы, также обогащенных органикой.

Максимальная глубина фанагорийского размыва в русловой части дельты в районе Мёртвого Донца достигает абсолютной отметки –6,5 м. В площадном плане наблюдается плоскостной размыв на отметке в среднем –4,5 м.

К этой стадии относятся расположенные над песками суглинки, в переходной части опесчаненные, с редкими моллюсками, выше – субаэральные с известковистыми стяжениями и гнездами ожелезнения мощностью до 5 м. Участки накопления суглинков слагают в дельте высокую пойму, где абсолютные отметки достигают +6 м. Эти площади до времени последующей трансгрессии были благоприятны для обустройства древних поселений. На разрезе дельты (см. рис. 1.32) показана зона непрерывного развития суглинков от рукава Каланчи до хутора Колузаева.

Поздний голоцен (Q^3_{IV})

Возрастной отрезок 2500–0 л.н. отвечает второй фазе потепления в голоцене (атлантика II, субатлантик). На водоразделах формируется современная почва. На поверхности древних террас почвы и суглинки субаэральные, накопление которых связано с пыльными бурями, и делювиальные в районе тыловых швов. В пойме Дона и крупных рек, а также на дне балок отлагались русловые и лиманно-старичные осадки, современный аллювий, луговые почвы, а также пляжевые насыпные пески.

В дельте Дона морские отложения нимфейской трансгрессивной фазы представлены глинистыми су-

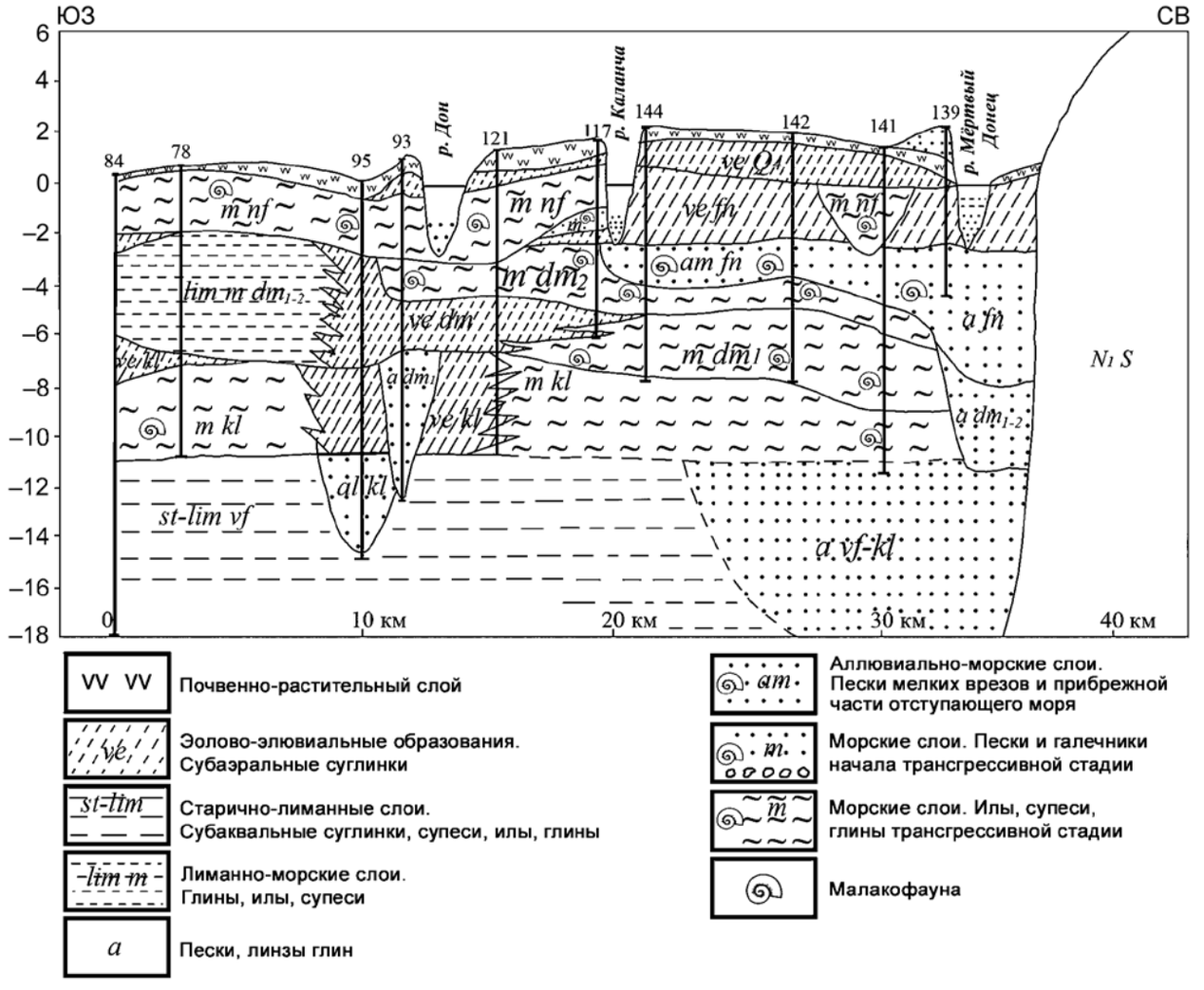


Рис. 1.32. Геолого-фациальный разрез голоцена дельты Дона (возрастные индексы см. в тексте)

песями, иловатыми глинами с фауной черноморских моллюсков в интервале абсолютных отметок от 0,8 м до –3,2 м. В основании разреза отмечаются пески мощностью от 0,6 до 1,2 м с повышенным содержанием малакофауны (до 30 %, скв. № 117) и галечники (скв. № 94, 174). Глинистая часть разреза существенно опесчанена в основании, глинистые супеси переходят в серые и темно-серые иловатые глины.

Морские отложения нимфейской стадии, содержащие фауну, прослежены на восток до устья реки Койсуг. Восточнее они не меняются фациально. Их уровень сохраняется, но фауна в них не встречена. К востоку море сменилось опресненным лиманом, протягивающимся до Ольгинского профиля, где пески и старично-лиманные суглинки в нимфейском интервале четко выделяются между скважинами № 9979 и 9983. В современном плане лиман прослеживается с запада на восток реками Койсуг и Чмутовая, а также цепочкой мелких озер и заболоченностей до Ольгинского профиля, почти по линеаменту Нижнедонского разлома. Ингрессия «нимфейского» моря почти целиком захватила дельту Дона, продвинувшись на восток от современной ее границы приблизительно на 10 км. Дальнейшее ее проникновение на восток шло по северному и южному рукавам (см. рис. 1.31), соединившимся в приустьевой части вышеупомянутого лимана, образовав крупный остров в центральной части дельты. Не исключено, что это упомянутый Страбоном остров Алопекия (т.е. Лисий, в переводе с древнегреческого).

Условия осадконакопления в дельте Дона характеризуются выдержанностью абсолютных отметок подошвы и кровли морских отложений, что позволяет с достаточной уверенностью интерпретировать разрезы скважин побережий Таганрогского залива и Миусского лимана.

По Миусскому лиману опубликован разрез скважины № 8 в работе [Копылов, Рылов, 2006, с. 92], где выделение осадков регрессивной фанагорий-

ской и трансгрессивной нимфейской стадий в интервале абсолютных отметок совпадает с приведенными выше данными по дельте. Можно лишь добавить, что по Миусскому лиману и пойме реки Миус пройдено свыше пятидесяти скважин. «Нимфейский» лиман прослеживается на 20 км вверх по Миусу до райцентра Большая Неклиновка.

По Беглицкой косе пройдено два профиля скважин по западному и восточному краям. Выявлен аллювиальный врез под нимфейскими глинами, заполненный мелкозернистыми песками, глубиной до –8 м, шириной свыше 0,4 км, прорезающий джеметинские глины, что указывает на формирование его во время фанагорийской регрессии. Абсолютные отметки фанагорийской суши здесь –2… –4 м.

В районе Таганрогского порта пробурено несколько инженерно-геологических скважин. Наиболее показательной является скважина № 174 (номер дан по фондовому реестру [Деев и др., 1961]) (рис. 1.33).

Здесь нимфейские осадки ложатся с размывом на подстилающие породы и находятся в том же высотном интервале, что в Миусском лимане и в дельте Дона. Согласно инженерно-геологическому описанию, ниже залегают желто-серые глины с зеленоватым оттенком. В результате экспериментов с красно-бурыми скифскими глинами – типично континентальными образованиями – показано, что красно-бурая окраска является неустойчивой при погружении образца глин в застойную воду с добавлением органики [Агаджанян, 1970; Разрез новейших отложений … 1976]. Окисное железо переходит в закисное, глина приобретает в этих условиях в течение нескольких дней зеленоватый оттенок. Аналогичную картину можно наблюдать в проточных озерах долины Маныча, где подтопленные суглинки глинизируются и приобретают зеленоватый оттенок. Причем контакт желто-бурых суглинков и зеленовато-желтых «глин» точно соответствует уровню водного зеркала. Отсюда можно предположить, что «глины» скважины № 174 до затопления были нормальными субаэральными суглинками, слагавшими северный берег Дона во время фанагорийской регрессии. Они же могут являться культурным слоем, который в районе скважины находится на глубине ок. 3,5 м.

Выводы. В районе Таганрогского залива и на Нижнем Дону в эпоху голоцена традиционно выделялись древнечерноморские слои, подразделяемые на три фазы. Ранняя фаза – бугазские слои (10 600–7800 л.н., предбореал и бореал пыльцевой хронологии) – не достигла описываемого района. Средняя фаза – витязевские слои (8000–7000 л.н.). В это время в Восточном Приазовье и на Нижнем Дону существовал широкий лиман, сравнительно опресненный донскими водами.

Ранний голоцен завершился последней фазой – каламитскими слоями. Это серые глинистые пески и иловатые глины с большим количеством фауны черноморского типа. Пески врезаны в аллювиально-лиманные (витязевские) отложения. Трансгрессия доходила до Маныча. Возраст – 7000–5200 л.н.

Новочерноморские (джеметинские) отложения на Нижнем Дону и у северного побережья Таганрогского залива имеют непрерывный разрез

Рис. 1.33. Разрез скважины № 174 (ЮЗ оконечность Таганрогского порта). Абсолютная отметка +0,8 м

с древнечерноморскими и слагают так называемую древнечерноморскую террасу высотой до 3 м и высокую пойму Дона. Возраст новочерноморской (джеметинской) трансгрессии 5200–3000 л.н. соответствует бронзовому веку. В IX–VIII вв. до н.э. началась фанагорийская регрессия Чёрного моря, достигшая своего максимума к середине I тысячелетия до н.э. Отложения представлены галечниками, илами и суглинками, в кровле которых встречаются погребенные на 2–3 м ниже современного уровня моря остатки античных поселений. Аналогичный горизонт суглинков мощностью до 2,0–2,5 м отмечается ниже нулевого уровня на отдельных участках низкой поймы Дона и на северном берегу Таганрогского залива, где в первой фазе регрессии (ок. VIII–VI вв. до н.э.), видимо, находилось устье Дона и где греками было основано так называемое Таганрогское поселение (рис. 1.34).

С развитием фанагорийской регрессии Дон достигает Керченского пролива. С понижением базиса эрозии русло сместилось к югу от Таганрогского мыса в наиболее пониженную часть осушенного Таганрогского залива. Таганрогское поселение осталось в заболоченной пойме. К концу VI в. до н.э. относится создание Елизаветовского поселения, расположенного уже на острове в дельте Дона.

Последующая нимфейская трансгрессия достигла максимума примерно к IV в. н.э. Осадки ее представлены зеленовато-серыми илами и песками в прибрежных частях. Они слагают низкую террасу Азовского моря, которая в Северо-Восточном Приазовье в значительной мере уничтожена современной волнобойной деятельностью. Ей отвечает уровень низкой поймы Дона. Нимфейские отложения вскрыты бурением на отметках от 0 до –4 м на северном берегу Таганрогского залива под намывными пляжными песками. Во время трансгрессии была затоплена значительная часть территории дельты. Возможно, в том числе и по этой причине поселения, составлявшие сельскую округу Танаиса, локализованы на высоких – правом и левом – речных берегах. Количество поселений, расположенных в дельте в этот период, в значительной степени меньше, чем в эпоху существования Елизаветовского городища (примерно совпадающую с фазой фанагорийской регрессии).

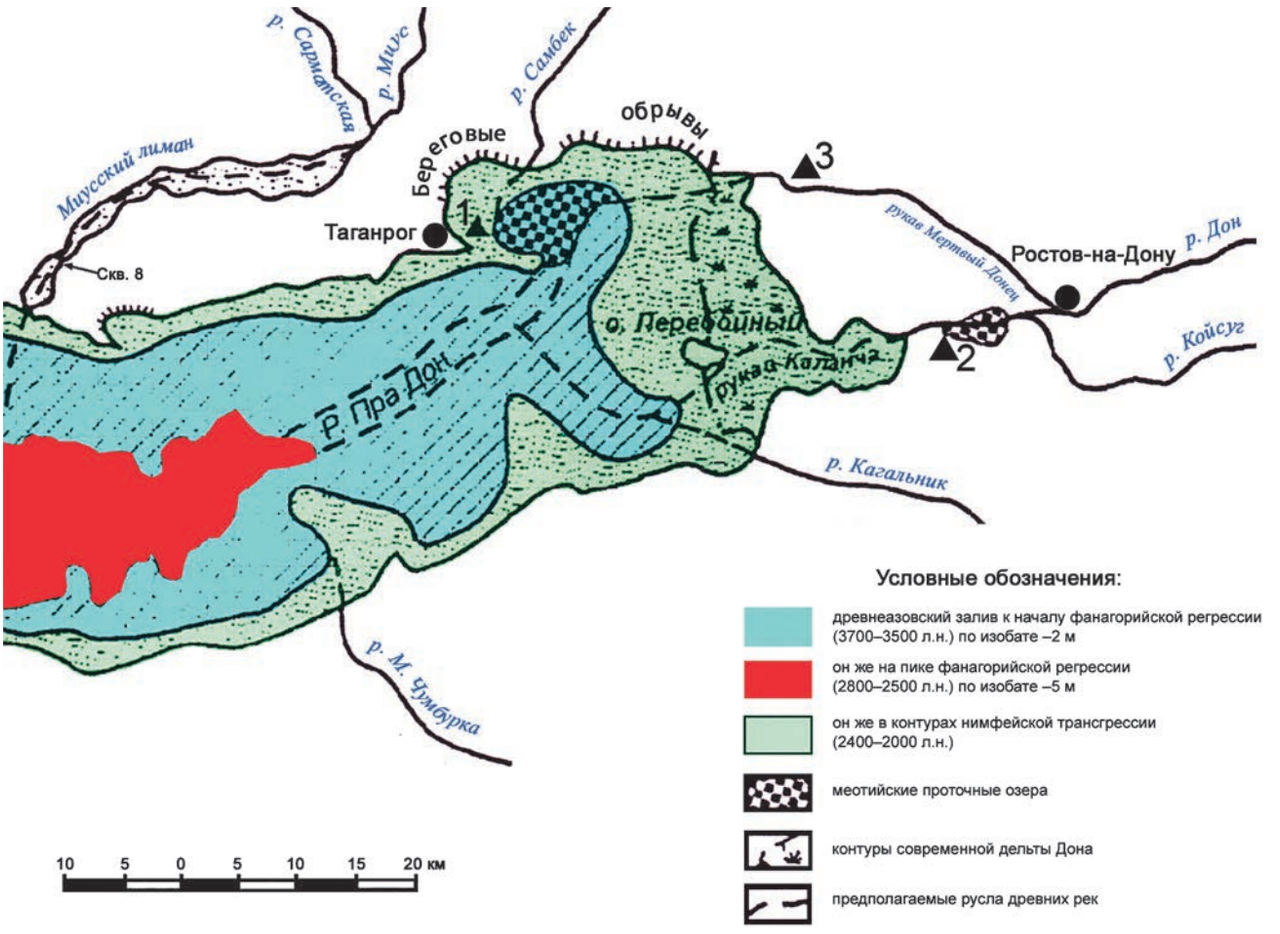


Рис. 1.34. Палеогеографическая реконструкция региона Таганрогского залива и Нижнего Дона. Древнегреческие поселения: 1 – Таганрогское поселение, 2 – Елизаветовское городище, 3 – Танаис (по: [Копылов, Рылов, 2006])

ГЛАВА 2

БИОСТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ АЗОВСКОГО МОРЯ И ПРИАЗОВЬЯ

2.1. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И СТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗОВСКОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА

Диатомовые водоросли – одна из наиболее информативных палеонтологических групп, которая успешно применяется в биостратиграфических и палеоокеанологических исследованиях. Диатомовые являются наиболее распространенными и хорошо сохраняющимися микроорганизмами, что позволяет на основе изменения их видового состава реконструировать глобальные и региональные океанологические и климатические события прошлого, колебания уровня и осадконакопления, изменения продуктивности поверхностных вод.

Четвертичный период развития флоры диатомовых водорослей подробно описан как для глубоководных районов Черного моря [Щербаков и др., 1979; Жузе, Мухина, 1980 и др.], так и для его прибрежных частей (лагунные и лиманные экосистемы) [Ольштынская, 1986, 1996, 1999 и др.]. До последнего времени данных о распределении диатомовых водорослей в голоценовых отложениях Азовского моря, за исключением краткого упоминания о находках в осадках нескольких массовых видов [Вронский и др., 1974], не было.

Биостратиграфия морских четвертичных осадков Азовского моря основывалась на материалах изучения ископаемых моллюсков [Невесская, Невесский, 1960; Невесская, 1964; Стратиграфия СССР, 1984] и спорово-пыльцевом анализе [Вронский, 1976; Исагулова, 1978]. Только в последнее десятилетие биостратиграфические исследования верхнечетвертичных отложений Азовского моря включают результаты диатомового анализа [Матишов и др., 2007б, 2009, 2016, 2018б; Ковалева, 2007; Ковалева, Золотарева, 2013; Ковалева и др., 2015, 2017а; Matishov et al., 2013; Kovaleva et al., 2015, 2017].

С начала 60-х гг. XX в. и до настоящего времени подробно изучена литология [Семененко, Ковалюх, 1973; Геология Азовского моря, 1974; Хрусталев, Щербаков, 1974; Семененко, Сиденко, 1979; Балабанов, Измайлов, 1988; Измайлов, 2005; Зайцев, Зеленщиков, 2009 и др.], особенности осадконакопления [Матишов и др., 2009, 2016 и др.], биостратиграфия [Невесская, Невесский, 1960; Невесская, 1964; Стратиграфия СССР, 1984; Барг, Яценко, 2001; Ковалева и др., 2015, 2017а и др.], имеются многочисленные версии положения уровня Азовского моря в голоцене [Измайлов, 2005; Ковалева и др., 2015, 2017а и др.]. Однако целый ряд вопросов геологической истории Азовского моря в позднечетвертичном периоде остается нерешенным. В первую очередь это касается числа, возраста и периодичности трансгрессивно-регрессивных фаз, а также их связи с колебаниями климата.

Следует подчеркнуть, что при всей информативности биостратиграфических методов наиболее точные результаты получаются при комплексном подходе и сочетании методов биостратиграфии с результатами определения абсолютного возраста. При датировании образцов раковин моллюсков наряду с автохтонными инситными может содержаться примесь переотложенных форм, что приводит к завышению определяемого возраста и вызывает инверсию. Превышение реальных значений возраста в самых верхних горизонтах колонок зачастую обусловлено размывом осадков. Еще одной причиной искажения датировок может служить перемешивание верхних слоев осадков на небольших глубинах водоема, что характерно для разрезов, находящихся близко от берега. Для того чтобы выявить ошибочные определения возраста отложений, производится сопоставление данных абсолютных датировок с результатами микропалеонтологического анализа. Сопоставление изменений видового состава диатомовых водорослей позволяет проводить корреляцию одновозрастных слоев донных отложений и выявлять результаты, содержащие инверсию (ошибочное определение возраста отложений).

Первые радиоуглеродные датировки четвертичных отложений Азовского моря были получены еще в 1960-х гг. [Семененко, Ковалюх, 1973; Семененко, Сиденко, 1979], но в связи с тем, что это были единичные данные, в большинстве работ по геологии и биостратиграфии Азовского моря [Геология Азовского моря, 1974; Хрусталев, Щербаков, 1974] для определения возраста донных отложений использовали только биостратиграфические данные на основе анализа видового состава моллюсков. Последующие исследования пыльцы и спор в донных отложениях Азовского моря [Вронский, 1976; Исагулова, 1978] также сопоставлялись с результатами литологического и малакологического анализов. В своих исследованиях мы отдаем приоритет кернам, имеющим радиоуглеродные датировки.

За последнее десятилетие накоплено достаточно много новых данных с результатами радиоуглеродного анализа. Так, в течение последних 13 лет (с 2006 по 2019 г.) было получено 67 возрастных датировок донных отложений (табл. 2.1) Азовского моря [Матишов и др., 2016, 2018б].

Таблица 2.1. Данные по радиоуглеродному датированию раковин моллюсков из донных отложений Азовского моря

Лабораторный номер	Номер колонки	Глубина отбора образца, см	Радиоуглеродный возраст, лет назад	Калиброванный возраст, лет назад
Азовское море				
ЛУ-5834	**К-43**	70–100	1860 ± 90	1800 ± 110
ЛУ-5839	**К-44**	10–40	610 ± 90	610 ± 60
ЛУ-5840	**К-45**	10–15	1380 ± 210**	1310 ± 220**
ЛУ-5832	**К-45**	30–40	310 ± 100*	340 ± 140*
ЛУ-5838	**К-45**	55–60	1570 ± 130	1510 ± 130
ЛУ-5833	**К-133**	10–20	$\delta^{14}C$=2,95 ± 1,02%	1954–1956 гг.
ЛУ-5836	**К-133**	78–100	730 ± 80	680 ± 70
ЛУ-5843	**К-79**	20	$\delta^{14}C$=4,72 ± 1,76%	1955–1956 гг.
ЛУ-5841	**К-79**	30–37	150 ± 110	190 ± 120
ЛУ-5835	**К-79**	60	1940 ± 100**	1900 ± 120**
ЛУ-5837	**К-79**	65–69	1820 ± 100*	1760 ± 120*
ЛУ-6268	**К-86**	20–25	1570 ± 80	1480 ± 80
ЛУ-6270	**К-86**	127–135	2370 ± 100	2480 ± 160
ЛУ-6271	**К-86**	145–153	2940 ± 130	3110 ± 170
ЛУ-6720	**К-27**	106–114	860 ± 80	800 ± 80
ЛУ-6721	**К-27**	196–201	2470 ± 90*	2550 ± 130*
ЛУ-6722	**К-27**	216–219	1870 ± 90*	1810 ± 100*
ЛУ-6723	**К-27**	228–231	2250 ± 90	2250 ± 100
ЛУ-6724	**К-97**	56–60	1490 ± 90**	1410 ± 90**
ЛУ-6725	**К-97**	60–68	840 ± 90*	800 ± 90*
ЛУ-6726	**К-97**	116–124	1800 ± 80	1730 ± 100
ЛУ-6727	**К-97**	172–180	2660 ± 110	2740 ± 160
ЛУ-6728	**К-97**	189–197	2840 ± 110	3000 ± 140
ЛУ-6806	**К-155**	18–36	2330 ± 100	2400 ± 180

Продолжение таблицы 2.1

Лабораторный номер	Номер колонки	Глубина отбора образца, см	Радиоуглеродный возраст, лет назад	Калиброванный возраст, лет назад
ЛУ-6799	**К-155**	78–91	5140 ± 110	5900 ± 140
ЛУ-7043	**St-1**	60–62	2430 ± 100	2530 ± 140
ЛУ-7044	**St-1**	80–82	2750 ± 60	2860 ± 70
ЛУ-7045	**St-1**	115–127	3210 ± 100	3450 ± 110
ЛУ-7046	**St-1**	172–185	4150 ± 80	4680 ± 110
ЛУ-7047	**St-1**	210–220	5670 ± 100	6480 ± 120
ЛУ-7048	**К-90**	20–30	340 ± 110	370 ± 130
ЛУ-7049	**К-90**	95–105	2940 ± 110	3110 ± 150
ЛУ-8315	**К-14**	21–26	370 ± 90	400 ± 100
ЛУ-8316	**К-14**	52–58	660 ± 80	620 ± 60
ЛУ-8317	**К-14**	115–120	1260 ± 80	1170 ± 80
ЛУ-8318	**К-14**	155–160	1520 ± 90*	1430 ± 90*
ЛУ-8319	**К-14**	200–205	1420 ± 50*	1330 ± 40*
ЛУ-8320	**К-14**	251–256	2230 ± 80	2230 ± 100
ЛУ-8321	**К-16**	27–30	12 ± 85	<200
ЛУ-8322	**К-16**	50–55	770 ± 80*	720 ± 80*
ЛУ-8323	**К-16**	62–73	510 ± 100*	530 ± 90*
ЛУ-8324	**К-16**	80–86	480 ± 60*	510 ± 60*
ЛУ-8325	**К-16**	110–115	1220 ± 70	1140 ± 80
ЛУ-8326	**К-16**	140–145	1340 ± 70	1250 ± 70
ЛУ-8327	**К-16**	160–165	1950 ± 70*	1900 ± 90*
ЛУ-8328	**К-16**	205–210	1830 ± 90*	1760 ± 110*
ЛУ-8329	**К-18**	24–28	672 ± 120	650 ± 100
ЛУ-8330	**К-18**	91–99	880 ± 70	810 ± 70
ЛУ-8331	**К-18**	137–140	1440 ± 90	1360 ± 90
ЛУ-8332	**К-18**	187–192	1900 ± 120*	1840 ± 150*
ЛУ-8333	**К-18**	208–212	1840 ± 90*	1770 ± 110*
ЛУ-8334	**К-23**	10–15	470 ± 100	480 ± 100
ЛУ-8335	**К-23**	85–89	1370 ± 100*	1280 ± 110*
ЛУ-8336	**К-23**	118–121	1300 ± 80*	1210 ± 80*
ЛУ-8337	**К-23**	178–180	1960 ± 110	1920 ± 140
ЛУ-8338	**К-23**	203–205	2210 ± 120	2220 ± 160
ЛУ-8339	**К-23**	244–246	2230 ± 100	2230 ± 130

Окончание таблицы 2.1

Лабораторный номер	Номер колонки	Глубина отбора образца, см	Радиоуглеродный возраст, лет назад	Калиброванный возраст, лет назад
Таганрогский залив				
ЛУ-7396	**Tz-I**	45–55	4140 ± 150	4650 ± 190
ЛУ-7387	**Tz-V**	49–90	4890 ± 100	5630 ± 120
ЛУ-7388	**Tz-VI**	50–87	4020 ± 100	4530 ± 170
ЛУ-7389	**Tz-VII**	25–45	2830 ± 60	2960 ± 80
ЛУ-7390	**Tz-VII**	45–70	4010 ± 150*	4500 ± 230*
ЛУ-7391	**Tz-VII**	70–90	3810 ± 70*	4220 ± 120*
ЛУ-7392	**Tz-VII**	95–105	3880 ± 100	4300 ± 140
ЛУ-7393	**Tz-VII**	105–125	4040 ± 60	4570 ± 110
ЛУ-7394	**Tz-VII**	125–155	4070 ± 110	4600 ± 160
ЛУ-7395	**Tz-VII**	210–22	4740 ± 190	5410 ± 250

Примечание: * – инверсия возраста;
** – определение возраста, подтвержденное результатами биостратиграфии.

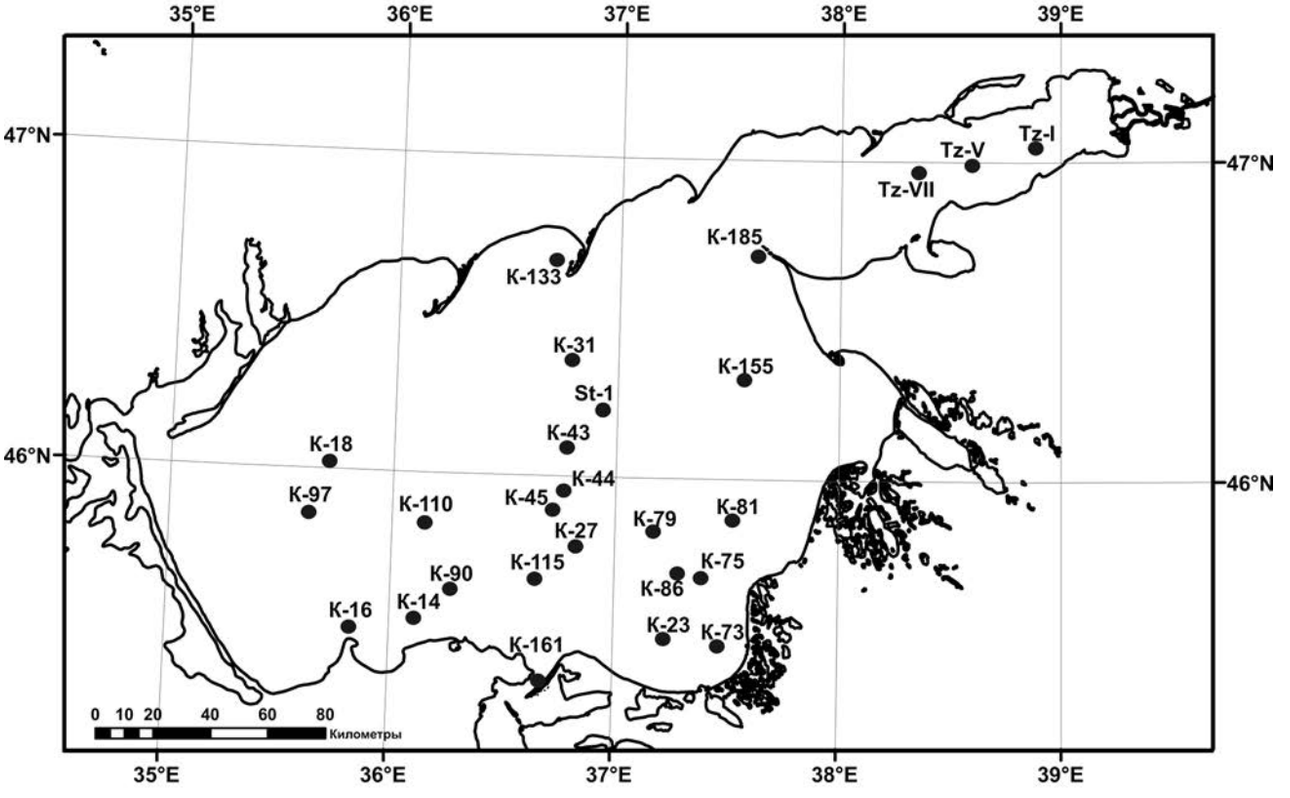


Рис. 2.1. Карта-схема точек отбора колонок донных отложений в Азовском море (2006–2019 гг.)

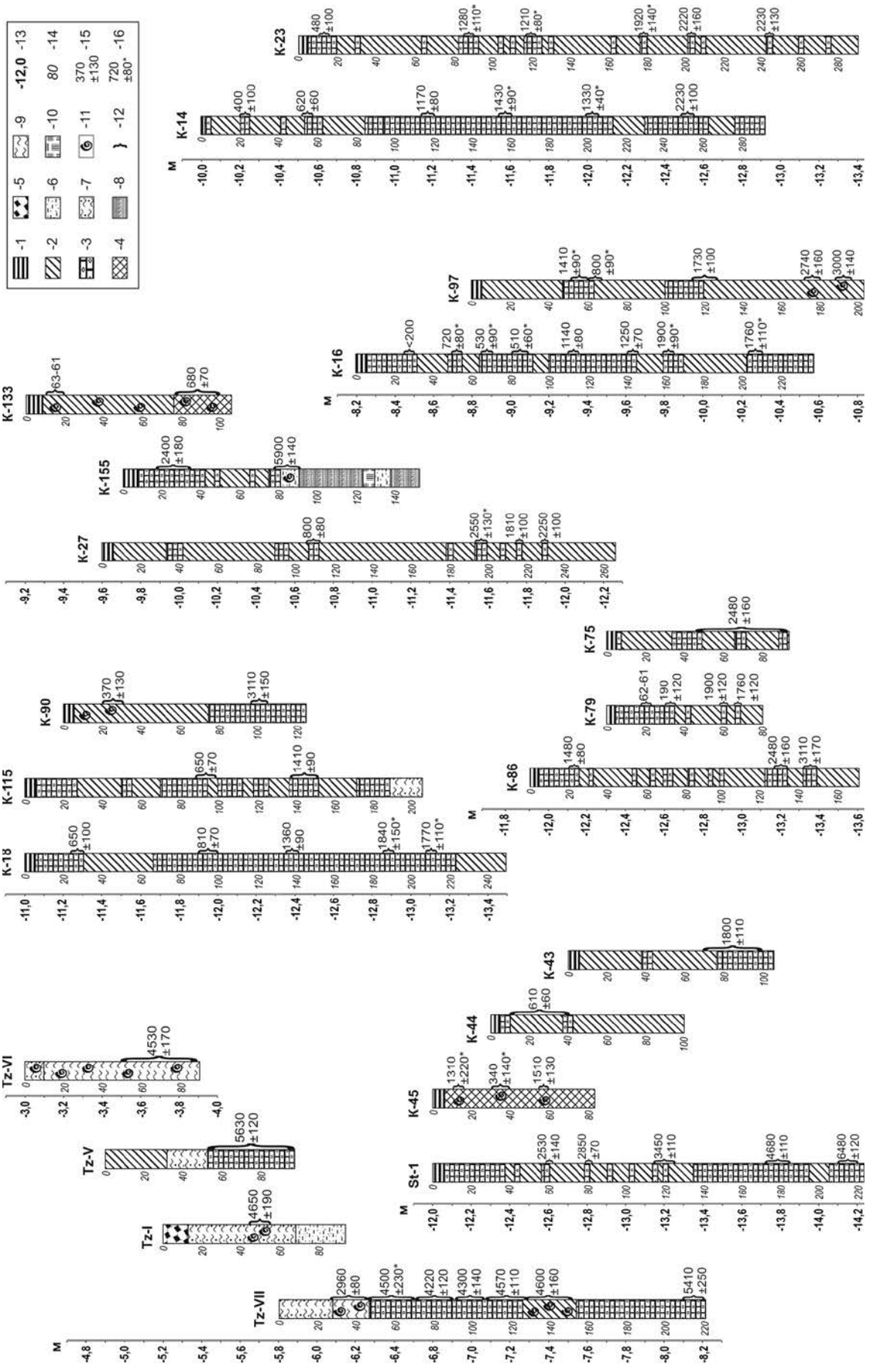
Материалом для данного исследования послужили 26 кернов донных отложений, отобранных в разных районах Азовского моря. Карта мест отбора колонок показана на рисунке 2.1. Литологические характеристики и данные определения абсолютного возраста донных отложений представлены на рисунке 2.2 [Матишов и др., 2018б].

Максимальная мощность изученных колонок донных отложений не превышает 3 м (см. рис. 2.2). Возраст отложений в большинстве случаев не превышает 3 тыс. лет, что позволяет отнести их к новоазовским слоям. Только в 5 кернах (1 в центре моря и 4 – в центральной и восточной частях Таганрогского залива) вскрыты древнеазовские отложения (от 3,1 до 6,5 тыс. лет) [Матишов и др., 2018б].

Так, по данным Е.Ф. Шнюкова и его коллег, в скважинах, отобранных в центральной части Таганрогского залива (скважины 33, 34, 35 [Геология Азовского моря, 1974, с. 42–43 (рис. 10)]), верхние слои донных отложений (от 0 до 3–10 м) относятся к древнеазовским, ниже которых залегают новоэвксинские слои. По нашим данным, в осевой части Таганрогского залива новоазовские отложения представлены во всех кернах (см. рис. 2.2) и залегают непосредственно над древнеазовскими слоями, хотя их мощность невелика (от 20 до 45 см). Вероятно, что отбор образцов, проанализированных Шнюковым [Геология Азовского моря, 1974], проводился с меньшей дискретностью, чем в нашем случае (через 3–5 см). Если допустить, что отбор проб осуществлялся через 50–100 см, то наличие новоазовских слоев в заливе могло быть просто не замечено.

Расхождения данных отмечены и в кернах, отобранных в юго-западной части Азовского моря (Казантипский залив). Шнюков с коллегами в скважине 2 [Геология Азовского моря, 1974, с. 42–43 (рис. 10)], отобранной в том же районе, что и наша колонка К-14, отнес отложения от 0 до 2 м к древнеазовским слоям, ниже которых (с 2 до 17 м) описаны киммерийско-куяльницкие отложения. По нашим данным радиоуглеродного определения возраста, донные отложения трех кернов К-16, К-18, К-14 (рис. 2.1), отобранных в том же районе, на протяжении от 0 до 220–280 см сложены новоазовскими осадками [Матишов и др., 2018б].

→ **Рис. 2.2.** Колонки донных отложений Азовского моря: 1 – обводненный глинистый ил; 2 – глинистый ил; 3 – заиленная ракуша; 4 – сильноизвестковистый глинистый ил; 5 – осадок смешанного типа (песчано-алевритово-илистый); 6 – песок мелко-среднезернистый заиленный; 7 – песчанистый алевритово-глинистый ил; 8 – песчано-глинистый мелкоалевритовый ил; 9 – алевритово-глинистый ил; 10 – алеврит песчанистый; 11 – раковины моллюсков; 12 – интервал отбора проб с возрастной датировкой; 13 – глубина залегания от уровня моря; 14 – мощность колонки; 15 – календарный возраст; 16 – инверсия возраста (по: [Матишов и др., 2018б])


-1
-2
-3
-4
-5
-6
-7
-8
-9
-10
-11
-12
-12,0
-13
-14
-15
-16
80
370 ±130
720 ±80*
K-23
K-14
K-97
K-16
K-133
K-155
K-27
K-75
K-90
K-79
K-115
K-86
K-18
K-43
K-44
K-45
Tz-VI
Tz-V
Tz-I
St-1
Tz-VII
м

2.1.1. Видовое разнообразие диатомовых водорослей из колонок донных отложений Азовского моря

В результате анализа отложений, возраст которых составляет от современности до 6,5 тыс. лет назад, были выявлены 87 таксонов диатомовых водорослей (рангом ниже рода) из 38 родов (табл. 2.2). Помимо этого, в колонках периодически встречаются покоящиеся споры динофитовых водорослей (Dinophyta), стоматоцисты золотистых водорослей (Chrysophyta) и *Ebria tripartita* (J. Schumann) Lemmermann (Chrysophyta).

Видовое разнообразие диатомовых водорослей из рода *Actinocyclus*

Как было показано ранее [Ковалева и др., 2015, 2017а], увеличение численности створок *Actinocyclus octonarius* указывает на расширение в Азовском море более мелководных акваторий, что подтверждается наибольшим разнообразием разновидностей A. octonarius и переходных форм между ними именно

Таблица 2.2. Видовой состав диатомовых водорослей из колонок донных отложений Азовского моря

№	Род, вид, вариетет, автор описания вида	Отношение к солености
	Bacillariophyta	
1	*Achnanthes* sp.	–
2	*Actinocyclus octonarius* var. *crassus* (W.Sm.) Hendey	морской
3	*Actinocyclus octonarius* var. *intermedius* (Grunow) Kozyrenko	солоноватоводно-морской
4	*Actinocyclus octonarius* var. *octonarius* Ehrenberg	солоноватоводно-морской
5	*Actinocyclus octonarius* var. *sparsus* (Greg.) Hendey	морской
6	*Actinocyclus octonarius* var. *tenellus* (Bréb.) Hendey	солоноватоводно-морской
7	*Actinocyclus octonarius* var. *ralfsii* (W. Smith) Ralfs	солоноватоводно-морской
8	*Actinocyclus octonarius* Ehrenb. var. *tonsura* Kovaleva et Gogorev	солоноватоводный
9	*Actinocyclus pseudopodolicus* Kovaleva et Gogorev	солоноватоводный
10	*Actinoptychus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg	морской
11	*Amphora pediculus* (Kützing) Grunow	пресноводный
12	*Amphora* sp.	–
13	*Aulacoseira granulata* (Ehrenberg) Simonsen	пресноводный
14	*Campylodiscus daemelianus* Grunow	солоноватоводно-морской
15	*Chaetoceros ceratosporus* Ostenfeld	морской
16	*Chaetoceros fallax* Prosckina-Lavrenko	морской
17	*Chaetoceros holsaticus* F. Schütt (споры)	морской
18	*Chaetoceros lorenzianus* Grunow (споры)	морской
19	*Chaetoceros paulsenii* Ostenfeld (споры)	морской
20	*Chaetoceros rigidus* Ostenfeld (споры)	морской
21	*Chaetoceros simplex* Ostenfeld	морской
22	*Chaetoceros* sp. (споры)	–
23	*Cocconeis pediculus* Ehrenberg	пресноводный
24	*Cocconeis placentula* Ehrenberg	пресноводный
25	*Cocconeis placentula* var. *euglypta* (Ehrenberg) Grunow	пресноводный

Продолжение таблицы 2.2

№	Род, вид, вариетет, автор описания вида	Отношение к солености
26	*Coscinodiscopsis jonesiana* (Greville) E.A. Sar & I. Sunesen (= *Coscinodiscus jonesianus* (Greville) Ostenfeld)	морской
27	*Coscinodiscus gigas* Ehrenberg	морской
28	*Coscinodiscus janischii* A. Schmidt	морской
29	*Coscinodiscus radiatus* Ehrenberg	морской
30	*Coscinodiscus* sp.	–
31	*Craticula halophila* (Grunow) D.G. Mann (= *Navicula halophila* (Grunow) Cleve)	солоноватоводный
32	*Cyclotella atomus* Hustedt	пресноводный
33	*Cyclotella meneghiniana* Kützing	солоноватоводно-морской
34	*Cyclotella tuberculata* Makarova & Loginova	пресноводный
35	*Diatoma tenuis* C. Agardh (= *Diatoma elongata* var. *tenuis* (C.Agardh) Van Heurck)	пресноводный
36	*Diploneis bombus* (Ehrenberg) Ehrenberg	морской
37	*Diploneis didyma* (Ehrenberg) Ehrenberg	солоноватоводно-морской
38	*Diploneis elliptica* (Kützing) Cleve	солоноватоводно-морской
39	*Diploneis* sp.	–
40	*Ditylum brightwellii* (T. West) Grunow	морской
41	*Fragilaria* sp.	–
42	*Gomphonema intricatum* var. *pumila* f. *minutissima* Manguin	–
43	*Grammatophora marina* (Lyngbye) Kützing	морской
44	*Gyrosigma* sp.	–
45	*Gyrosigma strigilis* (W. Smith) J.W. Griffin & Henfrey	солоноватоводный
46	*Halamphora coffeiformis* (C. Agardh) Levkov (= *Amphora coffeiformis* (C. Agardh) Kützing)	солоноватоводно-морской
47	*Luticola mutica* (Kützing) D.G. Mann (= *Navicula mutica* Kützing)	солоноватоводный
48	*Lyrella lyra* (Ehrenberg) Karajeva	морской
49	*Mastogloia pusilla* Grunow	солоноватоводно-морской
50	*Navicula digitoradiata* (W. Gregory) Ralfs	солоноватоводно-морской
51	*Navicula pontica* (Mereschkowsky) A. Witkowski, M. Kulikovskiy, E. Nevrova & Lange-Bertalot	морской
52	*Navicula rhynchocephala* Kützing	солоноватоводно-морской
53	*Navicula rhynchocephala* var. *orientalis* (Kisseleva) Kisselev	морской
54	*Navicula* sp.	–
55	*Navicula tenella Brébisson ex Kützing* (= *Navicula radiosa* var. *tenella* (Brébisson ex Kützing) Van Heurck)	пресноводный
56	*Nitzschia recta* Hantzsch ex Rabenhors	солоноватоводно-морской
57	*Nitzschia sigma* (Kützing) W.Smith	солоноватоводный
58	*Nitzschia* sp.	–
59	*Opephora marina* (Gregory) Petit	морской

Окончание таблицы 2.2

№	Род, вид, вариетет, автор описания вида	Отношение к солености
60	*Pinnularia microstauron* (Ehrenberg) Cleve	пресноводный
61	*Podosira* sp.	–
62	*Shionodiscus oestrupii (*Ostenfeld) A.J. Alverson, S.-H. Kang & E.C. Theriot (= *Thalassiosira oestrupii* (Ostenfeld) Hasle)	морской
63	*Skeletonema costatum* (Greville) Cleve	солоноватоводно-морской
64	*Srauroneis* sp.	–
65	*Staurosira construens* Ehrenberg (= *Fragilaria construens* (Ehrenberg) Grunow)	пресноводный
66	*Staurosirella martyi* (Héribaud-Joseph) E.A. Morales & K.M. Manoylov (= *Opephora martyi* Héribaud-Joseph)	солоноватоводно-морской
67	*Stephanodiscus astraea* (Kützing) Grunow	пресноводный
68	*Stephanodiscus hantzschii* Grunow	солоноватоводно-морской
69	*Surirella minuta* Brébisson ex Kützing (= *Surirella ovata* Kützing)	пресноводный
70	*Surirella ovalis* Brébisson	пресноводный
71	*Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Mereschkowsky	морской
72	*Thalassiosira aculeata* Proshkina-Lavrenko	солоноватоводно-морской
73	*Thalassiosira allenii* Takano	морской
74	*Thalassiosira* cf. *proschkinae* I.V. Makarova	морской
75	*Thalassiosira azovica* Gogorev et Kovaleva	солоноватоводный
76	*Thalassiosira baltica* (Grunow) Ostenf.	солоноватоводный
77	*Thalassiosira decipiens* (Grunow) E.G. Jørg.	солоноватоводный
78	*Thalassiosira eccentrica* (Ehrenb.) Cleve	морской
79	*Thalassiosira hyalina* (Grunow) Gran	морской
80	*Thalassiosira incerta* Makarova	солоноватоводный
81	*Thalassiosira mediterranea* (Schröd.) Hasle	морской
82	*Thalassiosira parva* Proshkina-Lavrenko	морской
83	*Thalassiosira subsalina* Proshkina-Lavrenko	морской
84	*Tryblionella debilis* Arnott ex O'Meara	солоноватоводно-морской
85	*Tryblionella levidensis* W. Smith	морской
86	*Tryblionella punctata* var. *coarcta* (Grunow) Diog-Ramos	морской
87	*Tryblionella punctata* W. Smith	солоноватоводно-морской
88	*Tryblionella tryblionella* (Hantzsch) Prochazka	пресноводный
	Прочие	
89	**Dinophyta** (покоящиеся стадии)	морской
90	**Chrysophyta** (стоматоцисты)	–
91	*Ebria tripartita* (J. Schumann) Lemmermann (=*Dictyocha tripartite J. Schumann*)	солоноватоводно-морской

Примечание. Таксономическое название вида приведено в соответствии с базой данных AlgaeBase [Guiry, Guiry, 2019]. Знак «=» означает синоним вида, который использовался для вида ранее.

в период фанагорийской регрессии, продолжающейся, по нашим данным, от 3000 до 1800 ± 100 лет назад. Численность створок *A. octonarius* в периоды понижения уровня моря составляла от 40 до 80 % относительной численности створок диатомовых в препарате. Сделано предположение, что встречаемость тех или иных разновидностей *A. octonarius* может играть индикаторную роль, указывая на существенные изменения экологических условий в водоеме. Для этого была предпринята попытка более подробно изучить представителей рода *Actinocyclus* Ehrenb в донных отложениях Азовского моря методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ).

В результате этих исследований описаны новые для науки вид *A. pseudopodolicus* Kovaleva et Gogorev и разновидность *A. octonarius* var. *tonsura* Kovaleva et Gogorev [Гогорев и др., 2018], а также получены новые данные по морфологии 7 внутривидовых таксонов *A. octonarius*, наиболее разнообразного вида диатомовых водорослей, широко представленного в голоценовых осадках Азовского моря

Анализ морфологических признаков у разновидностей *Actinocyclus octonarius* и у нового вида *Actinocyclus pseudopodolicus* показывает следующее. По размерам створки можно отметить две группы: с более мелкими створками (разновидности *tenellus*, *intermedius* и *crassus*, за исключением данных Ф. Хустедта [Hustedt, 1929] по var. *crassus*) и более крупными (разновидности *ralfsii*, *tonsura* и *A. pseudopodolicus*). Наиболее широкий диапазон размерности у var. *octonarius* позволяет относить ее к обеим группам, причем, по оригинальным данным, в отложениях Азовского моря представлена мелкоразмерная разновидность. У var. *sparsus*, по литературным сведениям, относительно мелкие створки, что противоречит полученным нами данным [Гогорев и др., 2018].

Наиболее противоречивая картина выявлена по признаку частота ареол на створке. У разновидностей *intermedius*, *crassus*, *sparsus*, *tonsura* частота варьирует несильно, а оригинальные данные фактически совпадают с литературными. Другая группа включает var. *octonarius* и *A. pseudopodolicus*, у которых широкий диапазон числа ареол в 10 мкм. При этом для *A. octonarius* var. *octonarius*, по нашим данным, характерно среднее число ареол – 8–10 в 10 мкм, по литературным – меньше, в среднем 6–8 ареол. Отдельно следует рассматривать разновидности *crassus* и *ralfsii*, для которых полученные нами данные противоречат практически всем литературным источникам [Гогорев и др., 2018].

По признаку число пучков ареол на створке мы поддерживаем положение А.И. Прошкиной-Лавренко [1963] в отношении var. *tenellus*, согласно которому с увеличением диаметра створки растет и число пучков. Возможно, эта концепция относится ко всем внутривидовым таксонам *Actinocyclus octonarius*, но на текущий момент данные для подтверждения этой версии отсутствуют. Можно утверждать, что только створки var. *tenellus* обладают малым числом пучков, а у разновидности *crassus* и *intermedius* отмечены средние стабильные показатели. Большинство разновидностей характеризуются широким диапазоном пучков, причем для var. *sparsus* оригинальные данные [Гогорев и др., 2018] не совпадают с литературными.

Для определения ширины прикраевой зоны створки, где ареолы часто более мелкие и, как правило, расположены более густо, необходимы СЭМ-исследования. Светомикроскопические данные, имеющиеся в основной части литературных источников, критично противоречат оригинальным, полученным для разновидностей *octonarius* и *crassus*. Тем не менее разновидности *A. octonarius* можно условно разделить на две группы: с узкой (var. *octonarius*, var. *ralfsii*, var. *sparsus*) и широкой прикраевой зоной (var. *tenellus*, var. *tonsura* и *A. pseudopodolicus*). Связанный с прикраевой зоной признак частота ареол в прикраевой зоне и включительно на загибе створки является более или менее постоянным и характеризуется совпадающим диапазоном для исследованных таксонов [Гогорев и др., 2018].

Два важных, на наш взгляд, диагностических показателя, связанных с частотой и расположением двугубых выростов, определяются, как и предыдущий признак, только с использованием СЭМ. Вследствие этого литературные сведения по ним скудные. Такой признак, как наличие и характер аннулюса, по-видимому, вариабельный. Для var. *tenellus* сообщают, что в культуре аннулюс сильно изменчив, при этом частоту ареол на створке относят к стабильным признакам [Villareal, Fryxell, 1983]. По нашим данным [Гогорев и др., 2018] можно утверждать, что аннулюс всегда характерен для *A. octonarius* var. *crassus*, var. *intermedius*, var. *sparsus*, var. *tonsure* и *A. pseudopodolicus* и всегда отсутствует у *A. octonarius* var. *tenellus*. При этом размер, форма и наличие ареол на аннулюсе весьма изменчивы даже в пределах одного таксона.

Несмотря на существенное дополнение полученных данных в морфологию *A. octonarius*, наличие переходных форм между разновидностями вида и новым видом *A. pseudopodolicus* не снимает вопрос о разграничении внутривидовых таксонов путем выделения четких диагностических признаков, а также уточнения их таксономической принадлежности. Для решения последнего необходимы новые данные, полученные с использованием СЭМ из более широкого круга географических районов.

Ниже приведены подробные таксономические описания видов и разновидностей, с указанием места нахождения в Азовском море.

***Actinocyclus octonarius* Ehrenb., 1838, Die Infusionsthierchen als vollkommene Organismen, Leipzig: 172, pl. 21, fig. 7.**

≡*Actinocyclus octonarius* Ehrenb., 1837, Ber. Bekanntm. Verh. Königl. Preuss. Akad. Wiss. Berlin: 61, nom. nud.

Створки плоские или слабо выпуклые. Загиб створки большой, плавно загнутый. Ареолы в радиальных рядах, в отчетливых пучках, разделенных резко выраженными длинными штрихами (рядами), 6–12 ареол в 10 мкм. Пучки выделяются гиалиновыми полосками соседних более коротких рядов. Ареолы в широкой прикраевой зоне более мелкие и более плотно расположенные. Форамены ареол мелкие, округлые, окружены валиком. Крибрум ареол небольшой, из концентрически расположенных пор (от 16 до 21 поры). Аннулюс (центральное гиалиновое поле) гладкий или с несколькими беспорядочно расположенными ареолами. Двугубые выросты на конце ареолярных рядов, на наружной поверхности в виде отверстия, на внутренней – в виде крупной трубки (наковальни), до 2,5 мкм высотой и 3 мкм шириной. Крупный ложный узелок на границе загиба или прикраевой зоны и лицевой поверхности створки. Солоноватоводно-морской (эвригалинный) вид, космополит.

***Actinocyclus octonarius* Ehrenb. var. *octonarius* – фототаблица I, 1–6; фототаблица II, 1–8.**

Створки 52–85 мкм в диаметре. В пучках ряды ареол параллельны среднему ряду. Число пучков 11–24. Ареол 6–12 в 10 мкм. Аннулюс округлый, с рассеянными ареолами или отсутствует. Прикраевая зона широкая, ⅕ –¼ радиуса створки, ареол 16–20 (25) в 10 мкм. Двугубые выросты 0,6–1,2 в 10 мкм, между ними 10–12 мкм. Ложный узелок до 2,2 мкм в диаметре.

Местонахождение: новоазовские отложения – повсеместно на всей акватории Азовского моря, встречаемость: нередко – часто; древнеазовские отложения – повсеместно на всей акватории моря и залива, встречаемость: единично – нередко.

***Actinocyclus octonarius* Ehrenb. var. *crassus* (W. Sm.) Hendey, 1954, J. Mar. Biol. Assoc. U.K., 33: 557. – Фототаблица III, 1, 2.**

Створки 42–68 мкм в диаметре. Пучки слабозаметные, их число 10–17. Ареол 10–11 в 10 мкм. Аннулюс неправильно-округлый с отдельными ареолами. Прикраевая зона очень широкая, ⅖ – ½ радиуса створки, ареол 17 в 10 мкм. Двугубые выросты 0,7–1,0 в 10 мкм, между ними 7–13 мкм. Ложный узелок до 1,5 мкм в диаметре.

Отличие разновидности в нашем материале [Гогорев и др., 2018] от протолога (Smith, 1853) наблюдается только в большем размере створок (42–68 против 28–53 мкм). От данных Т.Ф. Козыренко [Диатомовые водоросли … 2008] отличается также большим диаметром створок, более широкой прикраевой зоной и большей частотой ареол (10–11 против 8–10 в 10 мкм).

Местонахождение: новоазовские отложения, повсеместно на всей акватории моря, встречаемость: единично.

Морская бореально-тропическая разновидность.

***Actinocyclus octonarius* Ehrenb. var. *intermedius* (Grunow) Kozyrenko, 2008, Диатомовые водоросли России и сопредельных стран. Ископаемые и современные, 2(5): 26. – Фототаблица III, 4–9.**

Створки плоские, 38–67 мкм в диаметре. Аннулюс небольшой, четко ограничен 1–3 кольцами ареол от краевых рядов. Число пучков ареол 10–17. Ареолы в правильных радиальных рядах, 7–9 в 10 мкм. Аннулюс небольшой, округлый, с отдельными ареолами или незаметный. Прикраевая зона узкая или невыраженная, ареол 15–18 в 10 мкм. Двугубые выросты 0,7–0,9 в 10 мкм, между ними 11–15 мкм. Ложный узелок 0,8 мкм в диаметре.

Местонахождение: новоазовские отложения, повсеместно на всей акватории моря, встречаемость: единично – очень редко.

***Actinocyclus octonarius* Ehrenb. var. *ralfsii* (W. Sm.) Hendey, 1954, J. Mar. Biol. Assoc. U.K., 33: 557. – Фототаблица IV, 1–8; фототаблица V, 1–6.**

Створки 60–123 мкм в диаметре. В пучках боковые ряды ареол укорочены на определенном расстоянии от края створки и образуют отчетливые концентрические зоны. Число пучков 20–37, ареол в рядах 8–11 в 10 мкм. Аннулюс неправильно-округлый с рассеянными ареолами или незаметный. Прикраевая зона узкая, до $^{1}/_{10}$ радиуса створки, ареол 13–17 (18) в 10 мкм. Двугубые выросты 0,9–1,4 в 10 мкм, между ними 10–14 мкм. Ложный узелок закрытый с внутренней поверхности или со сквозным овальным отверстием 1,8 мкм в диаметре, окруженным гиалиновым кантом, 3–4,1 мкм в диаметре.

Отличие разновидности в нашем материале [Гогорев и др., 2018] от протолога (Smith, 1856) проявляется в большем размере створок (60–123 против 46–107 мкм). Соответствует данным Т.Ф. Козыренко [Диатомовые водоросли … 2008] по диаметру створок.

Местонахождение: новоазовские отложения, на всей акватории моря, встречаемость: часто – в массе; древнеазовские отложения, повсеместно на всей акватории моря, нередко – часто.

Солоноватоводно-морская (эвригалинная) разновидность, космополит.

***Actinocyclus octonarius* Ehrenb. var. *sparsus* (Greg.) Hendey, 1954, J. Mar. Biol. Assoc. U.K., 33: 557. – Фототаблица VI, 1–7.**

Створки 71–100 мкм в диаметре. В пучках ряды ареол сильно укороченные, вследствие чего

аннулюс большой, неопределенной формы и почти бесструктурный. Число пучков 21–25, ареол в рядах (7) 9–11 (12) в 10 мкм. Прикраевая зона узкая, до ⅛ радиуса створки, ареол 16–17 в 10 мкм. Двугубые выросты 0,8–1,3 в 10 мкм, между ними 6–11 мкм.

Отличие разновидности в нашем материале [Гогорев и др., 2018] от протолога [Gregory, 1857] выражается в большем размере створок (71–100 против 48–89 мкм) и числе пучков ареол (21–25 против 12–18).

Местонахождение: новоазовские отложения, на всей акватории моря, единично.

Морская разновидность, космополит.

***Actinocyclus octonarius* Ehrenb. var. *tenellus* (Bréb.) Hendey, 1954, J. Mar. Biol. Assoc. U.K., 33: 557. – Фототаблица VII, 1–10.**

Створки мелкие, плоские, 30–53 мкм в диаметре, аннулюс не выражен. Число пучков ареол 5–9, ареол в рядах 7–10 в 10 мкм. Крайние ряды ареол в пучках изогнутые. Прикраевая зона от узкой до широкой, до ¼ радиуса створки, ареол 16–20 в 10 мкм. Двугубые выросты 0,5–1 в 10 мкм, между ними 12–17 мкм.

Местонахождение: новоазовские отложения, на всей акватории моря, встречаемость: часто; древнеазовские отложения – на всей акватории моря и залива, встречаемость: нередко – часто.

Солоноватоводно-морская (эвригалинная) разновидность, космополит.

***Actinocyclus octonarius* Ehrenb. var. *tonsura* Kovaleva et Gogorev, 2018, Novosti Sist. Nizsh. Rast. 52 (1): 33–61. – Фототаблица VIII, 1–11; фототаблица IX, 1–6.**

Створки концентрически волнистые, 80–125 (151) мкм в диаметре. На ½ – ⅘ радиуса от центра створки (иногда на границе прикраевой и лицевой поверхности) расположено более или менее заметное гиалиновое кольцо. Пучки ареол нечеткие, ареол в рядах (7) 8–10 (12) в 10 мкм. Аннулюс небольшой, неопределенно овальной формы, гладкий или с группой ареол. Прикраевая зона очень широкая, ⅕ – ⅓ радиуса створки, ареол 16–18 в 10 мкм. Двугубые выросты 0,9–1,2 в 10 мкм, между ними (7) 9–11 (18) мкм; иногда двугубые выросты расположены неравномерно, не в одном кольце, а в шахматном порядке. Ложный узелок на наружной поверхности в виде отверстия до 2 мкм в диаметре, на внутренней – в виде гиалиновой впадины.

Местонахождение: ископаемая разновидность, голоценовые отложения Азовского моря, новоазовские слои, единично – нередко.

***Actinocyclus pseudopodolicus* Kovaleva et Gogorev, 2018, Novosti Sist. Nizsh. Rast. 52(1): 33–61. – Фототаблица X, 1–6; фототаблица XI, 1–8; фототаблица XII, 1–7.**

Створки плоские, 51–127 мкм в диаметре. Загиб створки небольшой. Пучки ареол отчетливые, слабо изогнутые, разделены резко выраженными длинными гиалиновыми полосками, число пучков 19–33, ареол в рядах 8–13 в 10 мкм. Форамены ареол мелкие, округлые, с утолщенным краем. Аннулюс четко выраженный, изменчивый в размере, неопределенно овальной формы, с несколькими рассеянными или концентрически расположенными ареолами. Прикраевая зона широкая, ⅛ – ¼ радиуса створки, ареолы несколько более мелкие и более плотно расположенные, 14–20 в 10 мкм. Двугубые выросты на границе лицевой части и загиба створки, на наружной поверхности в виде отверстия, на внутренней – в виде небольшой трубки с щелью, ориентированной тангентально или перпендикулярно радиусу, 0,7–1,1 выроста в 10 мкм, между ними 9–14 мкм. Ложный узелок небольшой, до 1,7 мкм в диаметре, между двумя двугубыми выростами.

Местонахождение: ископаемая разновидность, голоценовые отложения Азовского моря, новоазовские слои, единично – нередко.

Видовое разнообразие диатомовых из рода *Thalassiosira*

Период максимального повышения уровня Азовского моря в середине голоцена соотносится с периодом накопления древнеазовых слоев (~ 6,5–3,1 тыс. лет назад) и характеризуется (в сравнении с новоазовскими) видовым разнообразием представителей диатомовых водорослей из морского рода *Thalassiosira* Cleve. В связи с этим была предпринята попытка изучить методом сканирующей электронной микроскопии морфологию диатомовых рода *Thalassiosira* из ново- и древнеазовских отложений [Гогорев, Ковалева, 2017].

Ниже приведены таксономические описания и иллюстрации 9 таксонов диатомовых из рода *Thalassiosira*.

***Thalassiosira aculeata* Proshk.-Lavr. 9 (Прошкина-Лавренко, 1956, Бот. матер. Отд. спор. раст., 11: 59). – Фототаблица XIII, 6, 7.**

Створки слабо выпуклые, 35–36 мкм в диаметре. Ареолы в линейно-тангенциальных рядах, 10–12 в 10 мкм. Форамены ареол некрупные, округлые. Выросты с опорами в 1 краевом кольце, 2,5–3 выроста в 10 мкм, на наружной поверхности в виде длинных трубок, до 1,4 мкм длиной. Двугубый вырост один, в кольце краевых выростов.

Нам удалось изучить створки вида только с наружной поверхности. Полученные данные соответствуют первоописанию вида, за исключением меньшей частоты краевых выростов (2,5–3 против 4–4,5 выростов в 10 мкм). При изучении вида с помощью электронной микроскопии [Макарова, 1988] частота краевых выростов была расширена до 3–5 выростов в 10 мкм.

Местонахождение: древнеазовские отложения, колонка St-1 (слой 166–170 см), единично.

Вероятно, азово-каспийский эндемик, солоноватоводный вид. Указан в плиоценовых отложениях в окрестностях г. Уральска (Зап. Казахстан) [Купцова, 1957]

***Thalassiosira allenii* Takano, 1965, Bull. Tokai Reg. Fish. Res. Lab., 38: 4. – Фототаблица XIII, 1–3.**

Створки 15 мкм в диаметре, с низким загибом. Ареолы в радиальных рядах, 20–24 в 10 мкм. Крибрум ареол мелкий, различного размера, из 4–15 крибральных пор. Выросты с опорами на внутренней поверхности в виде коротких трубок: 1 центральный, с 3 сопутствующими порами, и расположенные в краевом кольце на загибе створки 5–6 выростов в 10 мкм, с 4 сопутствующими порами. Двугубый вырост один, в краевом кольце выростов, на внутренней поверхности щель выроста направлена радиально.

Полученные данные [Гогорев, Ковалева, 2017] согласуются с первоописанием вида, несколько шире диапазон частоты ареол на створке. Ранее *T. allenii* для Азовского моря не указывался, из близлежащих мест известен из Адриатического [Макарова, 1977], Эгейского [Hasle, 1978] и Черного морей [BSPC … 2014].

Местонахождение: новоазовские отложения, колонка К-75 (слой 0–5 см), единично.

Широко распространенный бореально-тропический морской вид. В ископаемом состоянии не отмечен. Впервые указан для Азовского моря и России [Гогорев, Ковалева, 2017].

***Thalassiosira azovica* Gogorev et Kovaleva, 2017, Novosti Sist. Nizsh. Rast. 51: 37–56. – Фототаблица XIV, 3–7.**

Створки 38–41 мкм в диаметре, с низким загибом. Ареолы в радиальных рядах с тенденцией к образованию пучков, 6–10 в 10 мкм, на загибе створки около 18 в 10 мкм. Форамены ареол крупные, округлые, крибрум от округлого до вытянутого эллипсоидного, 10–12 крибральных пор в 1 мкм. Выросты с опорами с 4 сопутствующими порами: 3 и более центральных выроста, рассеянных на лицевой поверхности и редко расположенных в краевом кольце, 1,2–2,5 выроста в 10 мкм; на наружной поверхности краевые выросты в виде невысоких трубочек, обычно возле них 1–2 вытянутые ареолы, рассеянные и центральные выросты в виде мелких отверстий; на внутренней поверхности все выросты в виде низких трубочек. Двугубый вырост один в кольце выростов, на внутренней поверхности в виде слабо приплюснутой трубки, щель выроста направлена радиально.

Основное отличие нового вида от других заключается в наличии рассеянных на поверхности створки выростов с опорами (у *T. latimarginata*, *T. poroseriata* и *T. trifulta* обнаружены только центральные и краевые выросты). Новый вид сходен с *T. latimarginata* по диаметру створок и числу ареол и краевых выростов в 10 мкм, отличается в расположении ареол на створке и наличием 4 сопутствующих пор у выростов.

Отличия в морфометрии *T. azovica* и *T. poroseriata* проявляются в разной частоте ареол на створке, виды сходны в числе центральных и краевых выростов, но у первого вида диапазон центральных выростов значительно уже, чем у второго.

Сходство *T. azovica* и *T. trifulta* отмечено в размерном диапазоне створок и частоте краевых выростов, отличия проявляются в большей частоте ареол у *T. azovica* и наличием 4 сопутствующих пор у выростов.

Местонахождение: ископаемый вид, колонки голоценовых отложений К-75 (65–95 см) и St-1 (115–119 см), древне- и новоазовские слои, единично – редко.

***Thalassiosira baltica* (Grunow) Ostenf., 1901, Nytt Mag. Naturvidensk., 39: 290. – Фототаблица XV, 1–3.**

Створки 19–21 мкм в диаметре, с высоким загибом. Ареолы в радиальных рядах, образующих пучки, 18–19 в 10 мкм. Форамены ареол мелкие, округлые, крибрум округло-неправильной формы с 20 крибральными порами в 1 мкм. Выросты с опорами на внутренней поверхности в виде очень низких трубочек, с 4 сопутствующими порами: 2–7 выростов в 1 центральном кластере и многочисленные в 2 краевых кольцах – одно на загибе створки, второе на границе лицевой части и загиба, 5–7 выростов в 10 мкм. Краевые выросты на наружной поверхности в виде крупных конусовидно расширенных трубок, центральные выросты не имеют наружной части или в виде едва заметно выступающих трубочек. Двугубых выростов два, расположены слегка отступя от кольца краевых выростов почти напротив друг друга, на наружной поверхности в виде длинной трубки до 2,8 мкм длиной, на внутренней поверхности щель выроста направлена радиально или тангентально.

Полученные данные [Гогорев, Ковалева, 2017] отличаются от протолога [Cleve, Grunow, 1880] меньшим диаметром (19–21 мкм против 30–80), большей частотой ареол на створке (18–19 в 10 мкм против 12–14) и краевых выростов (5–7 в 10 мкм против 2–5), но согласуются с расширенным описанием вида по СЭМ-исследованиям типового материала [Макарова, 1988]: отличие от данных И.В. Макаровой только в меньшем числе крибральных пор в 1 мкм (20 против 24).

Местонахождение: новоазовские отложения, единично – редко.

Бореальный солоноватоводный вид. Отмечены многочисленные ископаемые находки от миоцена до голоцена на территории от р. Урал до Швеции.

***Thalassiosira decipiens* (Grunow) Hasle ex Gogorev, 2017. – Фототаблица XVI, 1–9; фототаблица XVII, 1–6; фототаблица XVIII, 1–4.**

≡*Thalassiosira decipiens* (Grunow) E.G. Jørg. sensu Hasle, 1979, Bacillaria, 2: 88.

Non *Thalassiosira decipiens* (Grunow ex Van Heurck) E.G. Jørg., 1905, Bergens Mus. Skr., 7: 96.

Панцирь гетеростворчатый: одна створка выпуклая, другая вогнутая или плоская с вогнутым центром. Створки 15–34 мкм в диаметре, с низким или умеренно высоким наклонным загибом. Ареолы в радиальных рядах с образованием пучков, 9–13 ареол в 10 мкм; иногда наблюдаем центральную розетку из 1–4 крупных ареол, на загибе створки ареолы более мелкие, (18)20–35(45) в 10 мкм. Форамены ареол округлые, крупные и мелкие, крибрум неправильно-округлой формы, 16–20 крибральных пор в 1 мкм. Выросты с опорами: 1 центральный или субцентральный вырост с 3–4 сопутствующими порами и выросты, расположенные в 1 краевом кольце на загибе створки с 4 сопутствующими порами, 4–6 (7) в 10 мкм; центральный вырост на наружной поверхности в виде мелкого отверстия, краевые в виде невысоких конических трубок; на внутренней поверхности выросты в виде низких трубок. Двугубый вырост один, расположен в кольце краевых выростов или чуть отступя от него, посередине между двумя выростами, на наружной поверхности в виде утолщенной трубки, на внутренней поверхности щель выроста направлена радиально, редко тангентально.

Полученные данные [Гогорев, Ковалева, 2017] согласуются с расширенным описанием вида, основанном на изучении типового материала [Fryxell, Hasle, 1979], за исключением частоты ареол на загибе створки: 20–30 в 10 мкм в нашем материале против 10–15. Судя по многочисленным литературным данным, этот признак является весьма изменчивым и число ареол на загибе может меняться от 10 до 28.

Местонахождение: ново- и древнеазовские отложения, повсеместно, часто.

Бореальный солоноватоводный вид. В ископаемом состоянии ранее не отмечен.

***Thalassiosira eccentrica* (Ehrenb.) Cleve (1904, Bull. Résult. Acquis Pendant Crois. Périod.: 216) emend. G.A. Fryxell et Hasle, 1972, J. Phycol., 8(4): 300. – Фототаблица XVIII, *5, 6*; фототаблица XIX, *1–8*.**

Створки 31–60 мкм в диаметре, с низким загибом. Ареолы в тангенциальных и рядах с образованием пучков, 6–9 в 10 мкм, на загибе створки 15–18 в 10 мкм. Форамены ареол крупные, округлые, крибрум округлый, из множественных крибральных пор, 15–17 в 1 мкм. Выросты с опорами: 1 центральный, равномерно разбросанные на лицевой поверхности створки и расположенные в 2 краевых кольцах – одно на загибе створки, второе на границе лицевой поверхности и загиба, 3–7 выростов в 10 мкм; на наружной поверхности краевые выросты в виде небольших конусовидных трубок, рассеянные на лицевой поверхности выросты в виде мелких отверстий, без наружной части; на внутренней – в виде низких трубочек. У краевых выростов 4 сопутствующие поры, у разбросанных – (3) 4–5 пор. Двугубый вырост один, в краевом кольце выростов, на наружной поверхности в виде утолщенной трубки, на внутренней поверхности в виде широкой сплющенной трубки, щель выроста ориентирована радиально. На лицевой поверхности створки часто встречаются неареолированные гиалиновые участки, обычно округлые, 2–7 мкм в диаметре.

Полученные данные [Гогорев, Ковалева, 2017] полностью соответствуют расширенному и уточненному описанию вида, приведенному G. Fryxell, G. Hasle [1972] по результатам изучения типового материала вида.

Местонахождение: ново- и древнеазовские отложения, повсеместно, единично – часто.

Широко распространенный морской вид, космополит. Описан как ископаемый вид, указан от палеоцена до четвертичного периода на территории Северного полушария.

***Thalassiosira incerta* I.V. Makarova (Макарова, 1961, Бот. матер. Отд. спор. раст., 14: 50). – Фототаблица XX, 1–9.**

Створки плоские, 26–29 (30) мкм в диаметре, с очень низким загибом. Ареолы в линейно-тангенциальных и радиальных рядах с тенденцией к образованию пучков, 10–(11) 15 ареол в 10 мкм. Форамены ареол крупные, округло-шестиугольной формы, крибрум большой, округло-неправильной формы, до 15 крибральных пор в 1 мкм. Выросты с опорами: 4–6 центральных выростов с 3–4 сопутствующими порами вокруг центральной ареолы и расположенные в краевом кольце, с 4 сопутствующими порами, 4–5 выростов в 10 мкм; на внутренней поверхности в виде мелких низких трубочек. Двугубый вырост один, чуть отступает от кольца краевых выростов, на внутренней поверхности в виде низкой уплощенной трубки, расположенной на небольшом бугорке, щель выроста ориентирована радиально.

Местонахождение: новоазовские отложения, повсеместно, редко – очень часто; древнеазовские отложения, колонка Tz-VII – часто.

Бореальный солоноватоводный вид. В ископаемом состоянии – древне- и новоазовские отложения Таганрогского залива [Ковалева, Назаренко, 2019] и новоазовские отложения открытой части Азовского моря.

***Thalassiosira mediterranea* (Schröd.) Hasle, 1972, Taxon, 21: 544. – Фототаблица XV, 4–6.**

Створки 13–14 мкм в диаметре, с низким загибом. Ареолы в радиально-тангенциальных рядах с образованием пучков, неясные в центре створки, 30–35 в 10 мкм. Крибрум ареол неправильной формы, из 1–9 крибральных пор в центре створки

и до 23 пор у края створки. Выросты с опорами: 4–5 в центральном (примерно на середине радиуса) кольце и расположенные в одном краевом кольце на загибе створки, 4–5 выростов в 10 мкм; на внутренней поверхности в виде невысоких трубочек, у центральных выростов более низкие трубочки. У центральных выростов 4–5 сопутствующих пор, у краевых – 4 поры. Двугубый вырост один, в кольце краевых выростов, на внутренней поверхности щель выроста ориентирована радиально.

Соответствует описанию и иллюстрациям *Thalassiosira stellaris* Hasle et Guillard [Fryxell, Hasle, 1977], являющегося синонимом *T. mediterranea*. Голотип *Thalassiosira stellaris* определен в качестве неотипа *T. mediterranea* [Hasle, 1990].

Местонахождение: новоазовские отложения, колонка К-75 (слой 0–5 см), редко.

Бореально-тропический морской вид. В ископаемом состоянии не отмечен. Указан впервые для Азовского моря и России.

***Thalassiosira* cf. *proschkinae* I.V. Makarova (Макарова и др., 1979, Ботан. журн., 64 (7): 922). – Фототаблица XIII, 4–5.**

Вид сходен с *Thalassiosira proschkinae* по размеру и расположению двугубого выроста, несколько отличается частотой ареол, частотой и числом краевых выростов.

Створки плоские, слегка вогнутые к центру, 7–10 мкм в диаметре, с умеренно высоким загибом. Ареолы в радиальных рядах, 19–21(25) ареол в 10 мкм, до 30 возле загиба створки. Форамены ареол крупные округло-неправильной формы, мелкие без постепенного уменьшения на периферии. Выросты с опорами: 1 центральный вырост с 2–3 сопутствующими порами возле центральной ареолы и расположенные в краевом кольце, 4–6,5 выростов в 10 мкм. Выросты на наружной поверхности слабо заметные, слегка возвышаются над поверхностью створки. Двугубый вырост один, ближе к центру створки, незаметный на наружной поверхности.

Местонахождение: новоазовские отложения, колонка К-75 (слой 0–5 см), единично.

Широко распространенный вид, вероятно, космополит. В ископаемом состоянии не отмечен.

Видовое разнообразие доминирующих видов из рода *Chaetoceros*

Представители рода *Chaetoceros* Ehrenb. играют особую роль в ископаемых диатомовых комплексах. Обобщение оригинальных и опубликованных данных позволило сделать вывод, что в морях, где спорообразующие виды этого рода широко представлены, большая концентрация покоящихся спор является показателем нестабильных гидрологогидрохимических условий водоемов, а также высокой продуктивности поверхностных вод.

Некоторые исследователи считают, что массовое формирование покоящихся спор указывает на финальную стадию развития альгологического сообщества в период наступления неблагоприятных условий [Hargraves, 1979; McQuoid et al., 2002]. В результате изучения эоценовых и миоценовых осадков Норвежского моря [Suto, 2006] было показано, что, если соотношение между насыщенностью видами других таксонов диатомовых водорослей и покоящимися спорами *Chaetoceros* имеет перевес в сторону спор, это указывает на нестабильные гидрологогидрохимические условия в водоеме. Аналогичные выводы были получены в результате диатомового анализа донных отложений из различных частей Балтийского моря. Было показано, что изменения условий окружающей среды провоцируют формирование спор [Risberg, 1990; Witkowski, 1994; Stachura-Suchoples et al., 1998; Westman, Sohlenius, 1999; Witak, 2000]. Другие исследователи полагают, что массовое развитие спор *Chaetoceros* в прибрежной зоне океанов (особенно в регионах апвеллинга) можно интерпретировать как индикатор очень большой продуктивности [Sancetta, 1982]. Экспериментальные данные [Hargraves, French, 1975], подтвержденные наблюдениями *in situ* [Kuwata, Takahashi, 1990], показали, что дефицит азота – критически важный фактор для формирования покоящихся спор *Chaetoceros*. Согласно некоторым авторам [Risberg, 1990; Stachura-Suchoples et al., 1998], наличие спор в донных отложениях связано именно с притоком биогенных элементов в водоем. Есть гипотеза, что приток соленой воды из Северного моря (с повышенным содержанием биогенов) привел к эвтрофикации южной Балтики во время существования Мастоглоевого моря (8,5–7,5 ka 14C BP) [Witkowski, 1994; Stachura-Suchoples at al., 1998; Witak at al., 2011].

Детальное изучение диатомовых водорослей из ново- и древнеазовских отложений Азовского моря показало, что с определенной периодичностью в этих отложениях отмечаются слои с высоким содержанием спор видов рода *Chaetoceros* [Ковалева и др., 2015]. Увеличение содержания покоящихся спор в отложениях маркирует этапы существования водоема, во время которых происходило усиление гидродинамической активности и повышение уровня моря [Ковалева и др., 2015, 2017а, 2017б]. Вероятно, это может также указывать и на увеличение продуктивности водоема.

Следует отметить, что в голоценовых отложениях Азовского моря практически отсутствуют вегетативные клетки представителей рода *Chaetoceros* [Ковалева и др., 2017б]. По-видимому, это связано с тем, что их хрупкий кремнеземный панцирь рас-

творяется в процессе осаждения. Имеющие более толстую кремнеземную оболочку покоящиеся споры показывают гораздо лучшую сохранность. К аналогичным выводам исследователи пришли в результате изучения голоценовых отложений Балтийского моря [Witak et al., 2011]. Кроме хорошей сохранности в тафоценозе, тяжелые споры быстрее осаждаются на дно, и химические процессы растворения в водной толще оказывают на них меньшее влияние.

При сопоставлении трансгрессивно-регрессивных этапов развития Азовского моря, полученных по материалам диатомового анализа, с кривой колебания уровня моря [Ковалева и др., 2015, 2017а] было отмечено существенное сходство результатов. Все зоны, выделенные нами по изменению видового состава диатомовых водорослей, соответствовали кривой изменения уровня моря. Особо следует отметить тесную корреляцию максимума трансгрессий со временем формирования осадков, в которых преобладают споры представителей рода *Chaetoceros*. Так, по нашим данным, максимальное (до 70–80 % от общей численности створок) содержание спор в новоазовских слоях соответствует времени нимфейской трансгрессии (1,7–1,5 тыс. л.н.). В древнеазовских отложениях содержание спор *Chaetoceros* не превышает 35–40 % (от общей численности створок), но хорошо коррелирует с началом новочерноморской трансгрессии [Ковалева и др., 2017а].

Идентификация представителей рода *Chaetoceros* по спорам затруднена из-за их сильной морфологической изменчивости. На данном этапе в донных отложениях Азовского моря среднего и позднеголоценового возраста идентифицировано только 7 видов [Ковалева и др., 2017б]: *Chaetoceros paulsenii* Ostenfeld, *Chaetoceros holsaticus* F. Schütt, *Chaetoceros ceratosporus* Ostenfeld, *Chaetoceros simplex* Ostenfeld, *Chaetoceros fallax* Prosckina-Lavrenko, *Chaetoceros lorenzianus* Grunow, *Chaetoceros rigidus* Ostenfeld (фототаблицы XXI–XXVII). Остальные представители *Chaetoceros* идентифицируются нами до рода и учитываются в качестве индикаторной группы в диатомовом анализе.

2.1.2. ЭКОЛОГО-ФЛОРИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДИАТОМОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ ИЗ КОЛОНОК ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗОВСКОГО МОРЯ

Периодически менявшиеся на протяжении древне- и новоазовского времени (последние 6 тыс. лет)[1] климатические и, соответственно, гидрологические условия нашли отражение в последовательной смене доминирующих видов микроводорослей. Для достоверных результатов диатомового анализа древне- и новоазовских отложений чрезвычайно важно выделить виды, маркирующие смену экологических условий в море (соленость, повышение или снижение уровня моря и пр.).

Для анализа особенностей смены флористических комплексов диатомовых водорослей в донных отложениях остановимся на подробном описании видового состава из двух колонок: Tz-VII (центральная часть Таганрогского залива, см. рис. 2.1) и St-1 (центральная часть Азовского моря, см. рис. 2.1). Эти две колонки наиболее показательны, поскольку содержат отложения как древнеазовского, так и новоазовского времени, имеют максимальную мощностью (2,5–3 м) и подробные радиоуглеродные датировки.

Эколого-флористический анализ диатомовых водорослей из колонки Tz-VII

В результате анализа отложений, возраст которых составляет от 5,5 тыс. лет до современности, были выявлены 55 видов и 5 вариететов диатомовых водорослей из 29 родов (рис. 2.3). Помимо этого, в колонке отмечено присутствие в некоторых слоях покоящихся спор динофитовых водорослей (Dinophyta), стоматоцисты золотистых водорослей (Chrysophyta) и *Ebria tripartita* (J. Schumann) Lemmermann (Chrysophyta).

Результаты распределения диатомовых водорослей по глубине колонки показали не только довольно частую смену доминирующих видов, но и 4 слоя (26–45 см; 110–126 см; 170–190 см; 200–220 см), в которых содержание створок было крайне малочисленным либо они совсем отсутствовали. По нашему мнению, эти слои коррелируют с периодами регрессий и, вероятнее всего, свидетельствуют о субаэральных условиях осадконакопления (см. рис. 2.3).

В целом видовой состав диатомовых, выявленных в колонке Tz-VII, отобранной в осевой части Таганрогского залива, сходен с изученной нами ранее флорой из колонок, отобранных в открытой части Азовского моря. Существенные различия между морем и заливом выявлены в распределении доминирующих видов диатомовых [Ковалева, Назаренко, 2019]. Если в открытой части моря в новоазовских отложениях доминируют слои с разными вариететами *Actinocyclus octonarius*, то в заливе данный вид представлен единичными створками (чаще всего фрагментами створок). Среди представителей вида *Actinocyclus octonarius* чаще встречались фрагменты створок типовой формы (*Actinocyclus octonarius*) и ее разновидности *A. octonarius* var. *ralfsii.* Из других

[1] Здесь и далее используются значения калиброванного радиоуглеродного возраста.

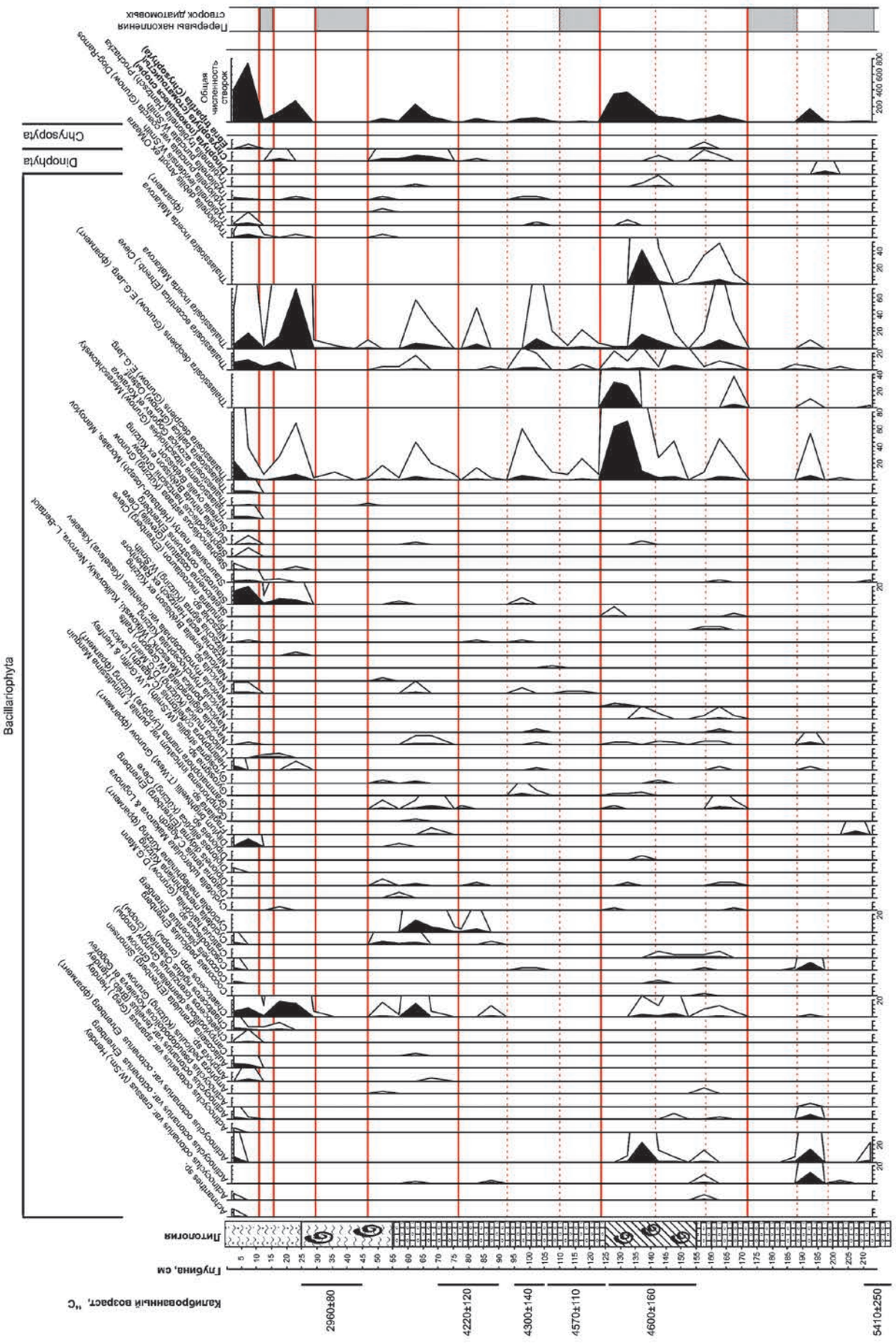


Рис. 2.3. Диатомовая диаграмма колонки донных отложений Tz-VII (Таганрогский залив).

Здесь и далее схематическое обозначение типа грунта на диатомовых диаграммах соответствует обозначениям на рисунке 2.2

разновидностей чаще всего отмечали: *A. octonarius* var. *tenellus*, *A. octonarius* var. *crassus*, *A. octonarius* var. *sparsus* (рис. 2.4). В отличие от колонок из моря, в заливе разновидности *Actinocyclus octonarius* обнаружены только в древнеазовских отложениях [Ковалева, Назаренко, 2019].

В колонке Tz-VII самыми массовыми видами были два вида из рода *Thalassiosira*: *T. incerta* и *T. decipiens* (Grunow) E.G. Jørg (см. рис. 2.4, 2.5). Пики численности двух этих видов сопоставляются нами с трансгрессивными стадиями (рис. 2.6).

Экология *Thalassiosira incerta* в современных водоемах изучена довольно хорошо [Охапкин и др., 2016]. *T. incerta* – солоноватоводный вид, обитатель морских и эстуарных вод. Экологический оптимум *T. incerta* – истинно речные условия крупных незарегулированных рек с минерализацией >500 мг/л. Судя по литературным данным [Охапкин и др., 2016], снижение интенсивности водообмена и скорости течения (при сходных гидрохимических параметрах) приводит к уменьшению биомассы и вытеснению *T. incerta* другими видами фитопланктона. Это позволяет предположить, что слои с высокой численностью *T. incerta* накапливались в то время, когда водоем, расположенный на территории современного Таганрогского залива, представлял собой полноводный проточный водоем с высокой скоростью течения [Ковалева, Назаренко, 2019].

Второй по важности индикаторной группой в колонке Tz-VII следует считать покоящиеся споры рода *Chaetoceros* (см. рис. 2.4, 2.6). Достоверно идентифицировано только два вида, *Chaetoceros lorenzianus* и *C. rigidus*, чьи споры имеют характерные диагностические признаки. Остальные споры рода *Chaetoceros* идентифицированы лишь до рода и рассматриваются как единая индикаторная группа. В результате изучения осадков Норвежского [Suto, 2006] и Балтийского [Witak et al., 2011] морей было выявлено, что, если соотношение между численностью видов других таксонов диатомовых водорослей и числом покоящихся спор *Chaetoceros* имеет перевес в сторону спор, это свидетельствует о нестабильных гидролого-гидрохимических условиях в водоеме. К аналогичным выводам пришли и мы при изучении голоценовых отложений открытой части Азовского моря [Ковалева и др., 2017а]. В колонке из Таганрогского залива споры *Chaetoceros* не достигали такой высокой численности, как в кернах из открытой части Азовского моря, но тем не менее они, как и *T. incerta*, появлялись в периоды трансгрессий, когда территория Таганрогского залива превращалась в полноводный проточный водоем.

Как и в кернах из открытой части моря, в колонке Tz-VII единично отмечено присутствие кремнистых стоматоцист золотистых водорослей (Chrysophyta) (см. рис. 2.4, 2.6). Их таксономическая идентификация затруднена и экология недостаточно изучена. В колонках из открытой части Азовского моря мы сопоставляем горизонты, где присутствуют стоматоцисты Chrysophyta с регрессивными стадиями, поскольку в тех же слоях в массе развиваются разновидности *Actinocyclus octonarius.* В Таганрогском заливе, напротив, горизонты, в которых обнаружены стоматоцисты золотистых водорослей, соответствовали слоям, где отмечено присутствие спор *Chaetoceros*, т.е. трансгрессивным фазам.

Помимо описанных выше таксонов следует отметить, что в колонке Tz-VII часто присутствуют пеннатные диатомовые (из родов *Navicula*, *Nitzschia*, *Tryblionella* и др.), характерные для бентосных и перифитонных биотопов. Мы связываем это с мелководностью залива и близостью побережья, где есть подходящие субстраты для развития этих экологических групп микроводорослей. Поскольку встречаемость пеннатных диатомовых в донных отложениях невысока и в основном заметной численности они достигали только в самых верхних слоях, мы не рассматриваем их как значимую индикаторную группу.

Отдельно следует отметить лишь обнаружение створок *Grammatophora marina* (см. рис. 2.4) – морского вида, который периодически появляется в слоях, которые мы относим к новочерноморской трансгрессии (диатомовые зоны Aa3, Aa4, Aa5) (см. рис. 2.6). Современный ареал обитания этого вида в бассейне Азовского моря ограничивается южным районом Азовского моря (северная часть Керченского пролива) [Ковалева, 2008б], где соленость воды составляет не менее 12–14 ‰. Мы считаем, что наличие *Grammatophora marina* в донных отложениях колонки Tz-VII может быть связано с периодическим проникновением морских вод на территорию Таганрогского залива (в ходе новочерноморской трансгрессии) [Ковалева, Назаренко, 2019].

Экологический анализ соотношения бентосных и планктонных видов по глубине колонки (см. рис. 2.6) показал, что донные формы единично встречаются на всем протяжении керна, но заметной численности достигают только в верхней части (зона Na7). Как уже отмечалось ранее, новоазовские отложения в Таганрогском заливе размыты и после незначительного этапа (вероятно Na3), выделяемого после зоны Na2, нами определена экостратиграфическая зона Na7 (см. рис. 2.6), соответствующая современному этапу. Для современной флоры диатомовых водорослей Таганрогского залива [Ковалева, 2008а, 2008а, б] характерно высокое видовое разнообразие бентосных и планктонных форм (см. рис. 2.6), отмеченное в зоне Na7.

Распределение видов с разным отношением к солености отражает частую смену экологических ус-

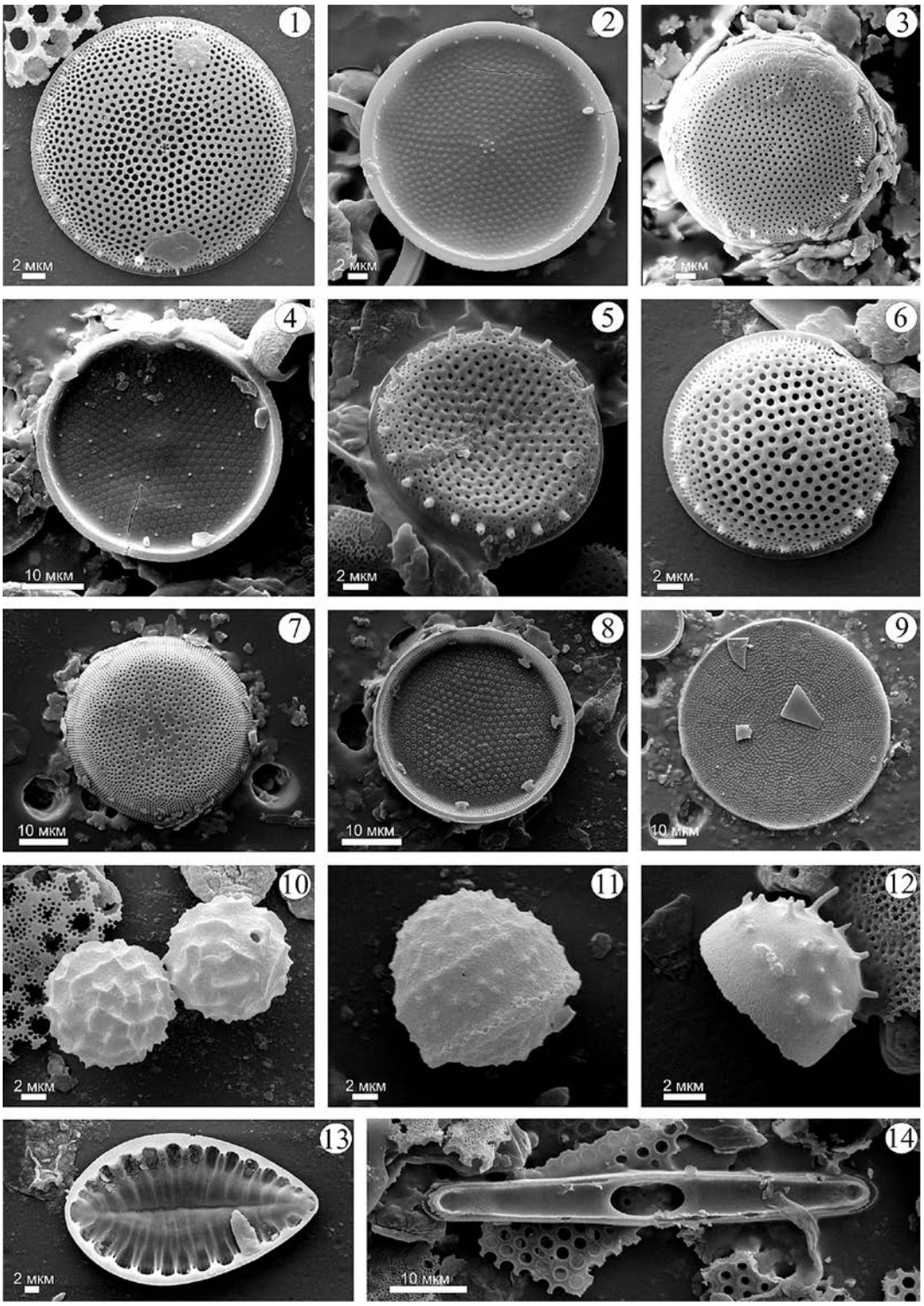


Рис. 2.4. Диатомовые водоросли из колонки Tz-VII (СЭМ): 1–2 – *Thalassiosira incerta* Makarova (1 – слой 190–195 см; 2 – слой 20–26 см); 3 – *Thalassiosira baltica* (Grunow) Ostenf. (слой 5–10 см); 4 – *Thalassiosira eccentrica* (Ehrenb.) Cleve (слой 155–160 см); 5–6 – *Thalassiosira decipiens* (Grunow) E.G. Jørg (слой 155–160 см); 7 – *Actinocyclus octonarius* var. *sparsus* (Greg.) Hendey (слой 190–195 см); 8 – *Actinocyclus octonarius* var. *tenellus* (Bréb.) Hendey (слой 130–135 см); 9 – *Actinocyclus octonarius* var. *ralfsii* (W. Smith) Hendey (слой 45–54 см); 10 – стоматоцисты Chrysophyta (слой 130–135 см); 11–12 – покоящиеся споры *Chaetoceros* (11 – слой 115–120 см, 12 – слой 155–160 см); 13 – *Surirella minuta* Brébisson ex Kützing (= *Surirella ovata* Kützing) (слой 115–120 см); 14 – *Grammatophora marina* (Lyngbye) Kützing (слой 130–135 см)

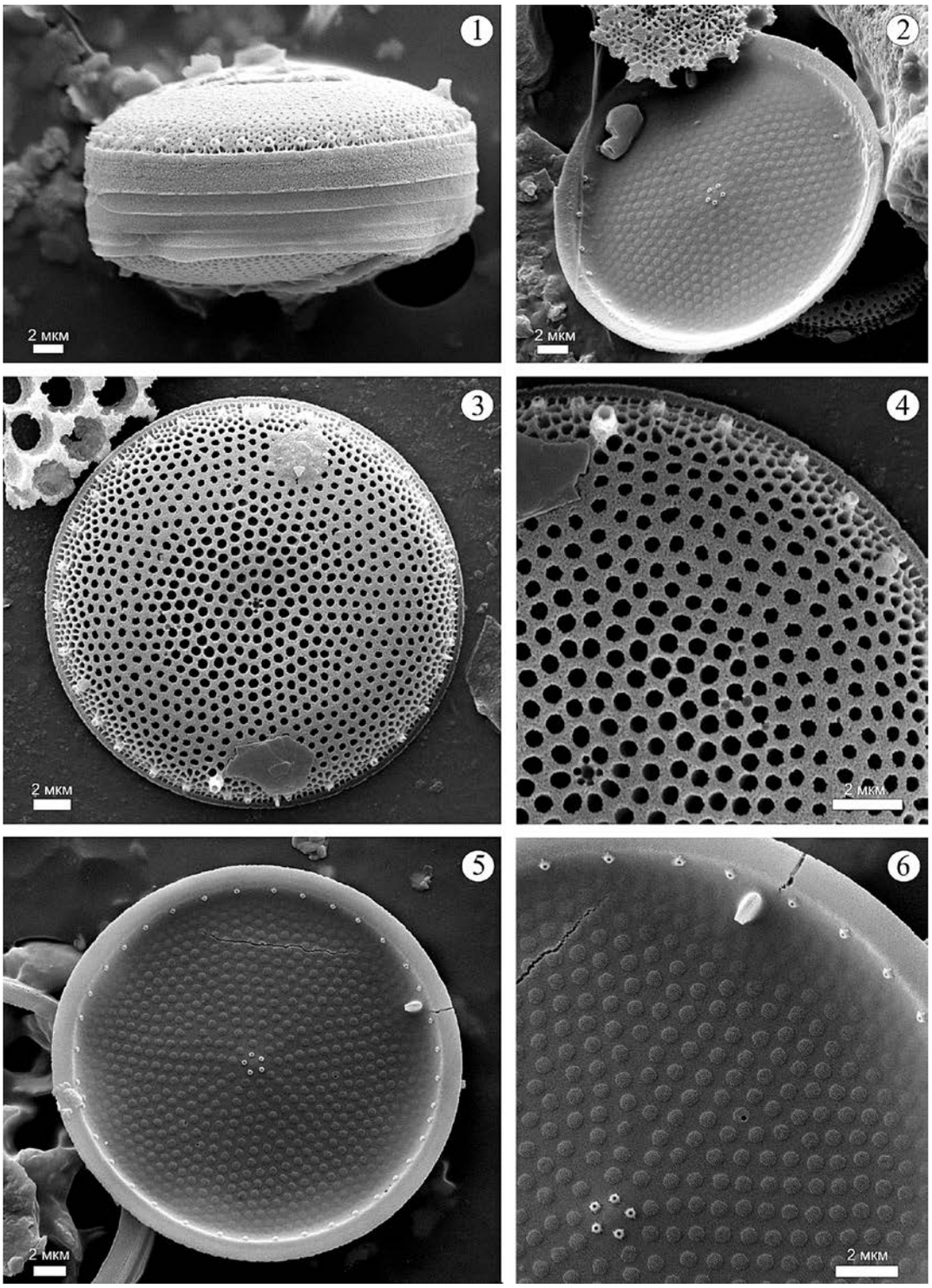


Рис. 2.5. *Thalassiosira incerta* Makarova из колонки Tz-VII (1, 5, 6 – слой 20–26 см (новоазовские отложения); 2 – слой 155–160 см; 3–4 – слой 190–195 см (древнеазовские отложения)

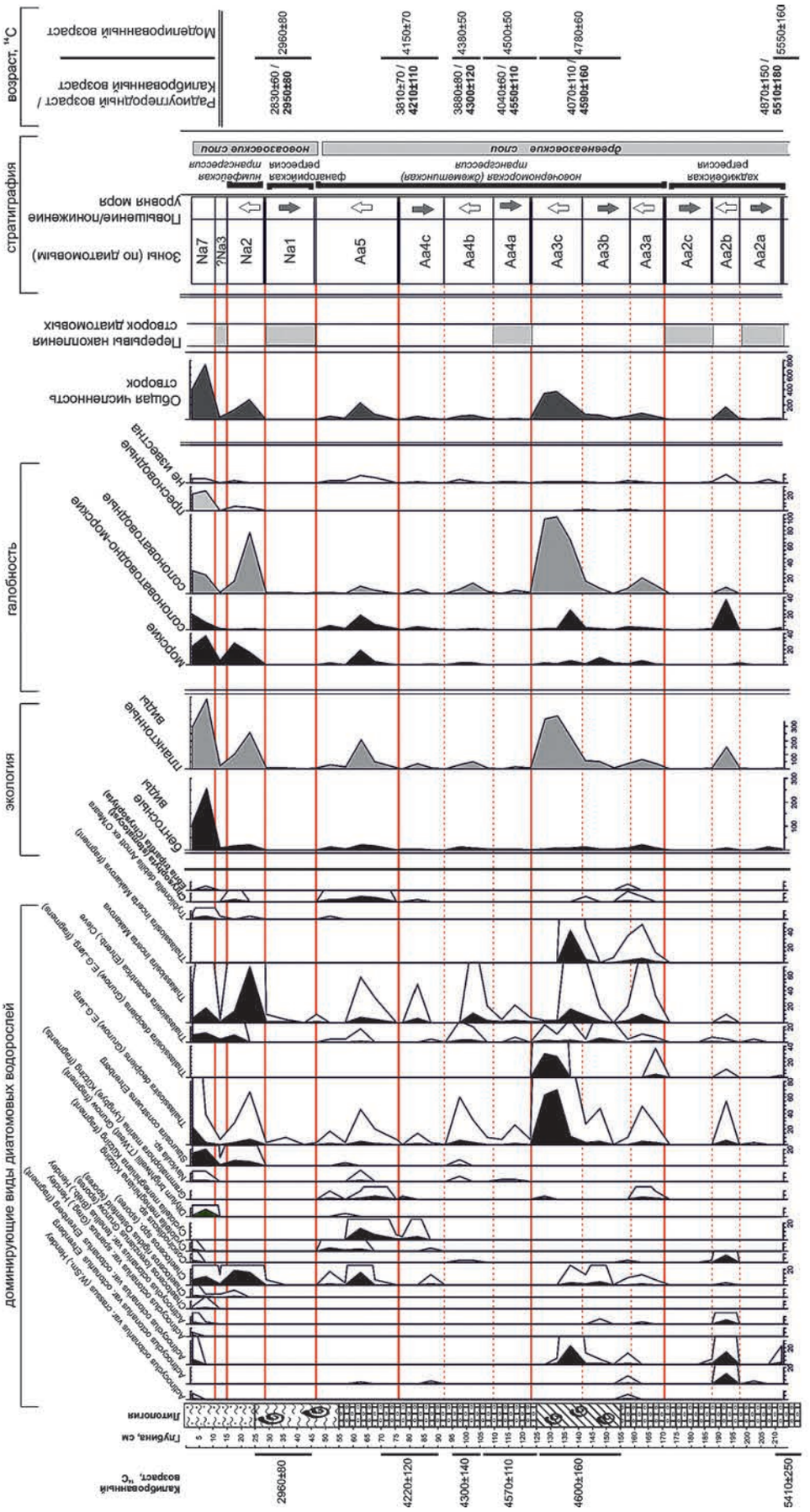


Рис. 2.6. Диатомовая диаграмма колонки Tz-VII (индикаторные виды, экология, галобность, стратиграфические зоны)

ловий в Таганрогском заливе на протяжении последних 5 тыс. лет. Самыми массовыми в колонке были солоноватоводные виды. Уступающие им по численности морские и солоноватоводно-морские виды, наряду с солоноватоводными диатомовыми, в массе появляются в периоды, которые мы соотносим с трансгрессивными этапами (см. рис. 2.6).

Эколого-флористический анализ диатомовых водорослей из колонки St-1

В результате анализа отложений, возраст которых составляет от современности до 6480 ± 120 лет назад, были выявлены 42 вида и 4 вариетета диатомовых водорослей из 25 родов (рис. 2.7). В отдельных слоях отмечено присутствие покоящихся спор динофитовых водорослей (Dinophyta), стоматоцисты золотистых водорослей (Chrysophyta) (см. рис. 2.7).

Древнеазовские отложения (6,5–3 тыс. лет назад) отличаются по составу доминирующих видов от новоазовских (от 3 тыс. лет назад до современности).

В новоазовское время отмечено массовое развитие *Actinocyclus octonarius* (численное преимущество имела разновидность *A. octonarius* var. *ralfsii*) и *Actinoptychus senarius* (рис. 2.8). В древнеазовских слоях (залегающих глубже 110 см) эти виды встречены единично, а доминирующим таксоном диатомового комплекса были представители рода *Thalassiosira* (см. рис. 2.7). Слои с *A. octonarius* и *Actinoptychus senarius* в новоазовских слоях чередовались с горизонтами, где в большом количестве обнаружены покоящиеся споры диатомовых из родов *Chaetoceros* (см. рис. 2.8), и эта периодичность типична для отложений на всей акватории моря.

Несмотря на то, что колонка St-1 была отобрана в центральной части Азовского моря, на значительном удалении от берега, во флористический комплекс микроводорослей входит много бентосных и эпифитных форм (представители родов *Navicula*, *Tryblionella*, *Surirella*, *Diploneis*, *Lyrella*, *Mastogloia* и др.) (см. рис. 2.7).

Как и в кернах из залива, в открытой части моря периодически отмечались слои, где в массе найдены кремнистые стоматоцисты золотистых водорослей (Chrysophyta) (рис. 2.7, 2.9). Их таксономическая идентификация затруднена, поэтому сложно определить и экологический оптимум этого таксона. Чаще всего горизонты, где присутствуют стоматоцисты Chrysophyta, как и слои со спорами *Chaetoceros*, отмечены на границах трансгрессивно-регрессивых фаз, т.е. в условиях смены экологических условий.

Увеличение численности спор *Chaetoceros* в донных отложениях обычно указывает на усиление гидродинамической активности водных масс [Witkowski, 1994; Witak, 2000; Suto, 2006] во время накопления осадков. Другие исследователи полагают, что массовое развитие спор *Chaetoceros* можно интерпретировать как индикатор высокой продуктивности водоема [Sancetta, 1982]. Что касается стоматоцист Chrysophyta, то есть данные [Smoll, 1985] о том, что пики их численности могут быть интерпретированы как показатель изменения трофического состояния водоема (повышенная эвтрофикация). По нашим данным, увеличение в донных отложениях Азовского моря стоматоцист Chrysophyta и спор *Chaetoceros* чаще всего совпадает с трансгрессивными фазами. Вероятно, это связано с тем, что во время трансгрессий (повышение уровня моря) происходит усиление гидродинамической активности, более активное перемешивание донных отложений и поступление в водную толщу дополнительных биогенных веществ.

Аналогичную интерпретацию можно дать и появлению в слоях донных отложений цист динофитовых водорослей. Большинство динофлагеллят – организмы морского происхождения, и в современных условиях появление в фитопланктоне Азовского моря динофитовых водорослей обычно связывают с адвекциями воды из Черного моря. В колонке St-1 слои с большой численностью покоящихся стадий (цист) динофитовых отмечены в слоях, возраст которых составил 4680 ± 120 лет и сопоставляется нами с началом новочерноморской (джеметинской) трансгрессии (см. рис. 2.9).

Экологический анализ соотношения видов по глубине колонки (рис. 2.9) показал, что бентосные формы единично встречаются на всем протяжении керна, но заметной численности достигают в трех зонах: Aa1, Aa3 и Aa5 (древнеазовские слои). Следует отметить, что все три пика численности совпадают с увеличением доли морских видов в периоды трансгрессий. По нашему мнению, это связано с тем, что на этапах повышения уровня моря происходил заток вод из Чёрного моря и занос бентосных форм из прибрежной зоны.

Общая численность створок (см. рис. 2.9) показывает заметные колебания по глубине колонки. Перерывов в накоплении диатомовых водорослей в осадках не выявлено, но отмечены существенные снижения численности створок в периоды снижения уровня моря в древнеазовское время: зона Aa2 (период хаджибейской регрессии, около 5,5–4,5 тыс. лет назад), зона Aa4a (4,3–4,0 тыс. лет назад), зона Aa4c (около 3,6 тыс. лет назад) (см. рис. 2.9).

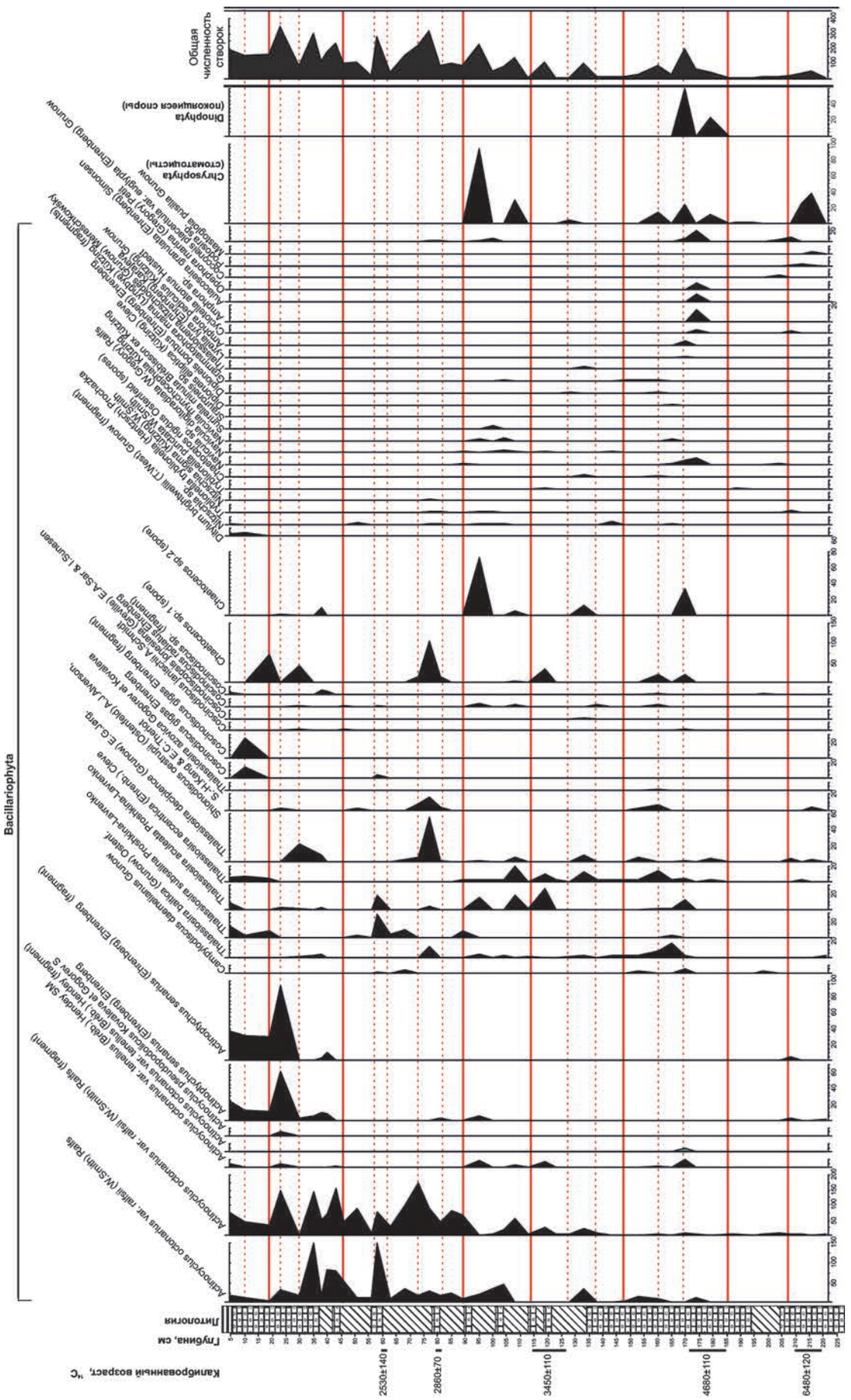


Рис. 2.7. Диатомовая диаграмма колонки донных отложений St-1 (Азовское море)

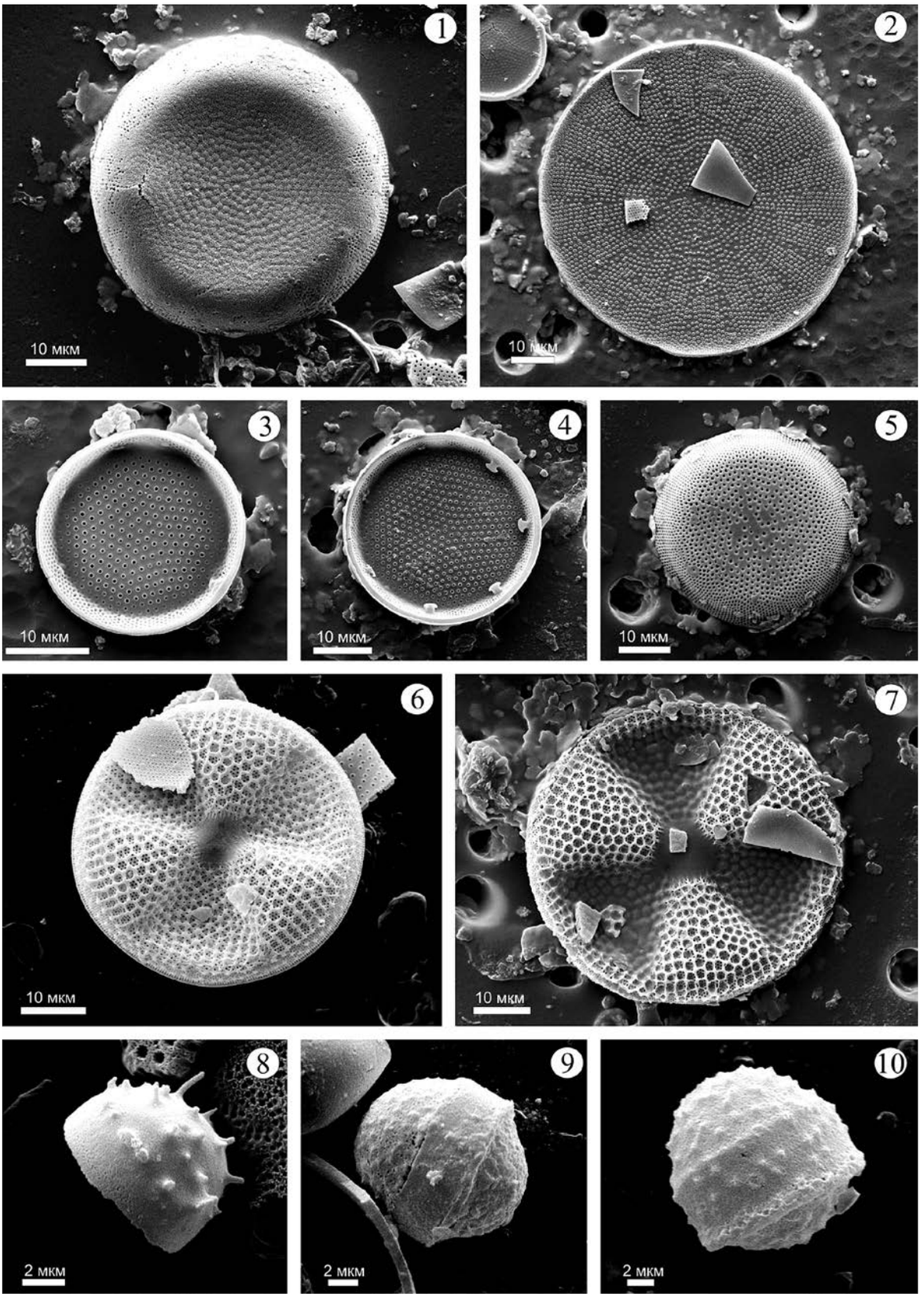


Рис. 2.8. Доминирующие таксоны диатомовых водорослей из колонки St-1: 1 – *Actinocyclus octonarius* var. *octonarius* Ehrenberg; 2 – *Actinocyclus octonarius* var. *ralfsii* (W. Smith) Ralfs, 3–4 – *Actinocyclus octonarius* var. *tenellus* (Bréb.) Hendey; 5 – *Actinocyclus octonarius* var. *sparsus* (Greg.) Hendey; 6–7 – *Actinoptychus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg; 8–10 – *Chaetoceros* sp. (покоящиеся споры)

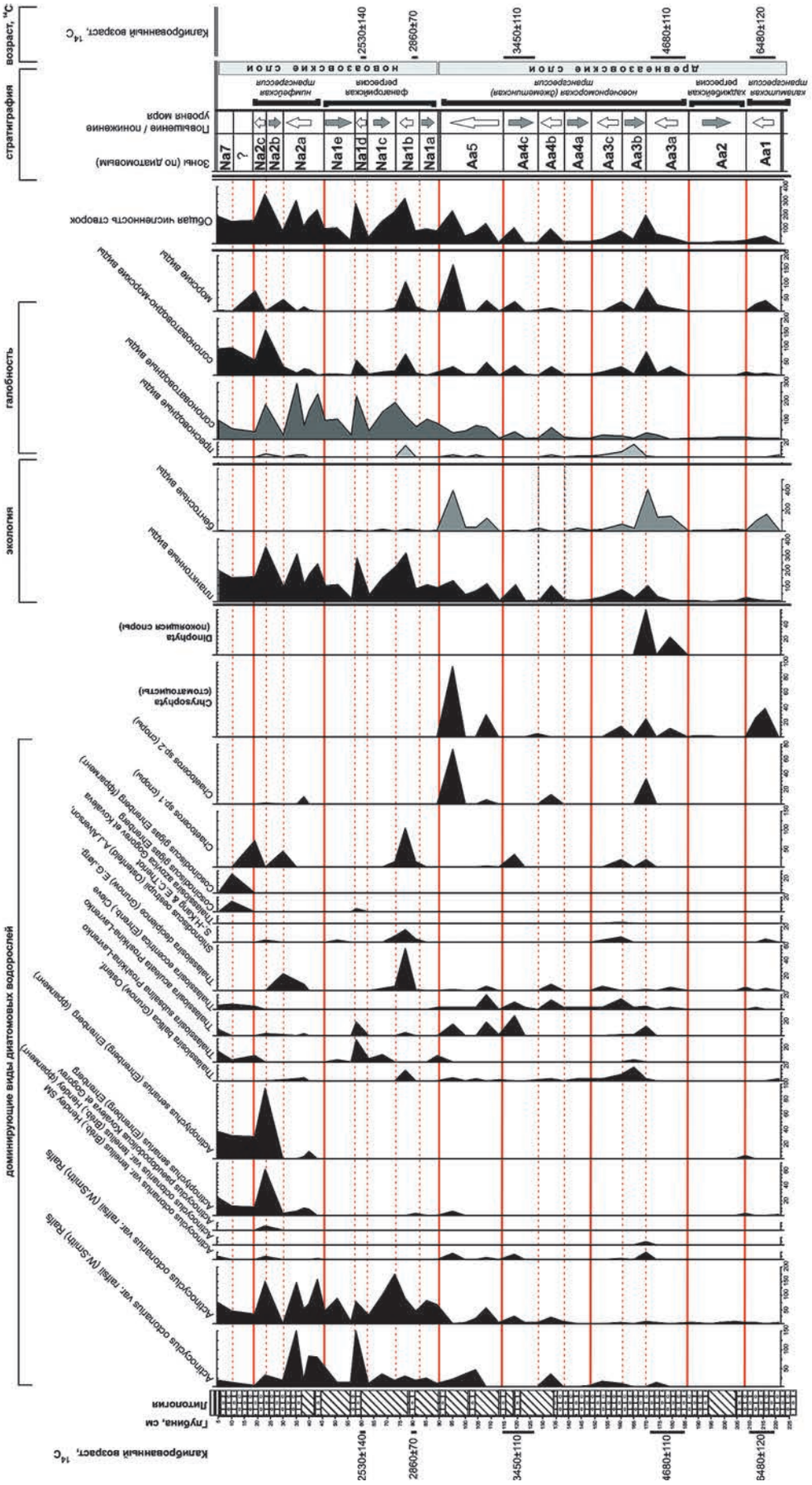


Рис. 2.9. Диатомовая диаграмма колонки St-1 (индикаторные виды, экология, галобность, стратиграфические зоны)

2.1.3. СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗОВСКОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА

Анализ последовательной смены комплексов доминирующих видов диатомовых водорослей позволяет выполнить корреляцию донных отложений Таганрогского залива и открытой части Азовского моря. Сопоставив данные диатомового анализа, полученные по 5 наиболее подробно изученным колонкам из разных районов моря с результатами радиоуглеродного датирования, мы скорректировали экостратиграфические зоны и временные интервалы существования трансгрессивно-регрессивных фаз в Азовском море (рис. 2.10). На протяжении последних 6000 лет существования Азовского моря методом диатомового анализа нами было прослежено несколько стадий повышения и понижения уровня моря, сказавшихся на изменении видового состава микроводорослей (см. рис. 2.10).

Самая древняя (начало 6480 ± 120 – 5670 ± 110 лет назад) из выявленных нами экостратиграфических зон древнеазовских отложений Aa1 (см. рис. 2.10) соотносится нами с этапом ***каламитской трансгрессии*** и выявлена только в колонке St-1 (из центральной части моря). Для нее характерно высокое видовое разнообразие диатомовых из рода *Thalassiosira* и строматоцист золотистых водорослей (Chrysophyta).

Следующая экостратиграфическая зона Aa2 (начало 5510 ± 180 лет назад) соотносится нами с этапом ***хаджибейской регрессии*** (см. рис. 2.10). Она отмечена и в центральной части моря (St-1, см. рис. 2.9), но наиболее подробно представлена в колонке из Таганрогского залива (Tz-VII, (см. рис. 2.6).

В мелководном Таганрогском заливе влияние регрессии было наиболее заметно и отразилось в слоях (Aa2a и Aa2c) (см. рис. 2.6), где створки диатомовых практически отсутствовали. Регрессия не была непрерывной, поскольку в ее середине отмечена зона Aa2b, когда происходил кратковременный подъем уровня воды, что, скорее всего, было связано с затоком воды из Азовского моря (см. рис. 2.6). В слоях, выделенных в экостратиграфическую зону Aa2b, присутствуют планктонные солоноватоводно-морские диатомовые (из родов *Thalassiosira*, *Coscinodiscus*, *Actinocyclus*) и покоящиеся споры динофитовых водорослей (Dinophyta).

Экостратиграфические зоны Aa3 (начало около 4680 ± 110 – 4592 ± 160 лет назад), Aa4 (начало около 4300–4040 ± 60 лет назад), Aa5 (начало 3450 ± 110 лет назад) относятся, по нашему мнению, к этапу ***новочерноморской (джеметинской) трансгрессии***.

Как в открытой части моря (колонка St-1), так и в заливе (колонка Tz-VII) для зоны Aa3 характерно появление в комплексе доминирующих микроводорослей покоящихся спор Dinophyta (морская по происхождению группа), стоматоцист золотистых водорослей (Chrysophyta) и заметное увеличение численности и разнообразия диатомовых из рода *Thalassiosira* (см. рис. 2.10). В открытой части моря было отмечено увеличение численности спор *Chaetoceros*, но в заливе роль этой группы диатомовых была не столь значительна. Как уже отмечалось ранее, на акватории залива в зоне Aa3 были отмечены створки морского вида *Grammatophora marina.*

Экостратиграфическая зона Aa4 начинается с этапа (Aa4a) существенного понижения уровня моря (см. рис. 2.10). В колонке из Таганрогского залива в слоях зоны Aa4a практически отсутствуют створки диатомовых, но отмечено большое количество пыльцы, что может свидетельствовать о субаэральных условиях в период формирования этих отложений (см. рис. 2.6). В центральной части моря для подзоны Aa4a характерная высокая численность диатомовых из родов *Thalassiosira* и *Actinocyclus*. Судя по данным диатомового анализа колонки Tz-VII, примерно 3880±100 лет назад был период кратковременного повышения уровня водоема (подзона Aa4b) (см. рис. 2.9), который снова перешел в регрессивный этап.

Заметные изменения в составе комплекса микроводорослей произошли в экостратиграфической зоне Aa5 (начало 3450 ± 110 лет назад). Как в открытой части моря, так и в заливе отмечено увеличение численности спор морского рода *Chaetoceros* (см. рис. 2.10), что может указывать на усиление гидродинамической активности и повышение уровня водоема. В колонке Tz-VII (осевая часть залива) также были отмечены створки морского вида *Grammatophora marina* (см. рис. 2.3, 2.4), что свидетельствует о притоке морских вод.

Следующая экостратиграфическая зона Na1 (начало около 2950 ± 80 – 3000 ± 140 лет назад) относится к новоазовским отложениям и сопоставляется нами с ***фанагорийской регрессией***. По нашим данным, этот этап длился от 2950 ± 80 – 3000 ± 140 лет до 1800 ± 100 лет назад. Эта стадия развития морского бассейна четко выделяется во всех исследованных нами колонках (см. рис. 2.10, зона Na1), но наиболее подробно она описана по кернам из открытой части моря. В колонке Tz-VII (Таганрогский залив) в отложениях этого возраста практически отсутствуют створки диатомовых, что свидетельствует о субаэральных условиях в период формирования этих отложений. В открытой части моря в отложениях периода фанагорийской регрессии зафиксировано увеличение численности сворок *Actinocyclus octonarius*, что указывает на существование мелководных условий во вре-

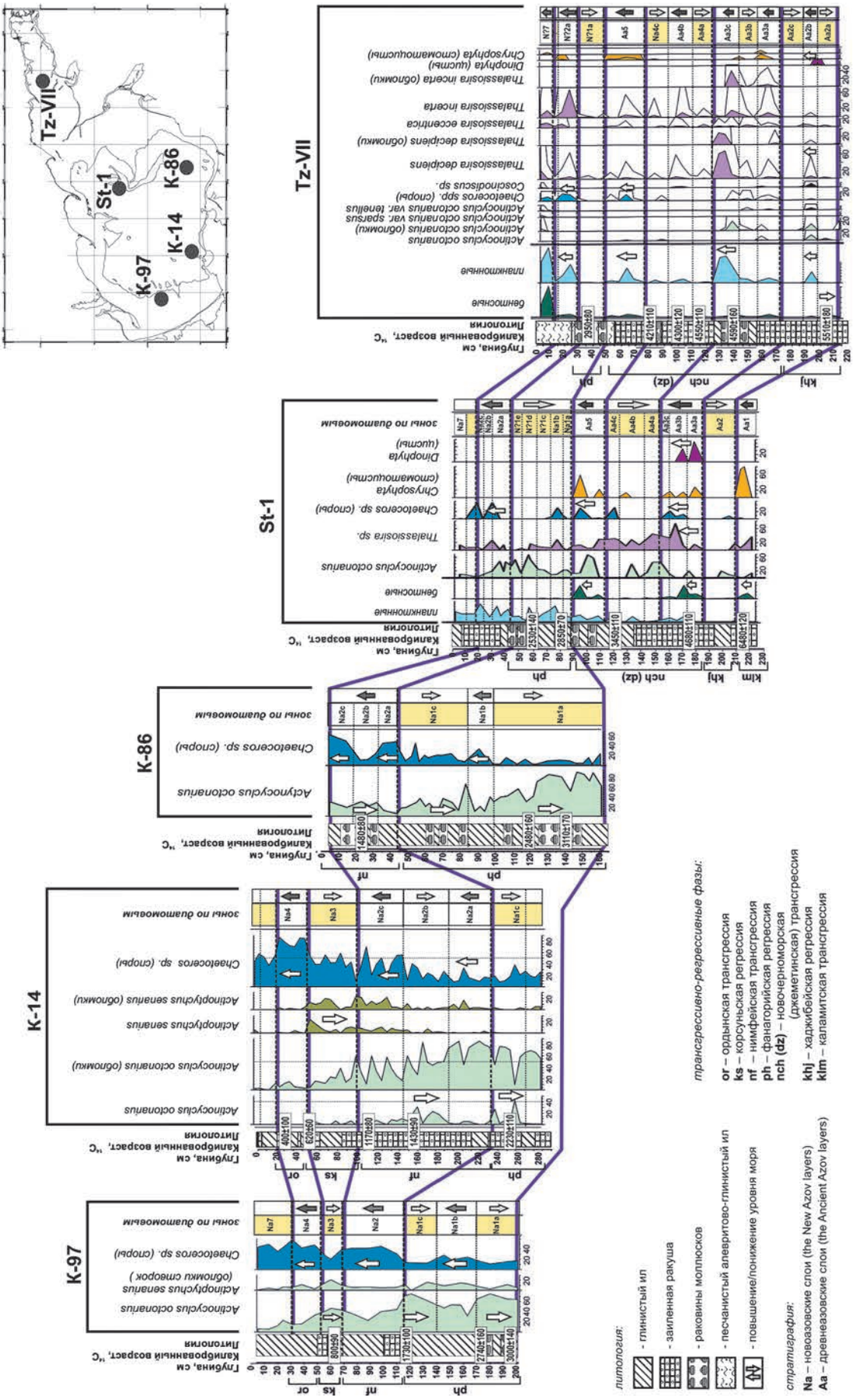


Рис. 2.10. Корреляция результатов диатомового анализа колонок донных отложений из Таганрогского залива и Азовского моря

мя накопления осадков (см. рис. 2.10). Наибольшее разнообразие вариететов *A. octonarius* и переходных форм между ними отмечается именно в период фанагорийской регрессии [Ковалева, 2007; Гогорев и др., 2018]. Количество *A. octonarius* в этих слоях (в открытой части моря) достигает 40–80 % относительной численности створок в препарате. Однако нельзя говорить о непрерывном понижении уровня моря.

Внутри регрессивного этапа Na1 выделена подзона Na1b (см. рис. 2.10), где отмечено увеличение количества спор рода *Chaetoceros* и уменьшение численности *Actinocyclus octonarius* Ehr., что, по нашему мнению, указывает на приток морских вод и незначительное повышение уровня Азовского моря. Детальное исследование колонки St-1 (с отбором проб через 2–3 см) позволило выделить в зоне Na1 не 3, а 5 подзон (см. рис. 2.9, 2.10). Там также выделяется подзона Na1b (по увеличению численности спор морского рода *Chaetoceros*, створок *Talassiosira decipience*). В большей степени неоднородность регрессивной стадии Na1 в центральной части моря (колонка St-1) проявляется в резких колебаниях численности створок в осадках и смене доминирующих таксонов (см. рис. 2.9). В колонках К-97, К-14, К-86 зона Na1 разделена не так детально (три подзоны), хотя общая мощность этого слоя (1,2–2 м) заметно больше, чем толщина фанагорийских отложений (около 0,5 м) в керне St-1 (см. рис. 2.10).

Экостратиграфическая зона Na2 (начало около 1730±100 лет назад) соотносится нами с периодом ***нимфейской трансгрессии***. Как в море, так и в заливе для этой зоны характерна высокая численность спор морского рода *Chaetoceros* sp. (см. рис. 2.10). Не во всех кернах удается выделить отдельные подзоны, но по результатам анализа колонок St-1, К-86, К-79, К-45, К-14, отобранных в открытой части моря (рис. 2.1, 2.11), заметно, что эта стадия также не была непрерывной. Около 1400 лет назад наблюдается резкий спад количества спор *Chaetoceros* в осадках, что свидетельствует о кратковременном понижении уровня моря (см. рис. 2.10, зона Na2b).

В Таганрогском заливе помимо спор *Chaetoceros* именно в отложениях экостратиграфической зоны Na2 отмечена высокая численность (более 60 % от общего числа створок) *Thalassiosira incerta* (см. рис. 2.6, 2.10). Учитывая экологию *T. incerta* [Охапкин и др., 2016], можно предположить, что на повышение уровня в заливе в период нимфейской трасгрессии влиял не столько приток морских вод, сколько речной сток из Дона. В современный период *Thalassiosira incerta* обитает в реках и водохранилищах, и это позволяет предположить, что в период массового развития этого вида в древне- и новоазовское время водоем, расположенный на территории современного Таганрогского залива, представлял собой реку или проточный водоем с высокой скоростью течения [Ковалева, Назаренко, 2019].

По результатам диатомового анализа отложений из колонок К-44, К-45, К-133, К-97 и К-14 (см. рис. 2.1, 2.11) удалось отчетливо выявить кратковременное понижение уровня моря в период около от 800 до 600 календарных лет назад, которое мы сопоставляем с этапом ***корсуньской регрессии*** (см. рис. 2.10, зона Na3).

В тех же колонках (К-44, К-45, К-133, К-97, К-14, см. рис. 2.1, 2.11) отмечен этап (от 600 до 400 лет назад), сопоставимый с непродолжительной ***ордынской трансгрессией*** (см. рис. 2.10, зона Na4).

Зона Na5, которая соответствует понижению уровня моря, прослеживается по двум колонкам – К-79, К-133 (см. рис. 2.11). К сожалению, возраст этих слоев установить пока не удалось, поскольку радиоуглеродный анализ образцов не проводился. Зона Na6, согласно данным диатомового анализа, характеризуется повышением уровня моря и четко выделяется в тех же колонках (К-79, К-133), где хорошо сохранились верхнеголоценовые отложения. Возраст этих отложений составляет менее 200 лет.

Важно отметить, что полученные нами результаты по возрасту экостратиграфических зон Na2 – Na6 совпадают по временным интервалам с данными, полученными Ю.В. Артюхиным (2012) на основе анализа исторических источников и радиоуглеродных датировок.

Мы предполагаем, что зона Na7 (см. рис. 2.10) отражает изменения, происходящие в настоящее время (последние 100 лет), и соответствует современному уровню Азовского моря.

2.1.4. ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯ ТРАНСГРЕССИВНО-РЕГРЕССИВНЫХ ЦИКЛОВ АЗОВСКОГО МОРЯ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 6,5 ТЫС. ЛЕТ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА)

Методом диатомового анализа нами было прослежено несколько стадий повышения и понижения уровня Азовского моря на протяжении последних 6000 лет (см. рис. 2.10), сказавшихся на изменении видового состава микроводорослей. Сопоставив данные, полученные по 9 наиболее подробно изученным (методом диатомового анализа) колонкам из разных районов моря, с результатами радиоуглеродного датирования, мы составили схему (см. рис. 2.11) со скорректированными временными интервалами существования трансгрессивно-регрессивных фаз в Азовском море.

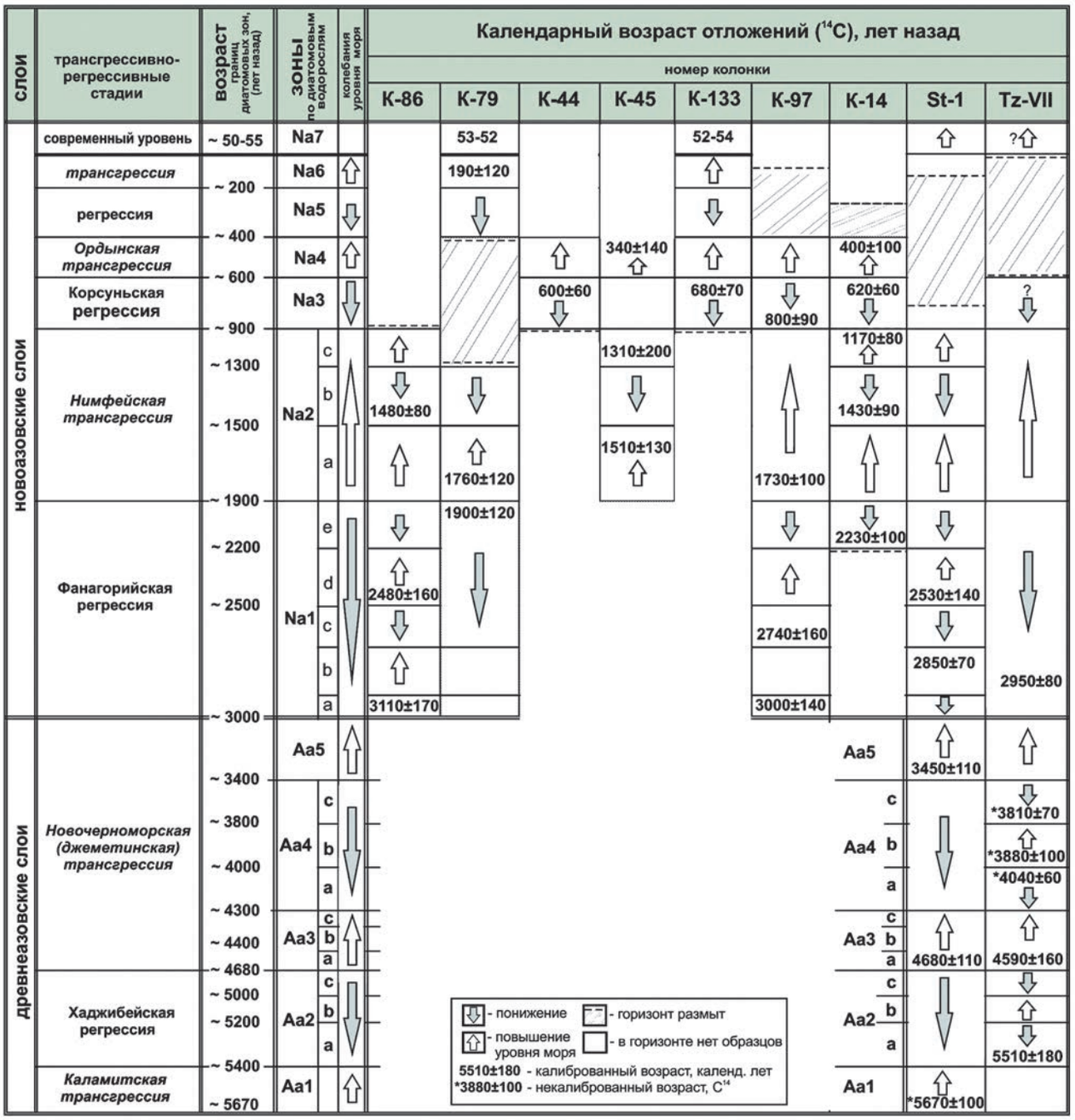


Рис. 2.11. Схема чередования трансгрессивно-регрессивных стадий Азовского моря по результатам диатомового анализа и абсолютной геохронологии (по: [Ковалева и др., 2015, 2017а], с дополнениями)

Время начала и завершения трансгрессивно-регрессивных фаз является чрезвычайно дискуссионным вопросом. К настоящему времени сложились две противоположные позиции по отношению к существованию средне- и позднеголоценовых (последние 6000 лет) изменений уровня азово-черноморского и связанных с ним бассейнов. Одна из них заключается в признании многочисленных и контрастных колебаний [Балабанов, Измайлов, 1988; Измайлов, 2005; Ковалева и др., 2015, 2017а; Болиховская, Поротов, 2017 и др.], другая [Brückner et al., 2010 и др.] отрицает наличие подобных флуктуаций уровня моря и сводится в основном к идее постепенного и весьма незначительного трансгрессивного подъема. Практически в каждом исследовании, где рассматриваются голоценовые трасгрессивно-регрессивные циклы азово-черноморского бассейна, приведены различные временные интервалы (а часто и названия) для отдельных фаз [Федоров, 1977; Динамика ландшафтных компонентов … 2002; Свиточ, 2011; Янко-Хомбах и др., 2011; Болиховская, Поротов, 2017; Измайлов и др., 2017; Ковалева и др., 2017а, Матишов и др., 2017; Семиколенных и др., 2017].

Зачастую исследователи, занимаясь изучением изменений уровня моря в черноморском бассейне [Янко-Хомбах и др., 2011], по умолчанию считают, что в эти же временные интервалы происходили трансгрессивные и регрессивные фазы в Азовском море. Нам представляется важным учитывать региональные особенности и относительную изолированность Азовского моря от Черного и Каспийского морей.

Сопоставив трансгрессивно-регрессивные этапы развития Азовского моря, полученные по материалам диатомового анализа [Ковалева и др., 2015, 2017а], с кривой колебания уровня моря [Измайлов, 2005], можно констатировать хорошую сходимость с результатами, полученными альтернативными методами (рис. 2.12). Фактически все зоны, выделенные нами по изменению доминирующих видов микроводорослей, соответствуют кривой изменения уровня моря, построенной Я.А. Измайловым [2005]. Более того, нанеся на рисунок 2.12 кривую, опубликованную Ю.В. Артюхиным [2012] на основе анализа исторических источников и радиоуглеродных датировок, можно отметить, что выделенные нами зоны Na2 – Na6 совпадают с ней по временным интервалам.

Сравнение трансгрессивно-регрессивных фаз развития Азовского моря на протяжении последних 6000 лет с климатическими периодами голоцена (по: [Хотинский, 1977]), а также с региональными климатическими фазами, выделенными по результатам спорово-пыльцевого анализа (по тем же колонкам, которые изучались методом диатомового анализа), позволило отметить определенную взаимосвязь [Kovaleva et al., 2015; Ковалева и др., 2017а]. Так, на рисунке 2.12 видно, что начало суббореального периода (5500–5000 лет назад) характеризовалось гумидными условиями, что совпало с трансгрессивной зоной, выделенной по диатомовым (Aa2b), и кривой уровня моря, описанной Я.А. Измайловым [2005]. Следующая фаза отличалась усилением аридизации и сопоставима с регрессивной зоной (Aa2c). Очередной этап гумидизации климата в Приазовье совпадает с началом новочерноморской трансгрессии (Aa3) (см. рис. 2.12).

Пока нет точных доказательств того, что длительный период аридизации в середине суббореального периода можно связать с возникновением фанагорийской регрессии, но такая корелляция допустима. Начало нимфейской трансгрессии (около 2000 лет назад) определенно совпадает с периодом увлажнения климата в субатлантический период (см. рис. 2.12). На данном этапе мы можем только предположить, что климатические изменения имели разный масштаб воздействия на бассейн Азовского моря, иногда совпадая по времени, а чаще предшествуя периодам подъема или снижения уровня в водоеме [Ковалева и др., 2017а]. Привлечение дополнительных методов анализа (как, например, изотопного) помогут прояснить эти вопросы.

В заключение следует отметить, что с момента обособления Азовского моря в самостоятельный морской бассейн (6500–7000 лет назад) в его истории происходили многочисленные колебания уровня. За период существования Азовского моря в его бассейне отмечены неоднократные и довольно значительные изменения климата (периоды аридизации и гумидизации) и связанная с ними смена гидрологогидрохимического режима (трансгрессивно-регрессивные фазы). Результаты диатомового анализа показывают довольно четкую корреляцию изменений видового состава микроводорослей с этими колебаниями. Несмотря на то что точные хронологические привязки трансгрессивно-регрессивных фаз Азовского моря в голоцене еще нуждаются в уточнениях, уже сейчас можно с уверенностью сказать, что они не идентичны по времени изменениям уровня Черного моря и требуют дальнейшего изучения региональных особенностей.

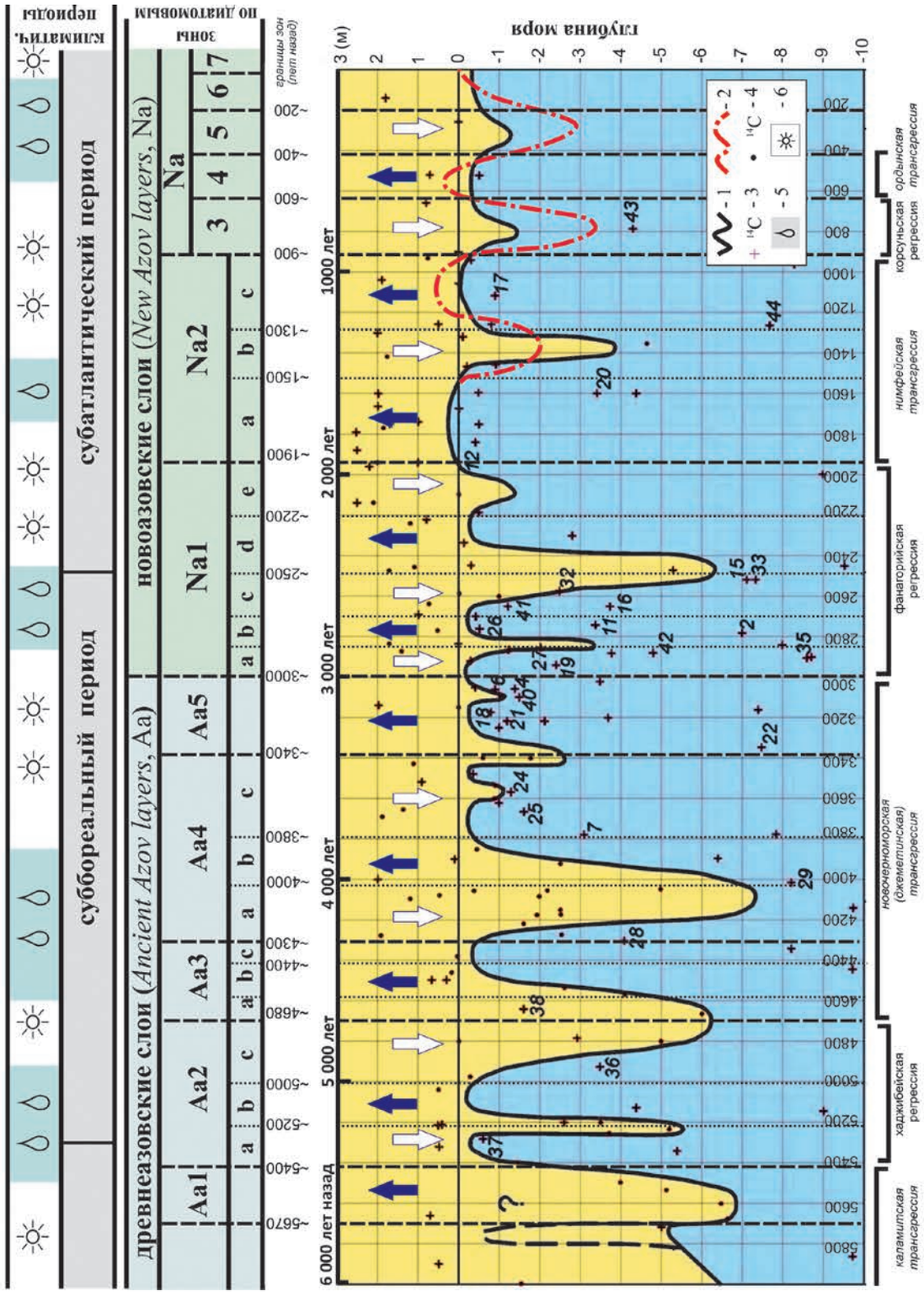
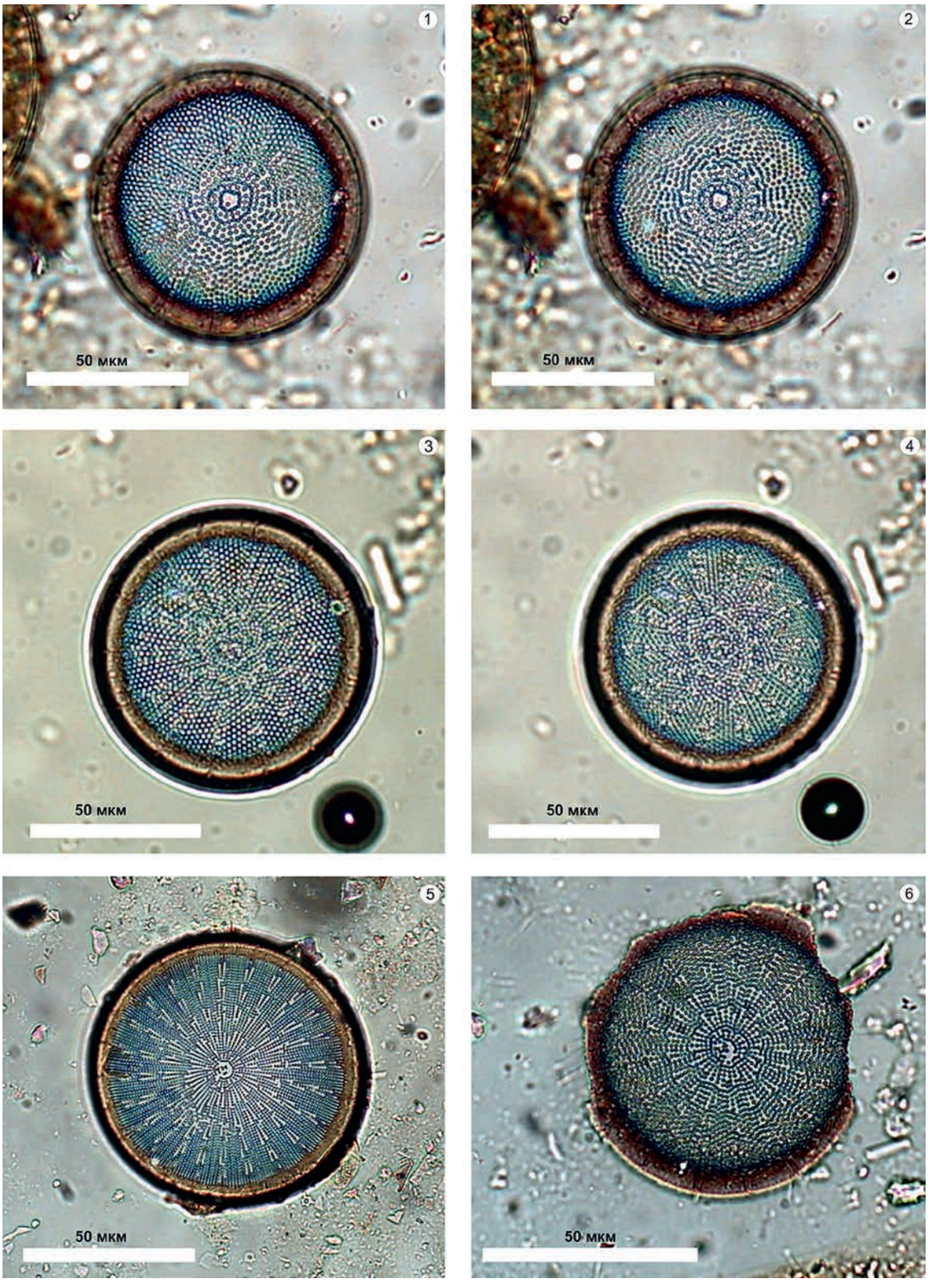


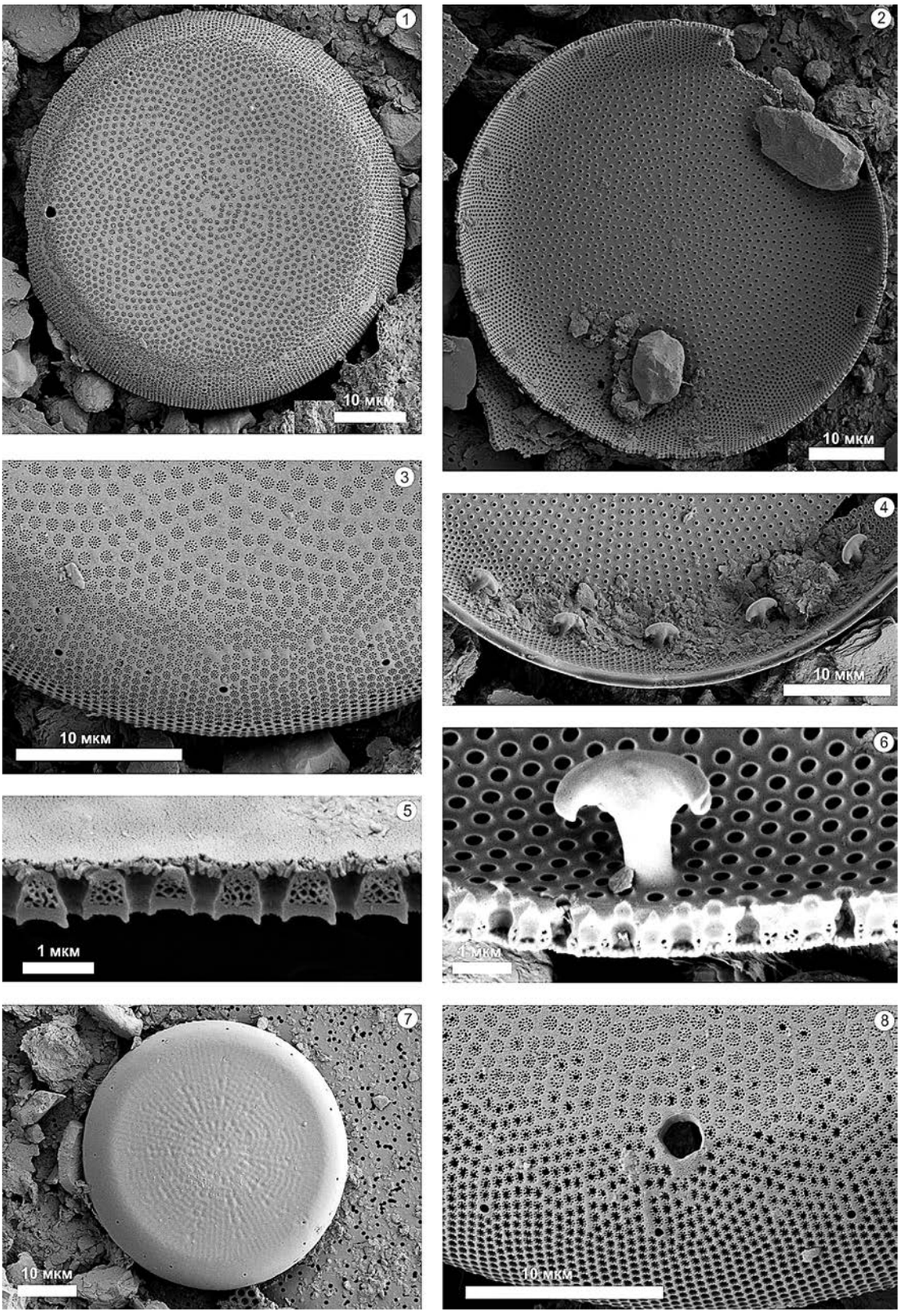
Рис. 2.12. Корреляция трансгрессивно-регрессивных стадий развития Азовского моря в среднем и позднем голоцене по результатам диатомового анализа и абсолютной геохронологии (по: [Ковалева и др., 2017а], с дополнениями): 1 – реконструкция уровня моря (по: [Измайлов, 2005]); 2 – реконструкция уровня моря (по: [Артюхин, 2012]); 3 – радиоуглеродные датировки (раковины моллюсков); 4 – радиоуглеродные датировки (торф); 5 – периоды гумидизации; 6 – периоды аридизации (по результатам спорово-пыльцевого анализа донных отложений Азовского моря (по: [Ковалева и др., 2017а]))

ФОТОТАБЛИЦЫ



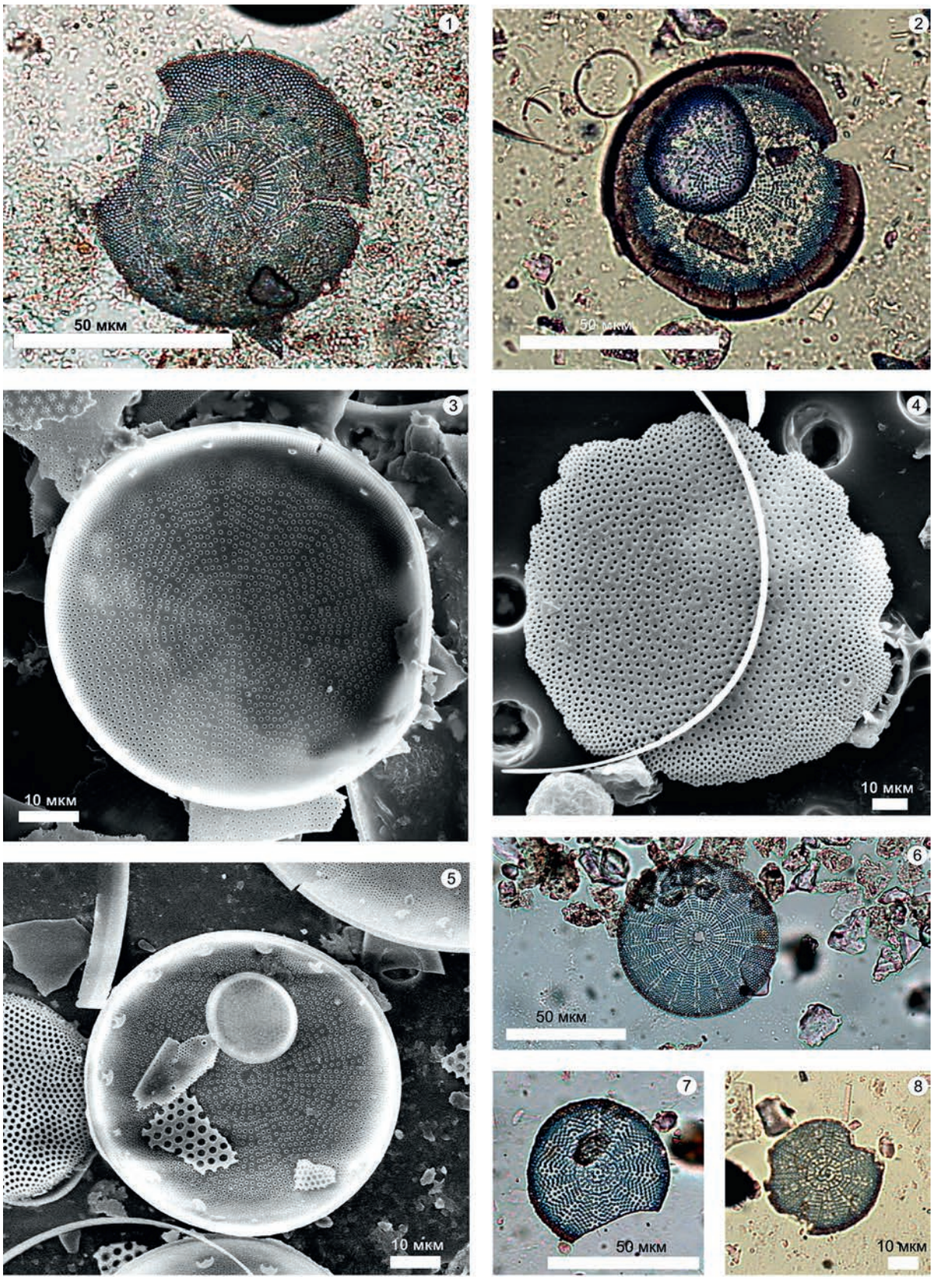
Фототаблица I. *Actinocyclus octonarius* var. *octonarius*

1–6 – створка: 5 – переходная форма от var. *octonarius* к var. *ralfsii*. 1–5 – колонка К-14 (интервал 235–240 см); 6 – колонка К-75 (84–95 см). Новоазовские слои



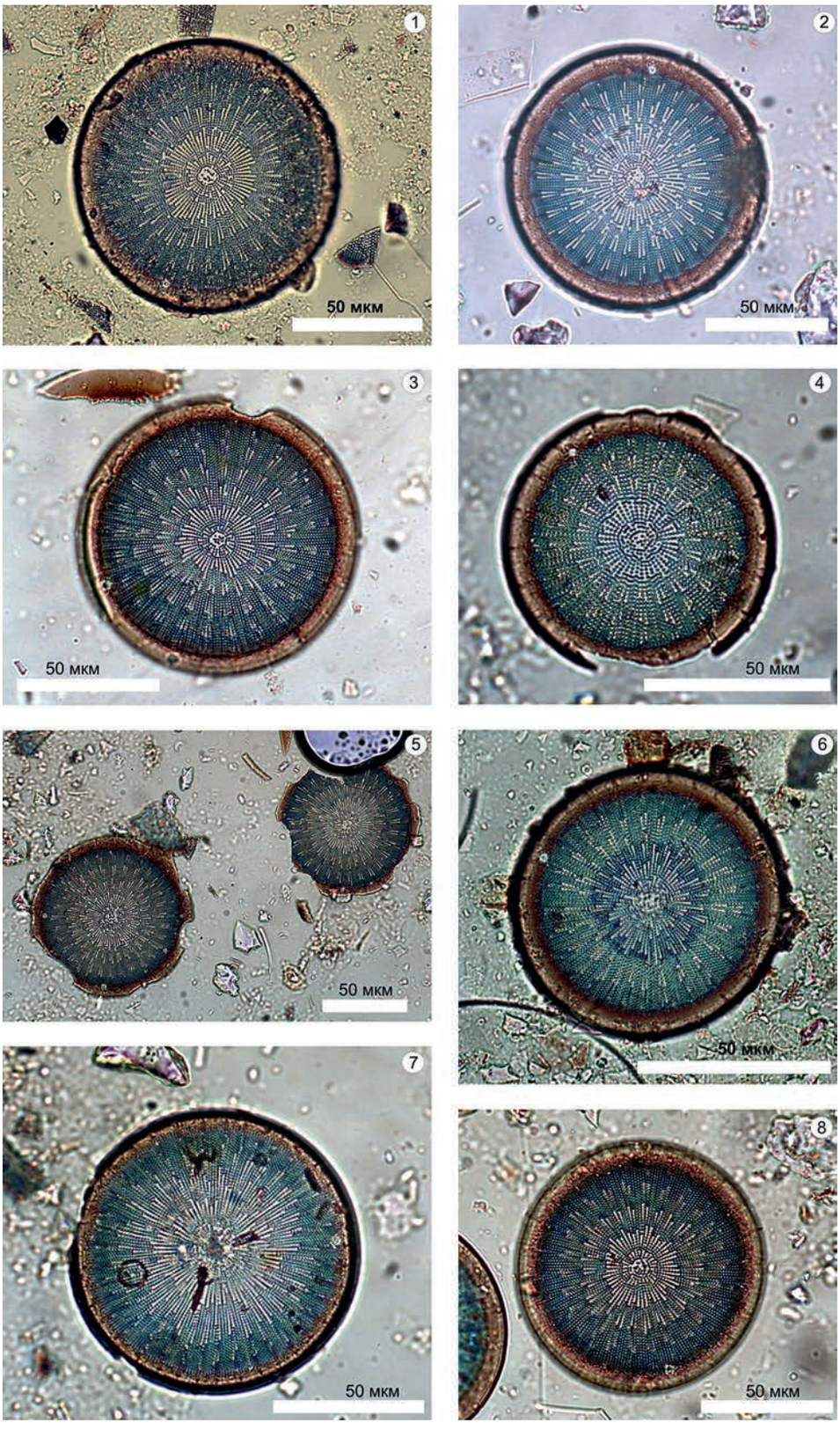
Фототаблица II. *Actinocyclus octonarius* var. *octonarius*

1, 7 – створка с наружной поверхности; 2 – створка с внутренней поверхности; 3, 4 – край створки с наружной (3) и внутренней поверхности (4); 5 – слом стенки панциря; 6 – двугубый вырост с внутренней поверхности; 8 – ложный глазок с наружной поверхности. 1–8 – колонка К-75 (интервал 84–95 см), новоазовские слои. Сканирующий электронный микроскоп (СЭМ)



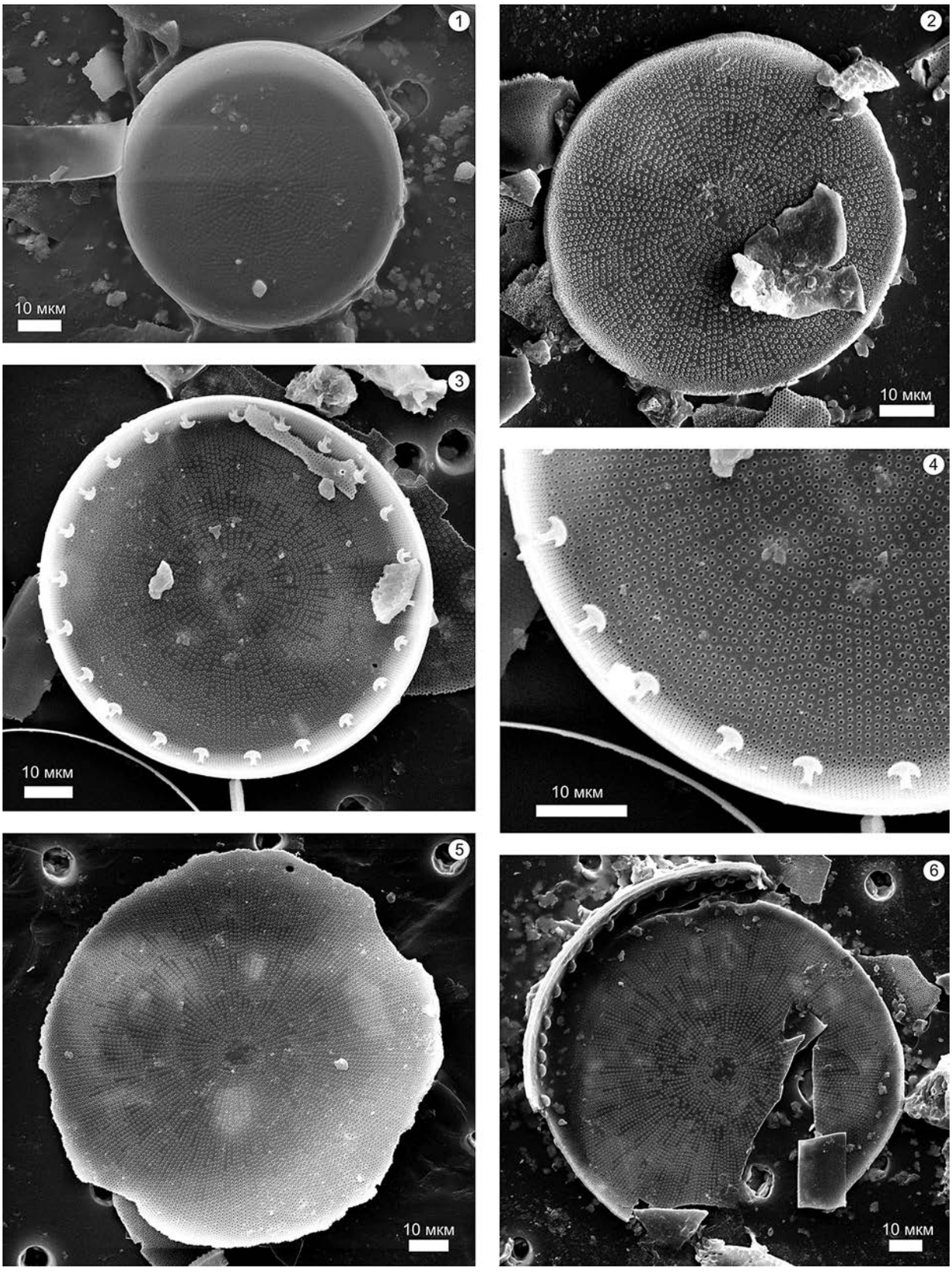
Фототаблица III. *Actinocyclus octonarius* var. *crassus* (1, 2), *A. octonarius* var. *intermedius* (3–8)

1, 2, 6–8 – створка: 1 – переходная форма от var. *crassus* к var. *ralfsii*; 3, 5 – створка с внутренней поверхности; 4 – створка с наружной поверхности. 1 – колонка К-14 (интервал 220–225 см); 2 – К-14 (155–160 см); 3, 4 – К-45 (70 см); 5 – St-1 (55–58 см); 6, 7 – К-75 (84–95 см); 8 – К-14 (200–205 см). Новоазовские слои. 1, 2, 6–8 – световой микроскоп (СМ); 3–5 – СЭМ



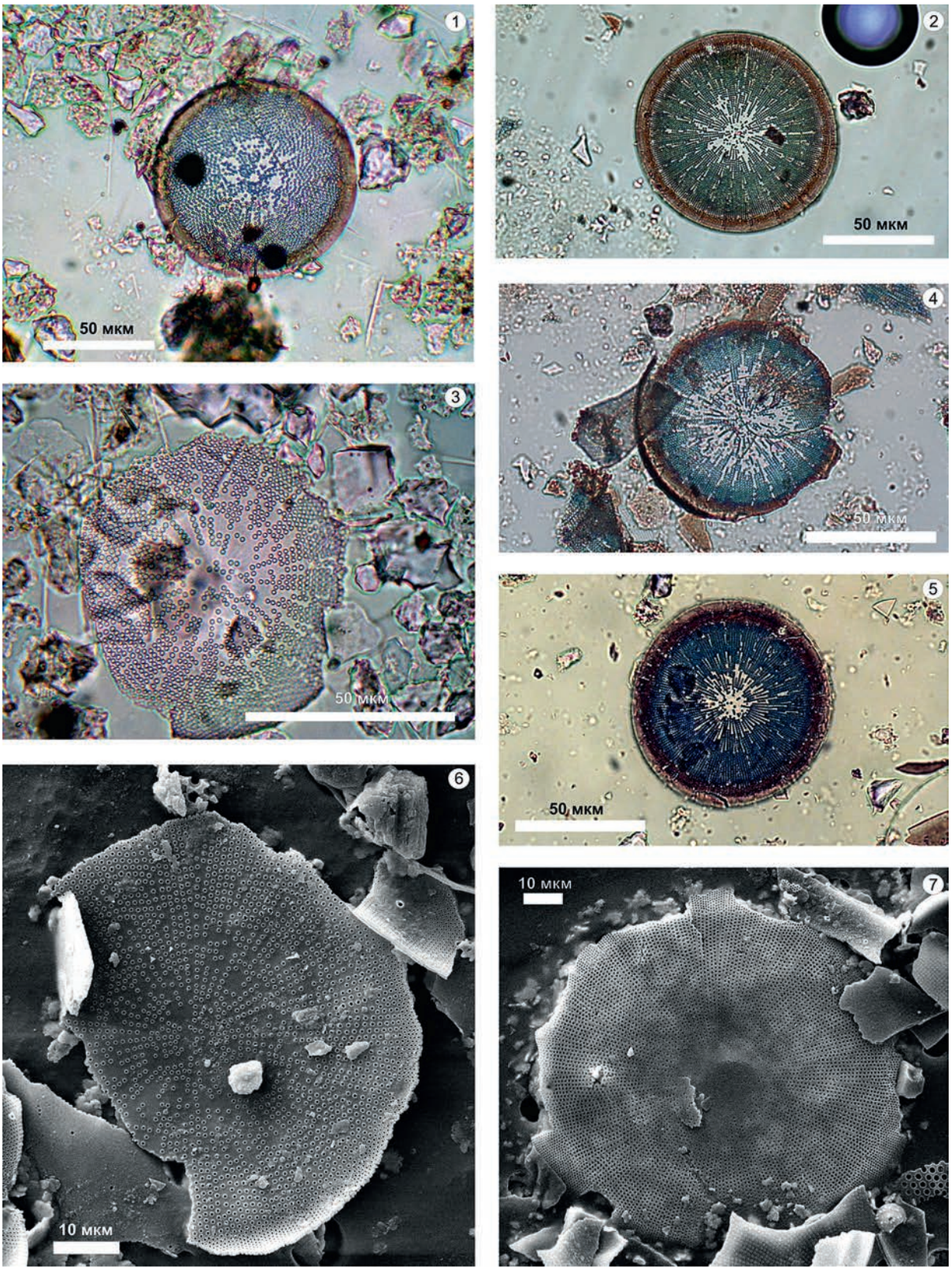
Фотаблица IV. ***Actinocyclus octonarius*** **var.** ***ralfsii***

1–4, 6–8 – створка; 5 – две створки. 1 – колонка К-14 (155–160 см); 2–8 – колонка К-14 (235–240 см). Новоазовские слои. СМ



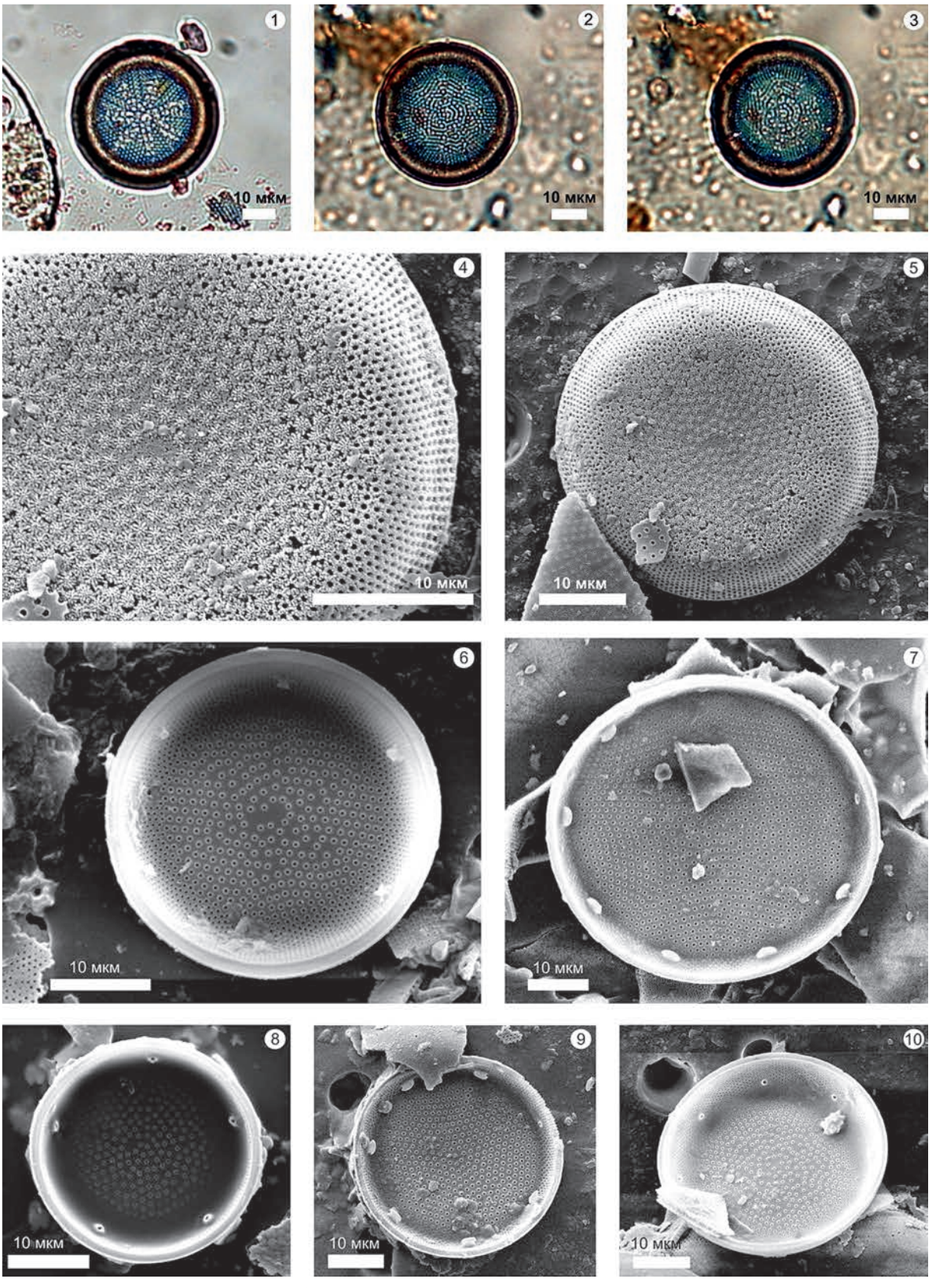
Фототаблица V. ***Actinocyclus octonarius*** **var.** ***ralfsii***

1, 2, 5 – створка с наружной поверхности; 3, 4, 6 – створка с внутренней поверхности. 1, 4 – колонка St-1 (интервал 55–58 см); 2, 3, 5, 6 – колонка К-45 (70 см). Новоазовские слои. СЭМ



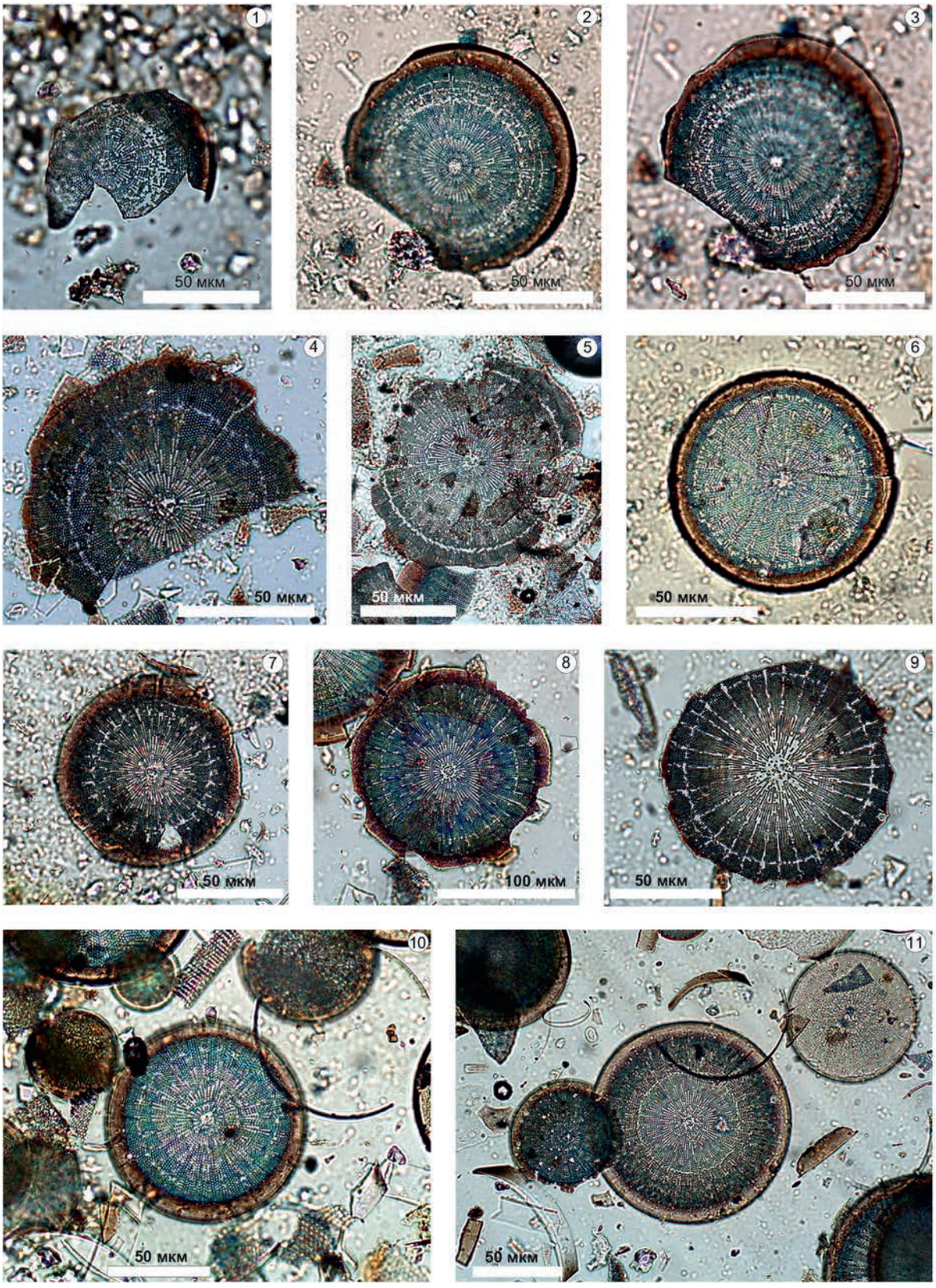
Фототаблица VI. ***Actinocyclus octonarius* var.** ***sparsus***

1–5 – створка; 6, 7 – створка с наружной поверхности. 1, 3 – колонка К-75 (интервал 84–95 см); 2, 4 – К-44 (61 см); 5 – К-14 (155–160 см); 6 – St-1 (55–58 см); 7 – St-1 (106–108 см). Новоазовские слои. 1–5 – СМ; 6, 7 – СЭМ



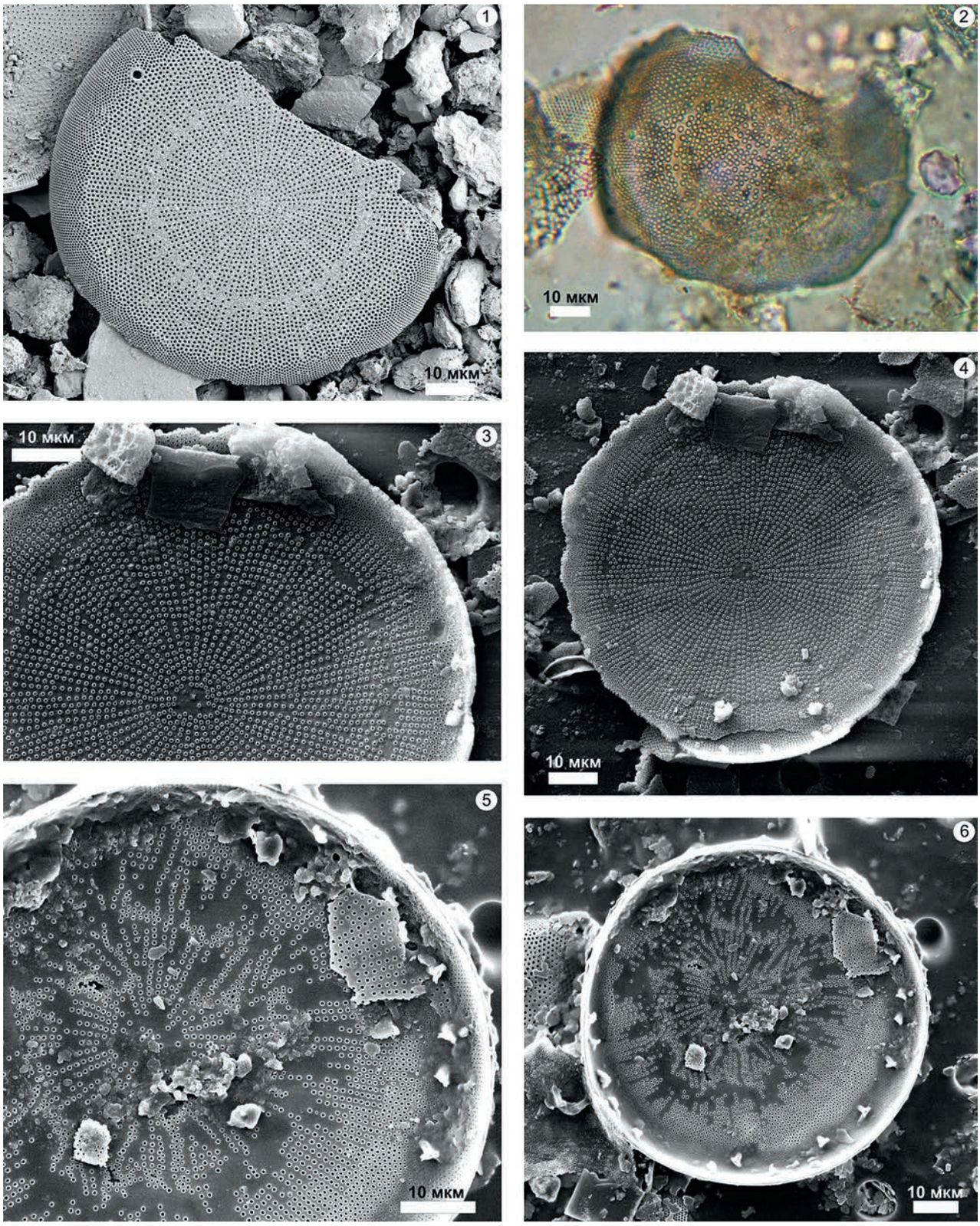
Фототаблица VII. *Actinocyclus octonarius* var. *tenellus*

1–3 – створка; 4, 5 – створка с наружной поверхности; 6–10 – створка с внутренней поверхности. 1–3 – колонка К-14 (интервал 235–240 см); 4, 5 – К-75 (84–95 см); 6, 8 – К-45 (70 см); 7, 9, 10 – St-1 (55–58 см). Новоазовские слои. 1–3 – СМ; 4–10 – СЭМ



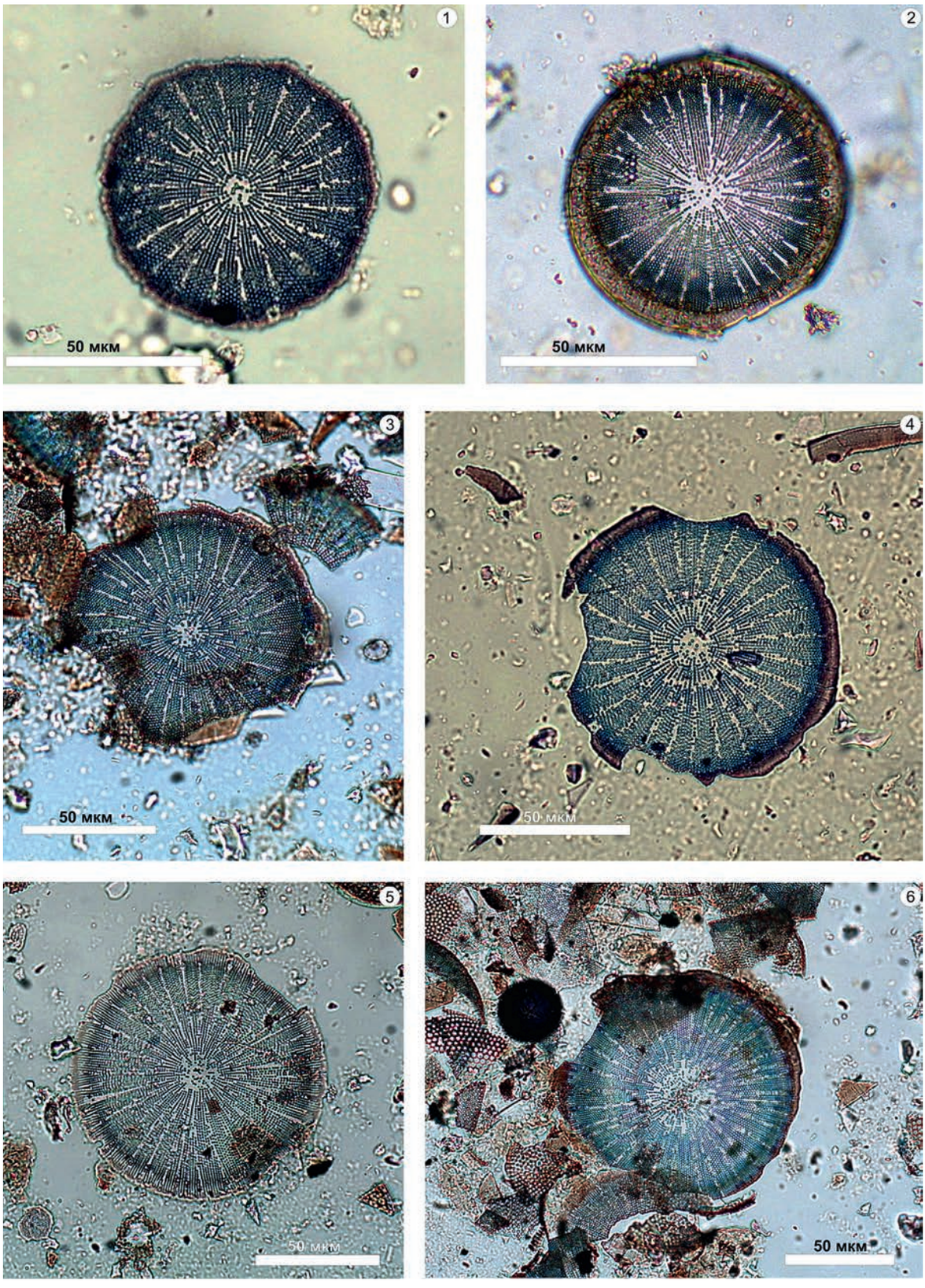
Фототаблица VIII. *Actinocyclus octonarius* var. *tonsure*

1–9 – створка: 6 – иллюстрация типового экземпляра *Actinocyclus octonarius* var. *tonsur*; 7–9 – переходная форма от *A. octonarius* var. *tonsura* к *A. pseudopodolicus*; 10, 11 – створки: переходная форма от var. *tonsura* к var. *ralfsii*. 1 – колонка К-75 (интервал 84–95 см); 2, 3, 6, 7 – К-14 (235–240 см); 4, 5, 9 – К-44 (85 см); 10, 11 – St-1 (55–58 см). Новоазовские слои. СМ



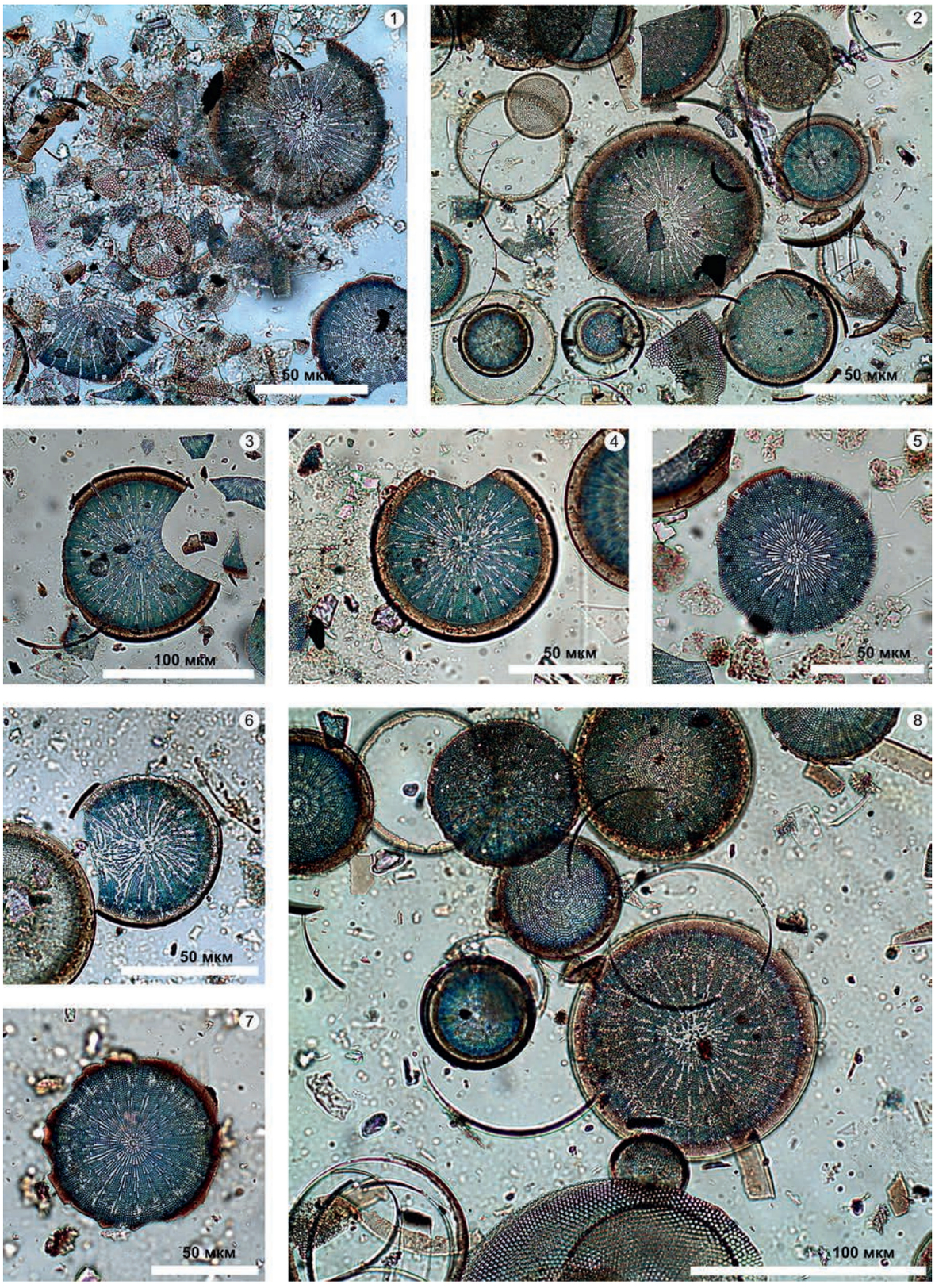
Фототаблица IX. *Actinocyclus octonarius* var. *tonsure*

1 – створка с наружной поверхности; 2 – створка; 3–6 – створка с внутренней поверхности: 5, 6 – тератогенная форма. 1, 2 – колонка К-75 (интервал 84–95 см); 3, 4 – К-45 (70–71 см); 5, 6 – St-1 (55–58 см). Новоазовские слои. 1, 3–6 – СЭМ; 2 – СМ



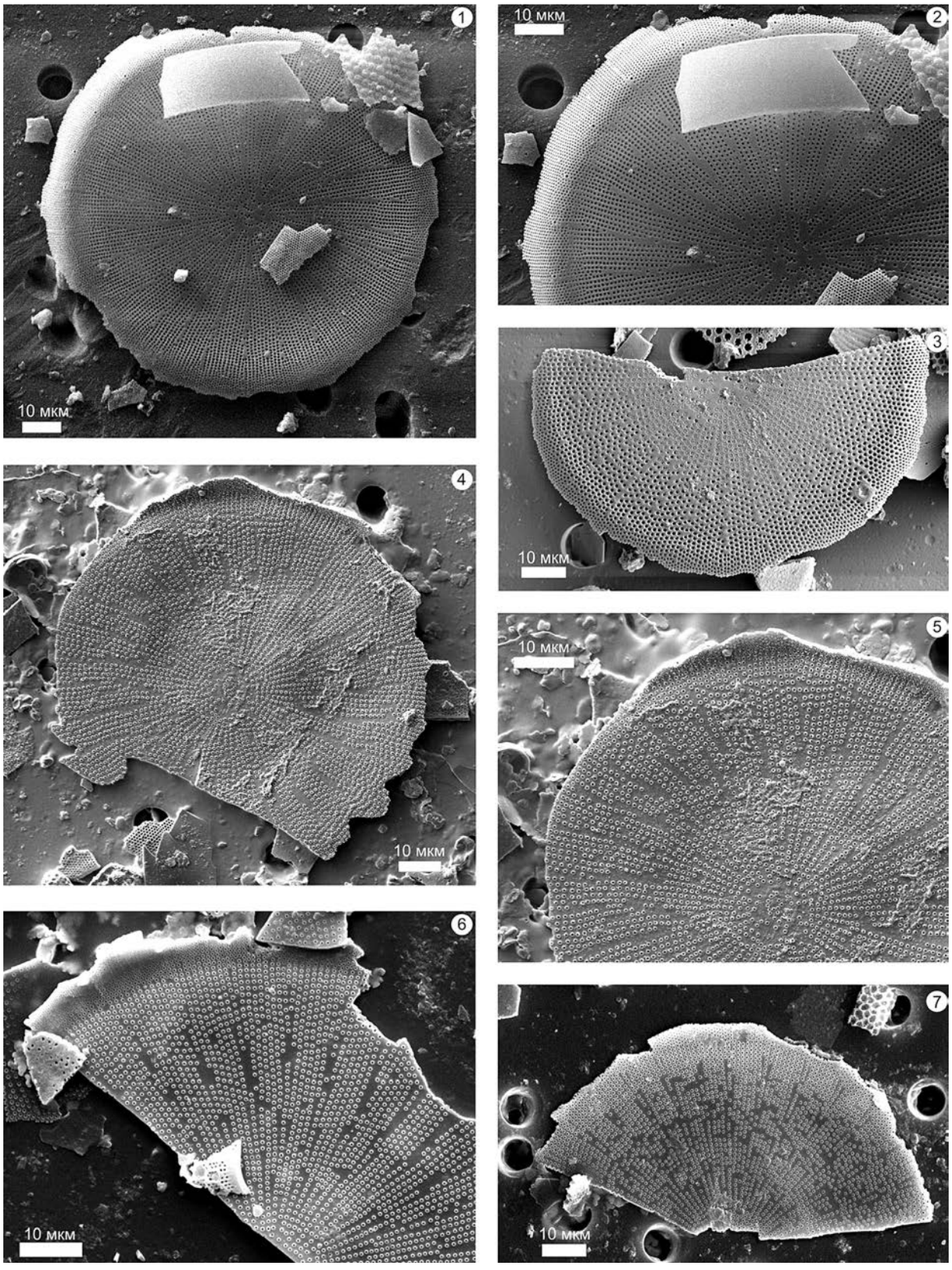
Фототаблица X. *Actinocyclus pseudopodolicus*

1–6 – створка: 1, 3, 4 – переходная форма от *A. pseudopodolicus* к *A. octonarius* var. *ralfsii*; 2 – иллюстрация типового экземпляра *Actinocyclus pseudopodolicus*; 6 – переходная форма от *A. pseudopodolicus* к *A. octonarius* var. *sparsus*. 1, 4 – колонка К-14 (интервал 155–160 см); 2 – К-75 (84–85 см); 3, 5, 6 – К-44 (85 см). Новоазовские слои. СМ



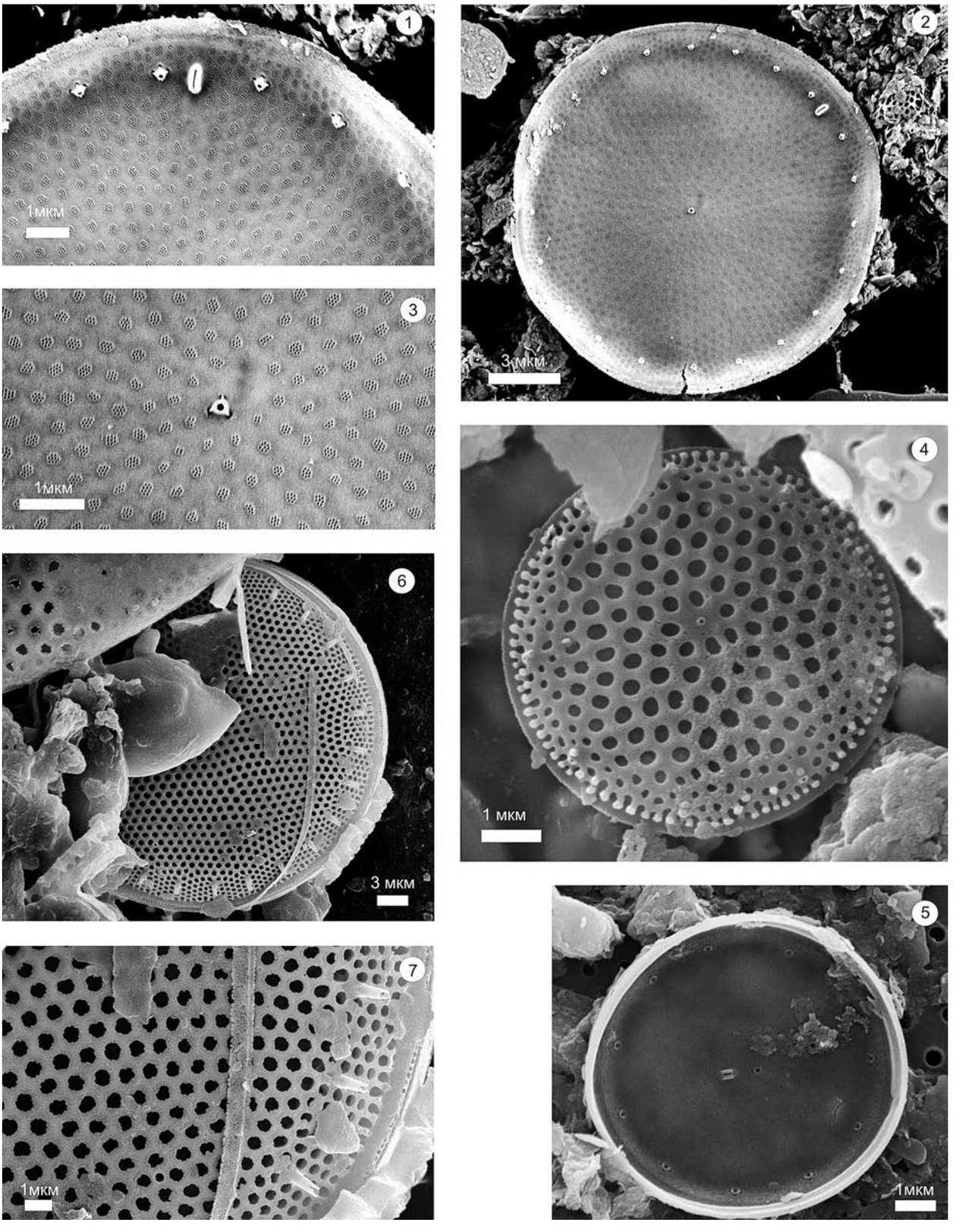
Фототаблица XI. *Actinocyclus pseudopodolicus*

1, 2, 8 – створки: 8 – переходная форма от *A. pseudopodolicus* к *A. octonarius* var. *tonsura*; 3–7 – створка: 6 – тератогенная форма, 7 – переходная форма от *A. pseudopodolicus* к *A. octonarius* var. *tonsura*. 1 – колонка К-44 (интервал 85–86 см); 2, 8 – St-1 (55–58 см), 3, 4, 6 – К-14 (235–240 см); 5–7 – К-75 (84–95 см). Новоазовские слои. СМ



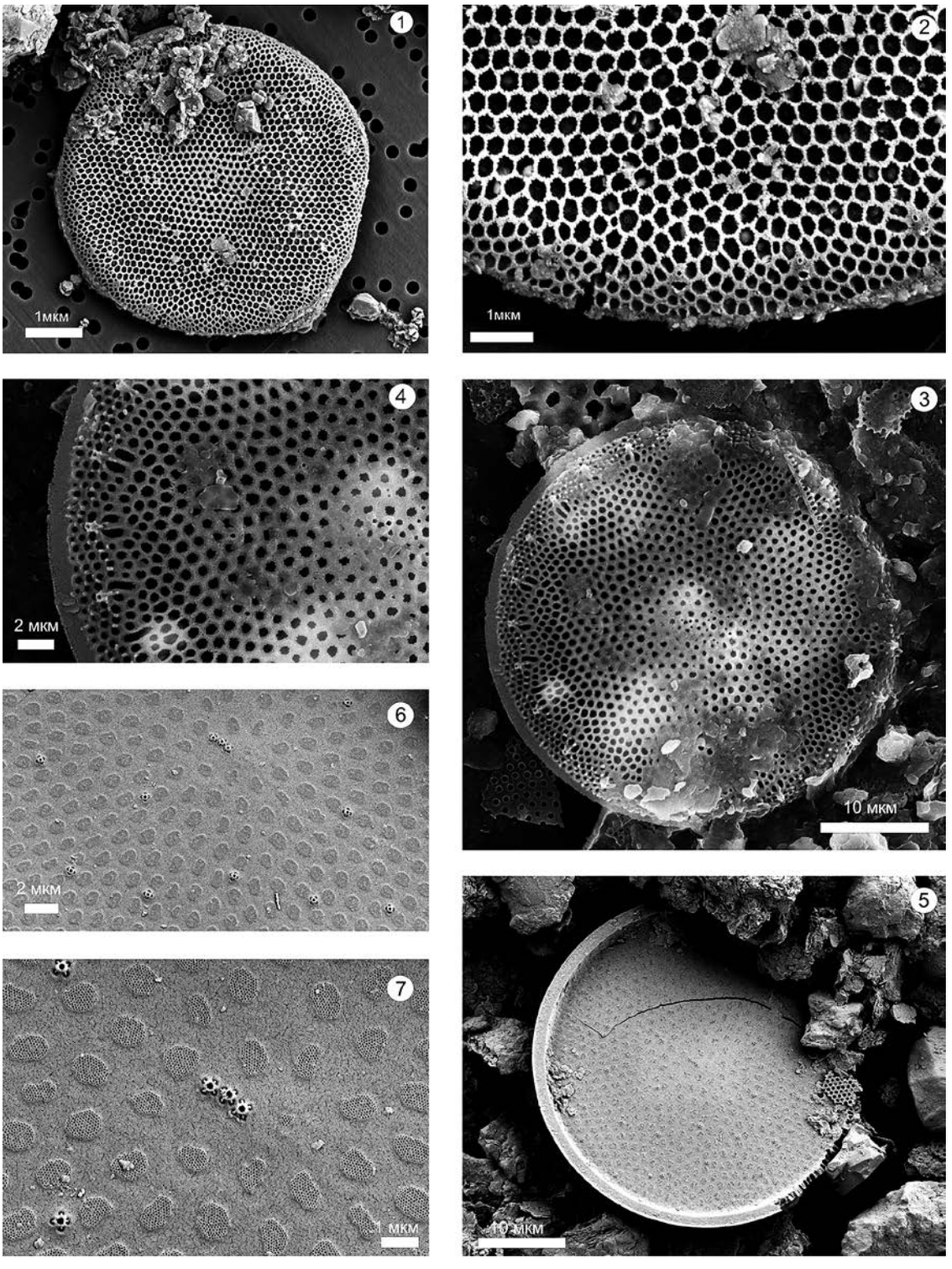
Фототаблица XII. ***Actinocyclus pseudopodolicus***

1–3 – створка с наружной поверхности; 4–7 – створка с внутренней поверхности. 1–7 – колонка К-45 (интервал 70–71 см), новоазовские слои. СЭМ

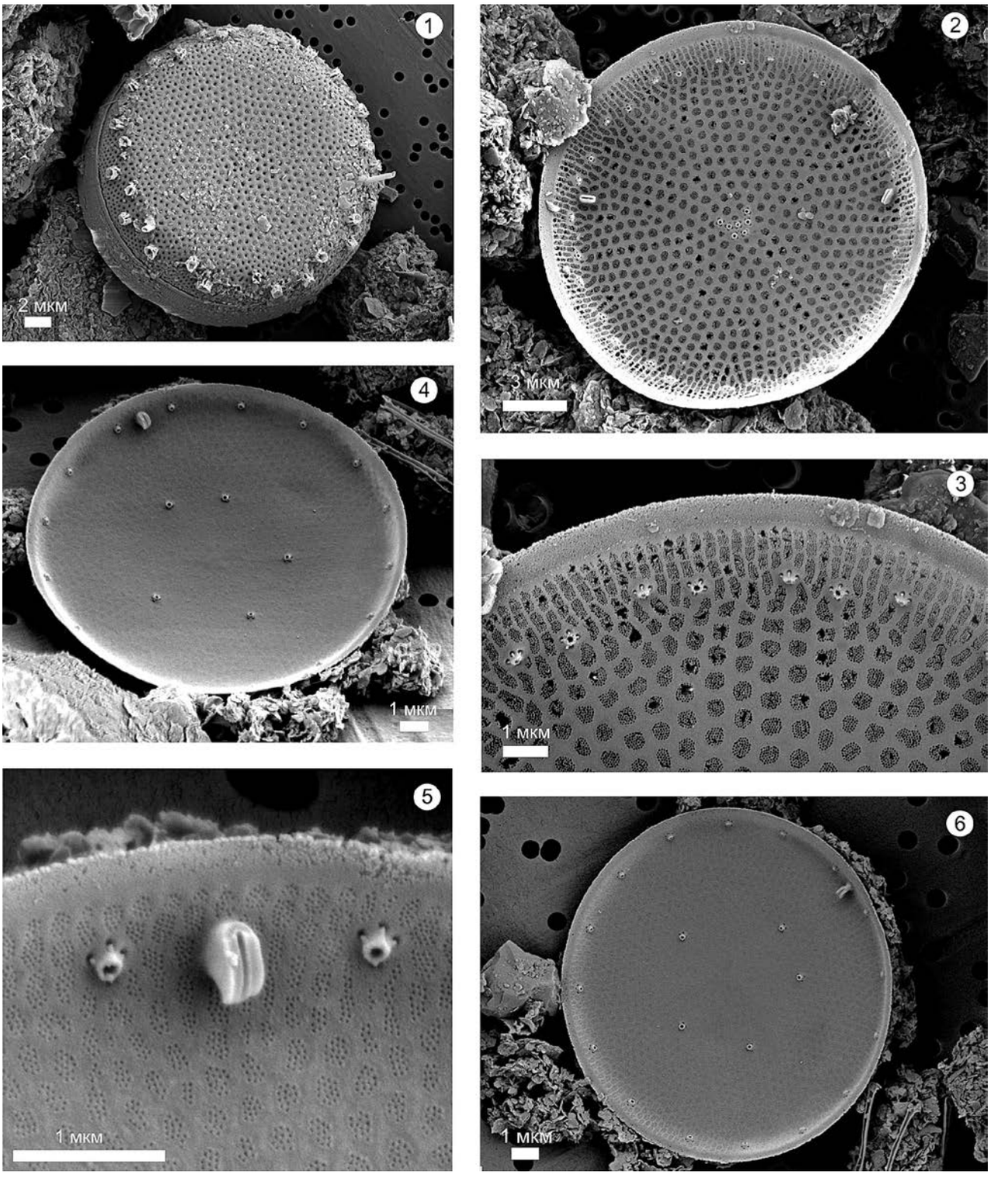


Фототаблица XIII. *Thalassiosira allenii* (1–3), *Thalassiosira* cf. *proschkinae* (4, 5), *T. aculeata* (6, 7)

1, 3 – часть створки с внутренней поверхности; 2, 5 – створка с внутренней поверхности; 4, 6 – створка с наружной поверхности, расположение и структура ареол и краевых выростов; 7 – часть створки с наружной поверхности. СЭМ

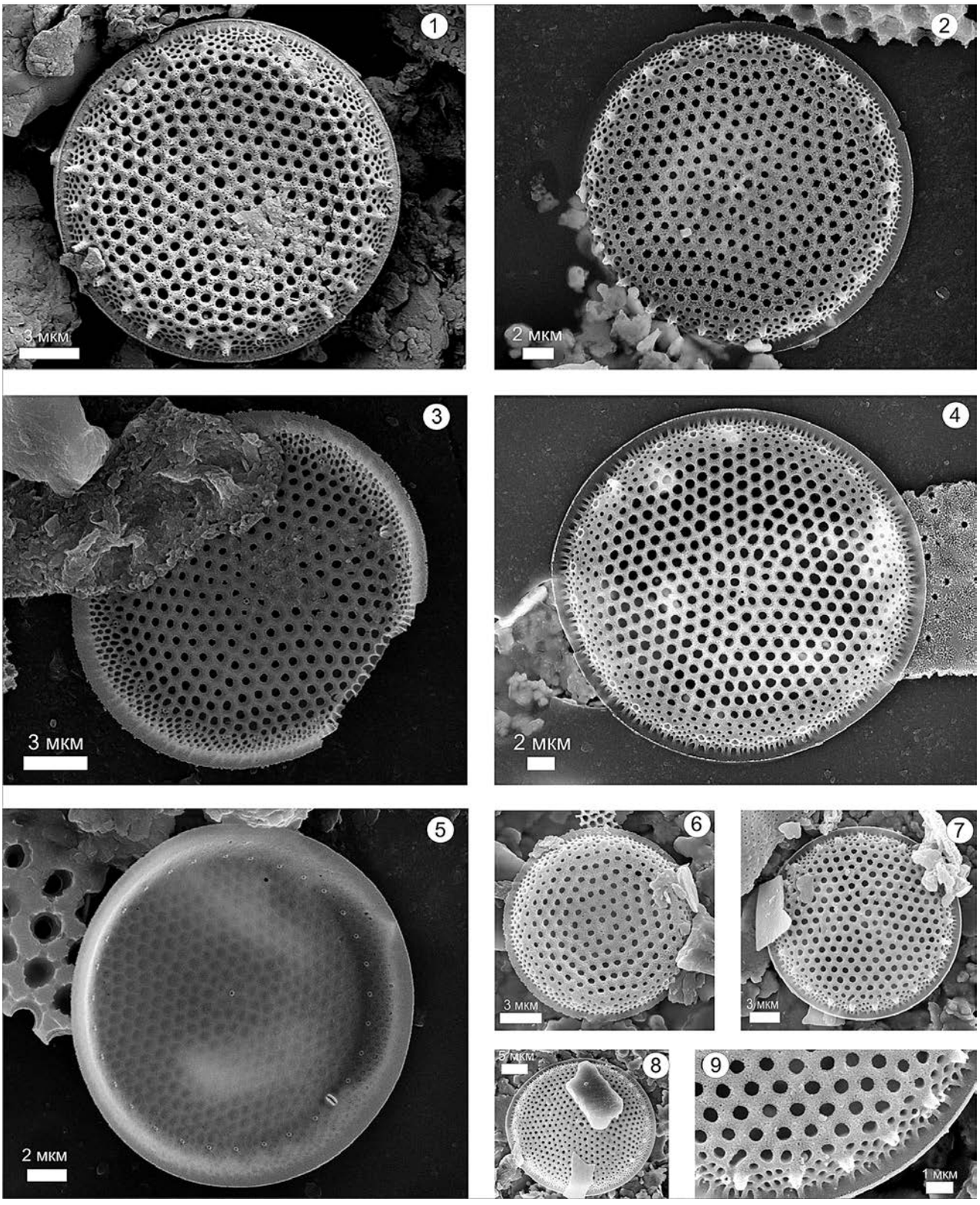


Фототаблица XIV. *Thalassiosira* sp. (1, 2), *Thalassiosira azovica* (3–5)
1, 3 – створка с наружной поверхности; 2, 4 – часть створки с наружной поверхности;
5 – створка с внутренней поверхности. СЭМ



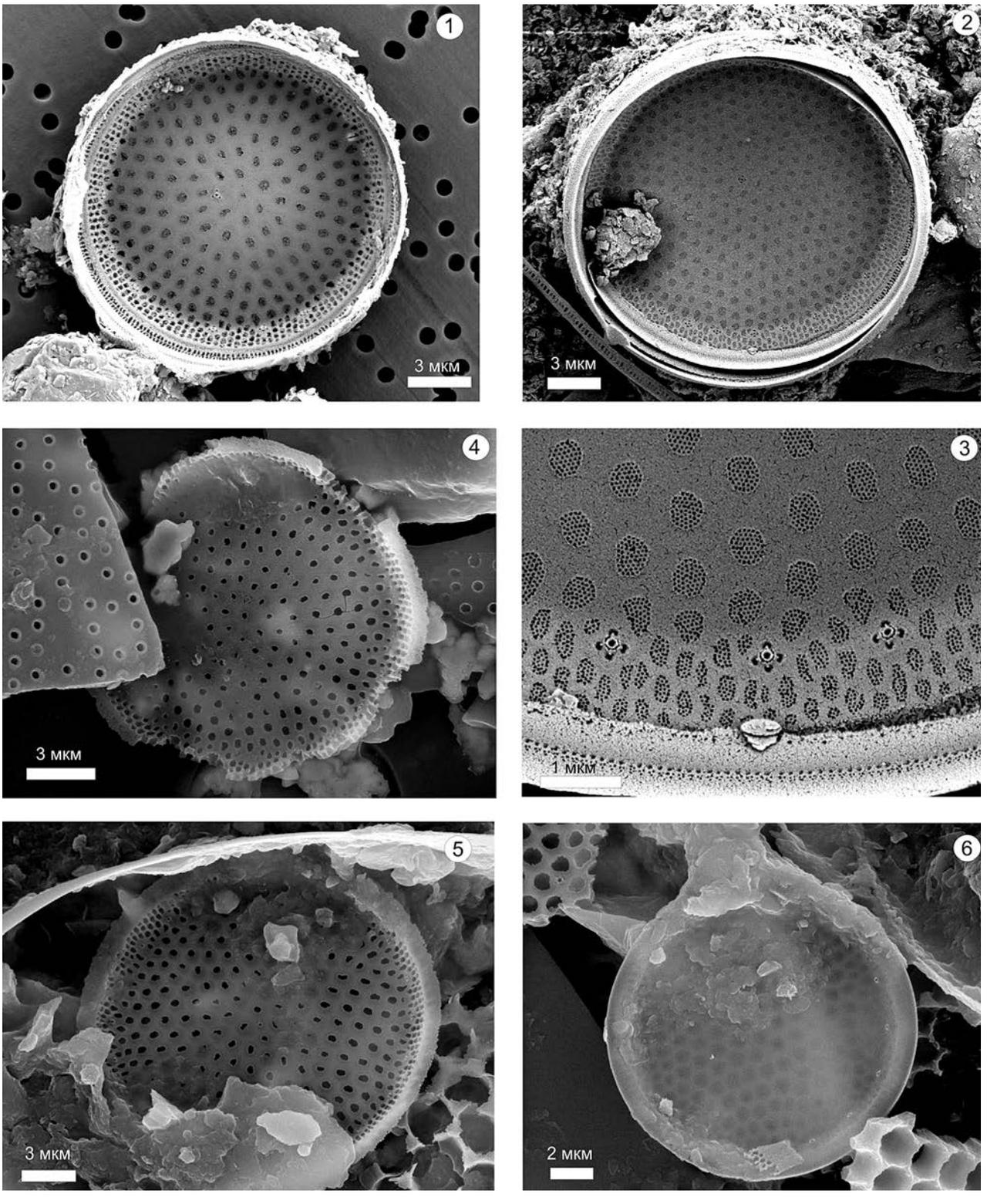
Фототаблица XV. *Thalassiosira baltica* (1–3), *T. mediterranea* (4–6)

1 – створка с наружной поверхности; 2, 4, 6 – створка с внутренней поверхности;
3, 5 – край створки с внутренней поверхности с кольцом выростов с опорами и двугубым (3) выростом. СЭМ



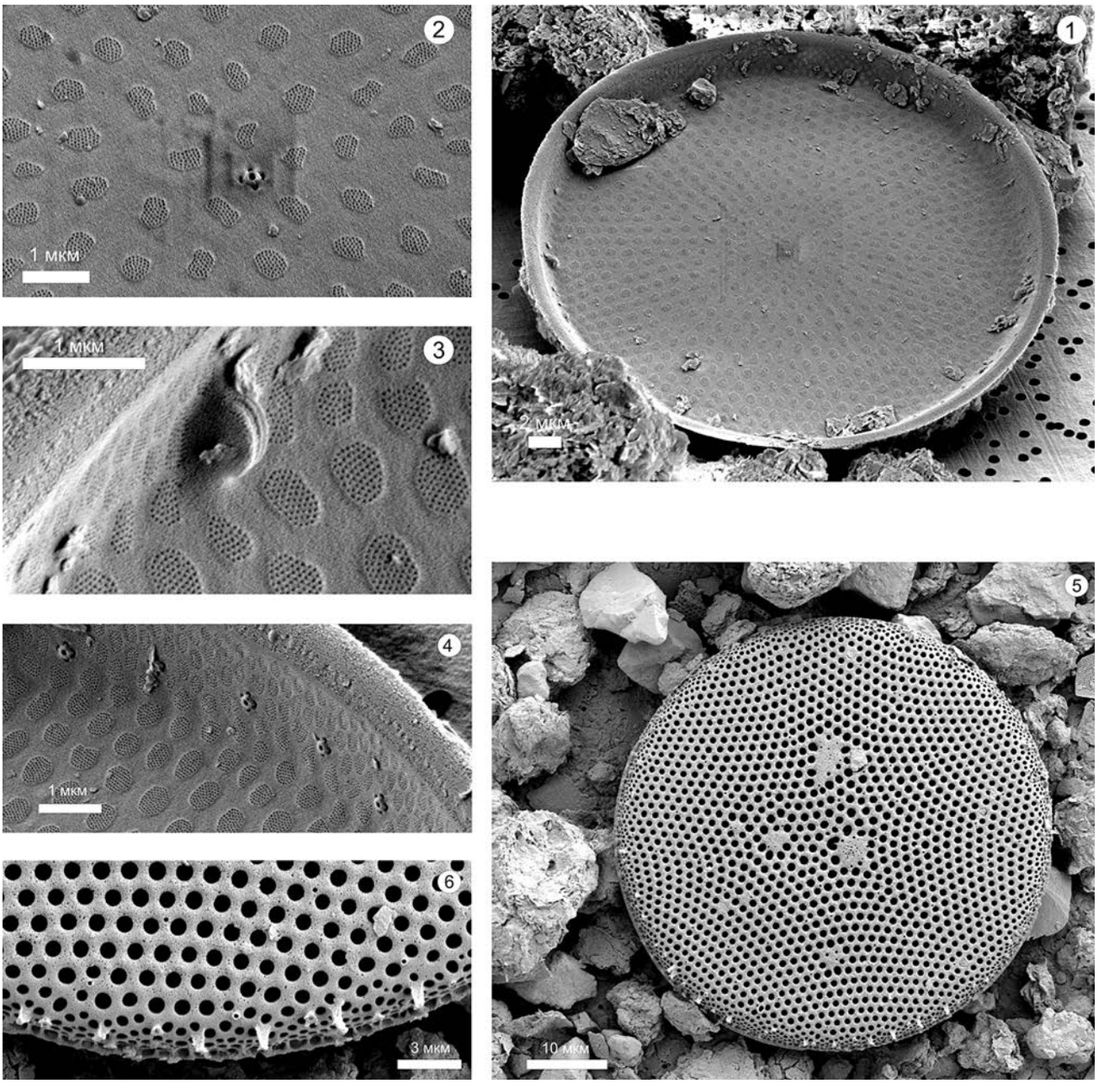
Фототаблица XVI. *Thalassiosira decipiens* (1–9)

1, 2, 4, 6–8 – створка с наружной поверхности; 3, 5 – створка с внутренней поверхности;
9 – край створки с наружной поверхности. СЭМ



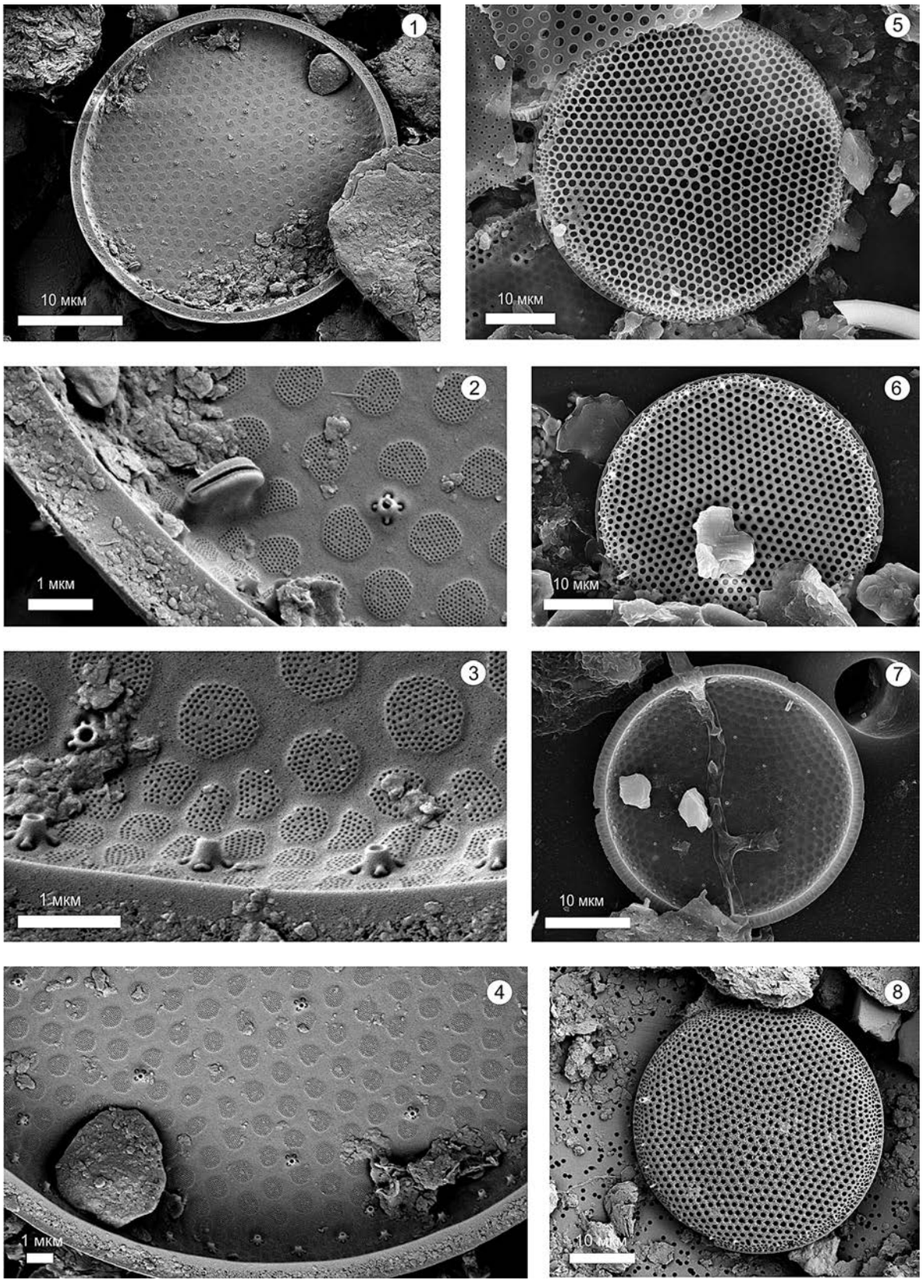
Фототаблица XVII. *Thalassiosira decipiens* (1–6)

1, 2, 4–6 – створка с внутренней поверхности; 3 – край створки с внутренней поверхности, расположение выростов с опорами, структура ареол на лицевой поверхности и загибе створки. СЭМ



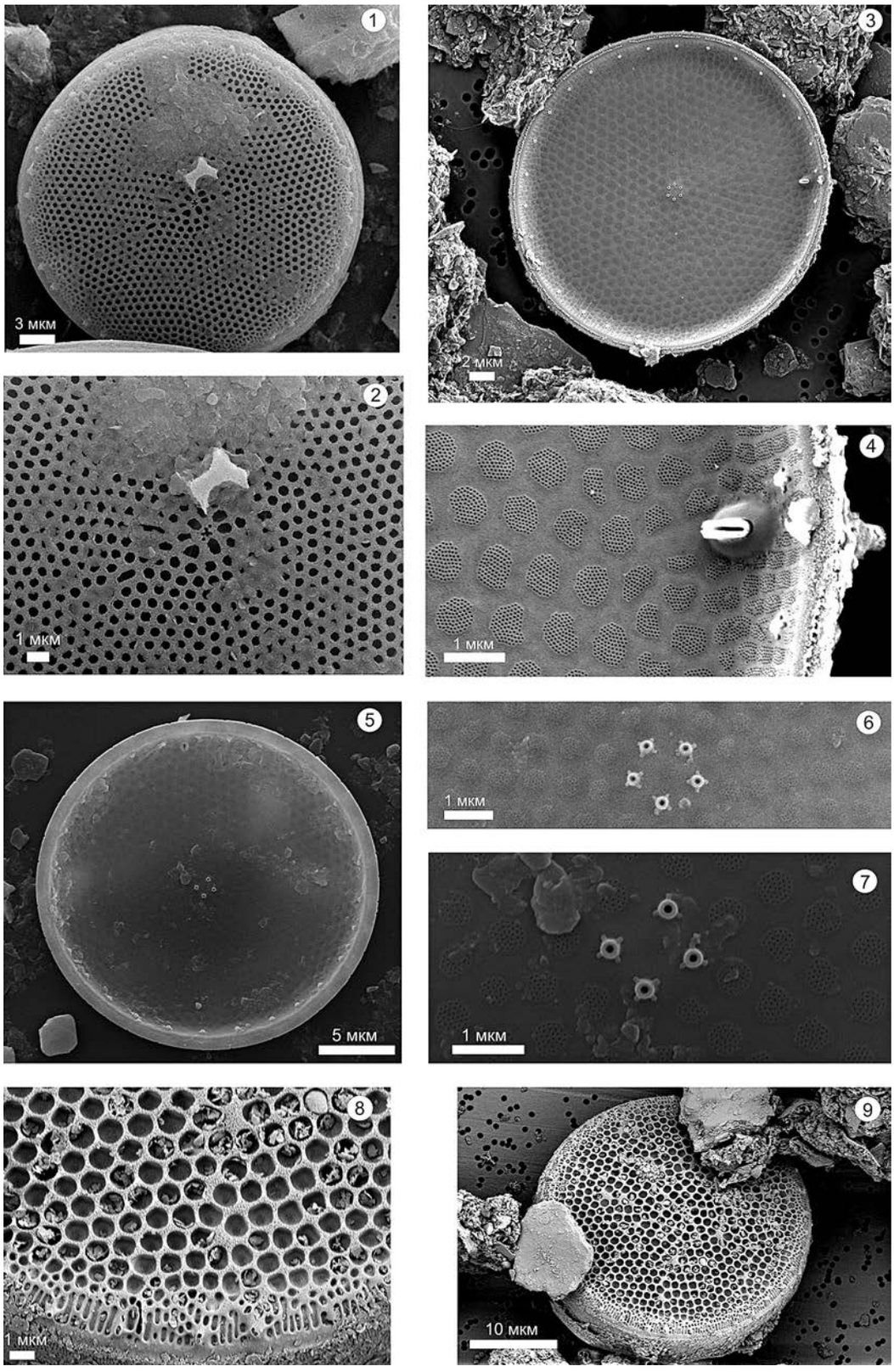
Фототаблица XVIII. *Thalassiosira decipiens* (1–4), *T. eccentrica* (5, 6)

1 – створка с внутренней поверхности; 2 – центр створки с внутренней поверхности; 3, 4, 6 – край створки с внутренней (3, 4) и наружной (6) поверхности, расположение двугубого выроста (3) и краевых выростов с опорами; 5 – створка с наружной поверхности. СЭМ



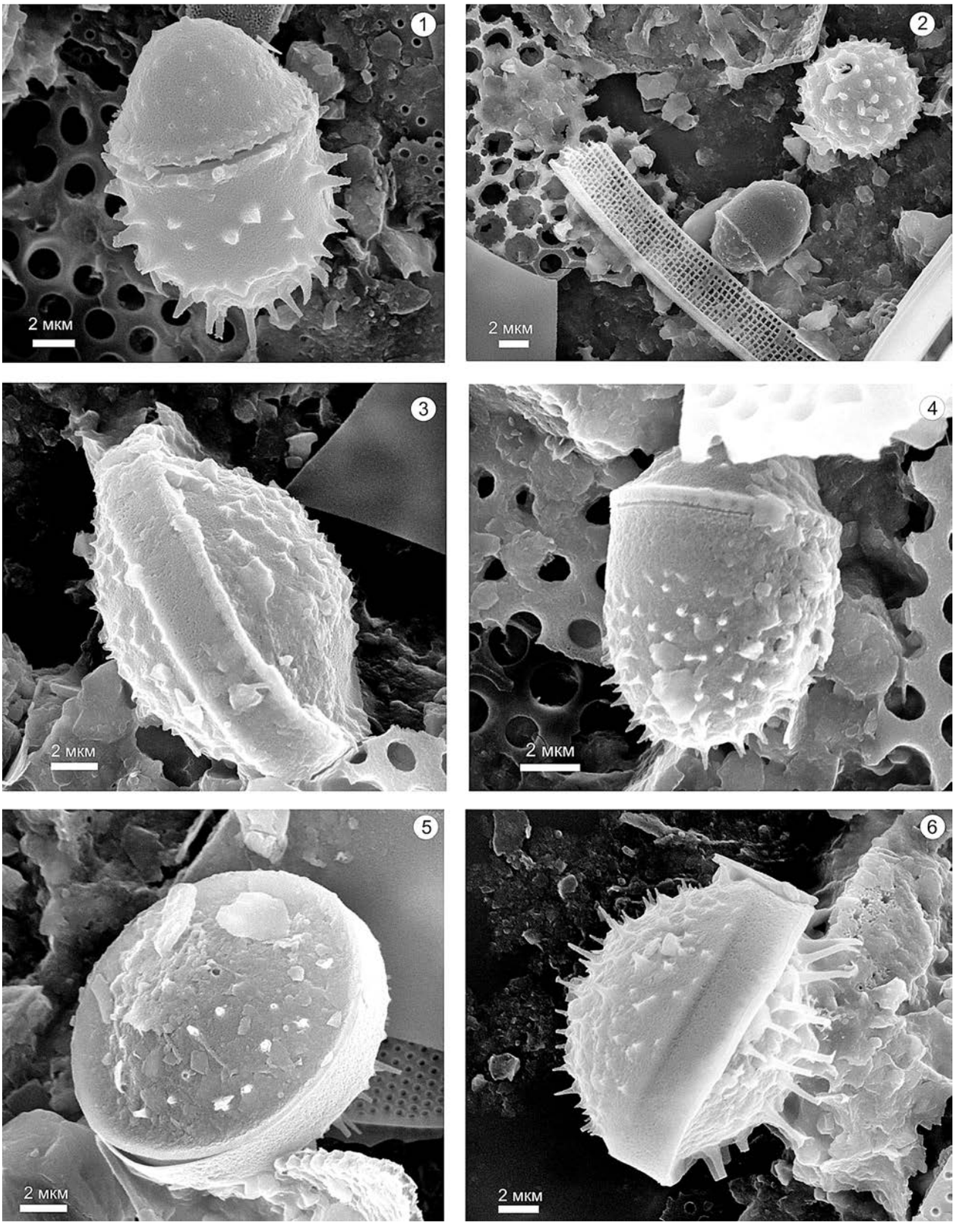
Фототаблица XIX. *Thalassiosira eccentrica* (1–8)

1, 7 – створка с внутренней поверхности; 2–4 – часть створки с внутренней поверхности, расположение двугубого выроста (2) и краевых выростов с опорами; 5, 6, 8 – створка с наружной поверхности. СЭМ

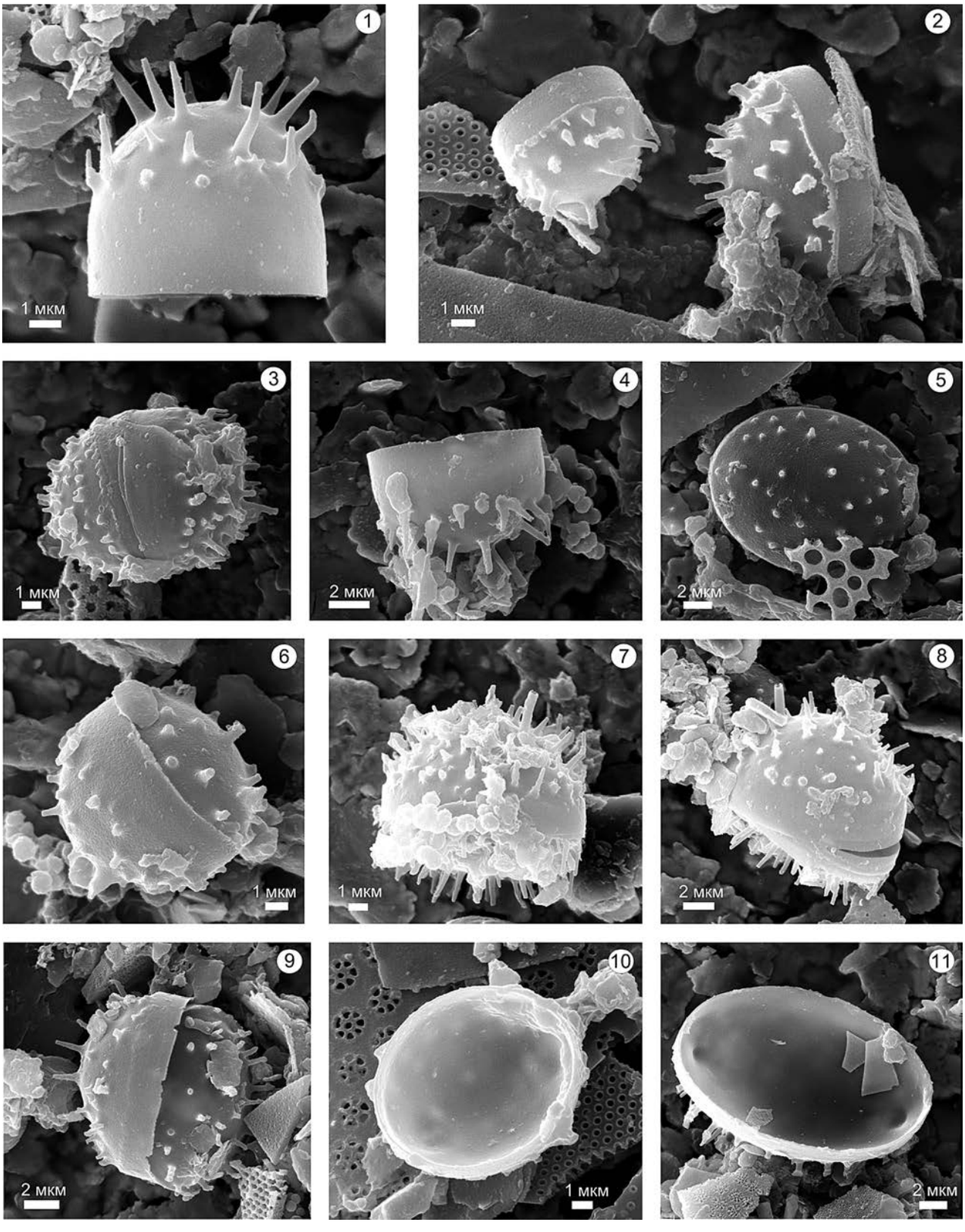


Фототаблица XX. *Thalassiosira incerta* (1–9)

1, 9 – створка с наружной поверхности; 2, 6, 7 – центр створки с наружной (2) и внутренней (6, 7) поверхности, число и расположение центральных выростов с опорами; 3, 5 – створка с внутренней поверхности; 4 – край створки с внутренней поверхности, расположение двугубого выроста; 8 – край створки с наружной поверхности. СЭМ

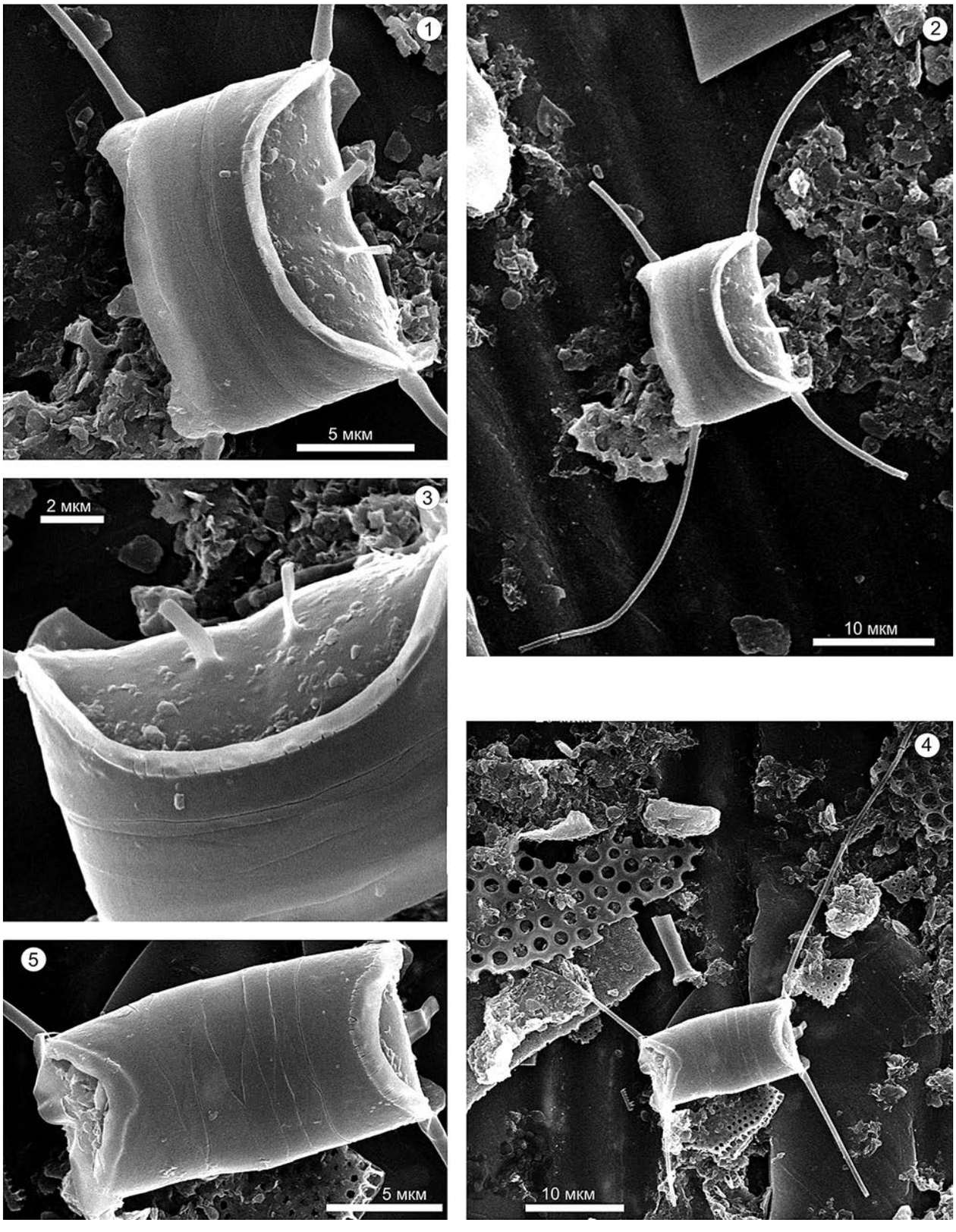


Фототаблица XXI. Споры *Chaetoceros* из колонки St-1 (115–119 см)
1, 2, 4 – *Chaetoceros paulsenii* Ostenfeld; 5–6 – *Chaetoceros holsaticus* F. Schütt. СЭМ

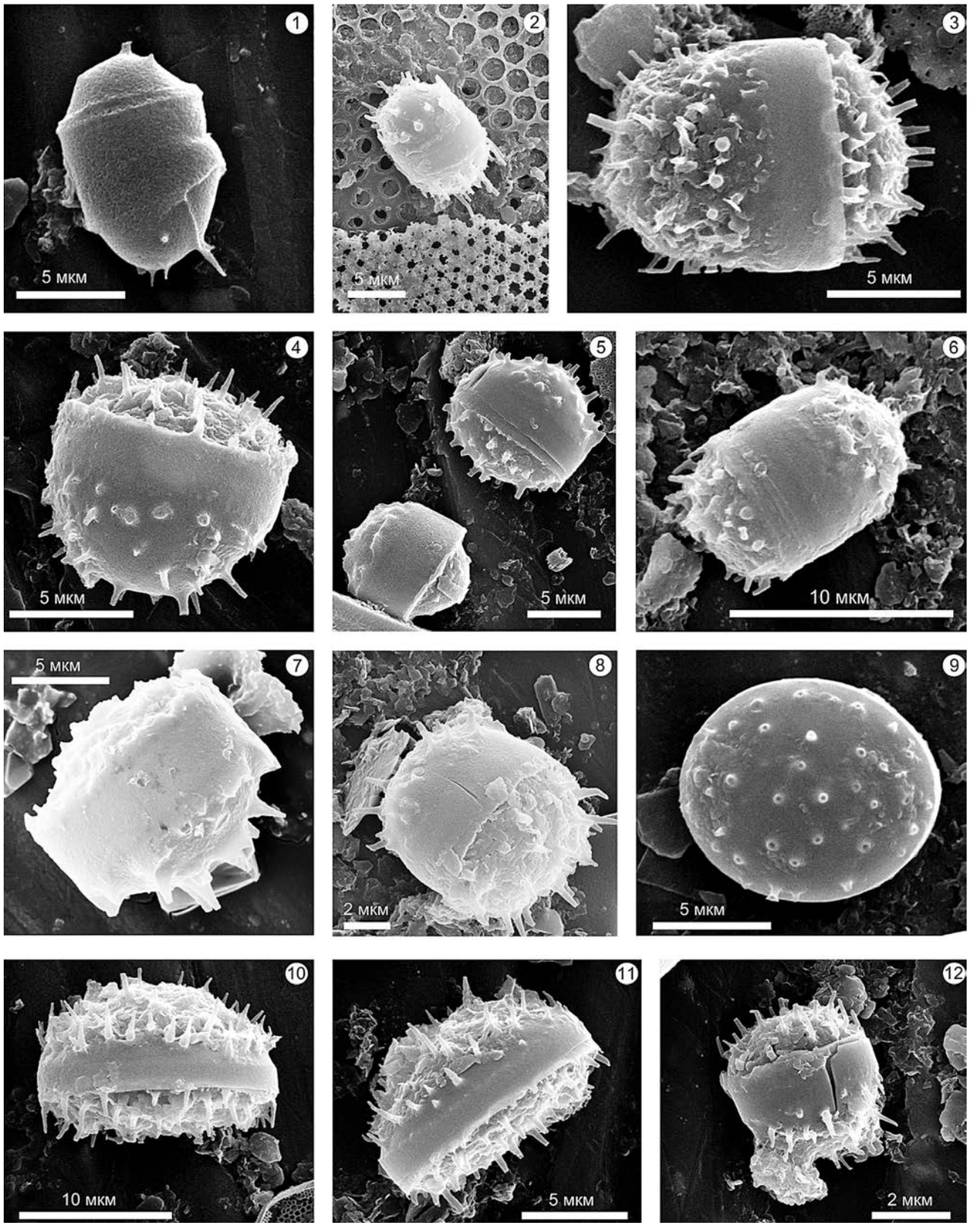


Фототаблица XXII. Споры *Chaetoceros* из колонки St-5

1, 2, 4, 6–8 – *Chaetoceros ceratosporus* Ostenfeld; 3, 5, 9, 10 – *Chaetoceros* sp. СЭМ

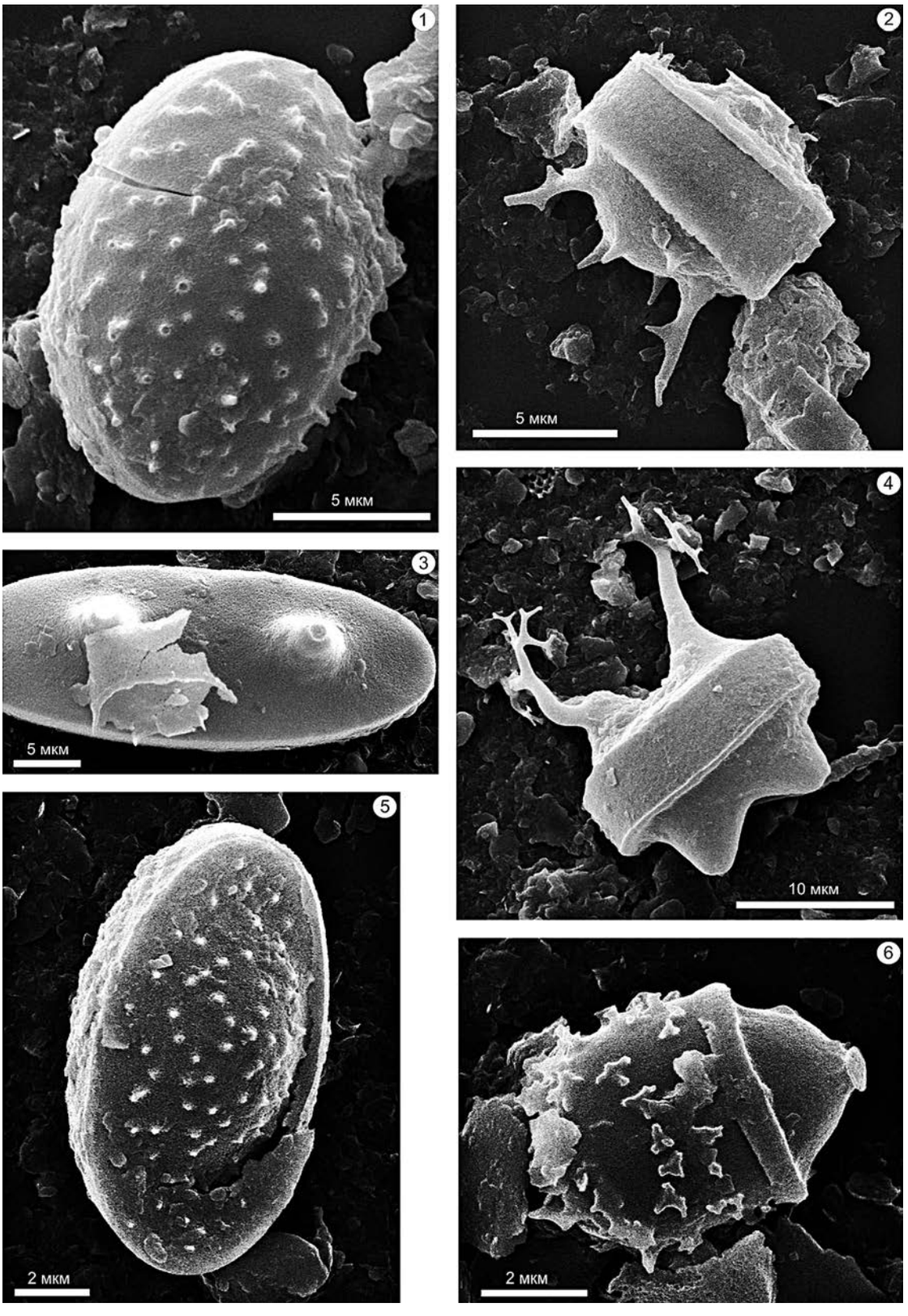


Фототаблица XXIII. Клетки *Chaetoceros* из колонки К-44 (0–5 см)
1–5 – *Chaetoceros fallax* Prosckina-Lavrenko. СЭМ



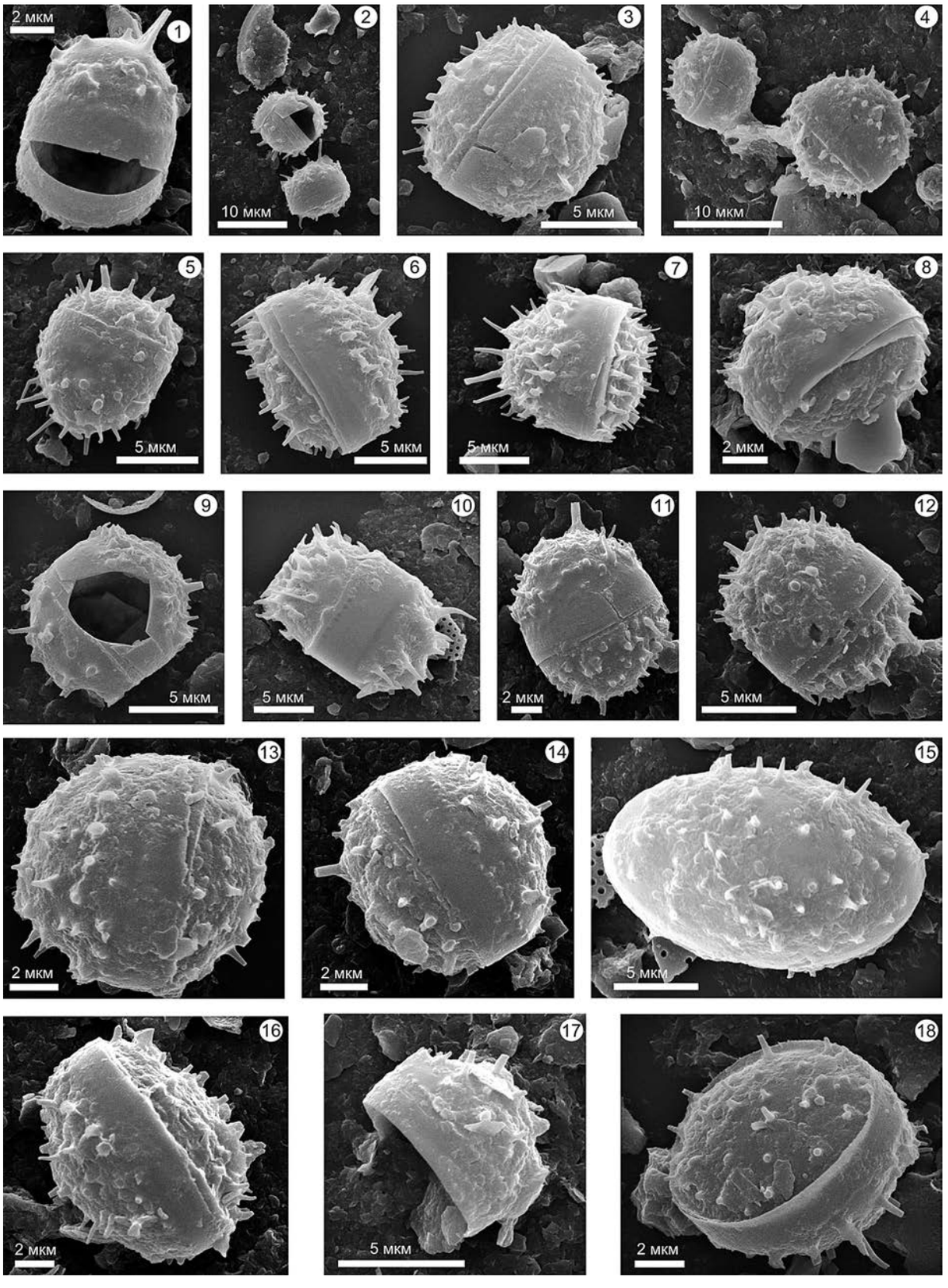
Фототаблица XXIV. Споры *Chaetoceros* из колонки К-44 (0–5 см)

1 – *Chaetoceros ceratosporus* Ostenfeld; 2, 3, 6 – *Chaetoceros simplex* Ostenfeld; 4, 5, 8, 12 – *Chaetoceros* cf. *simplex*; 10, 11 – *Chaetoceros* cf. *holsaticus* F. Schütt; 7, 9 – *Chaetoceros* sp. СЭМ



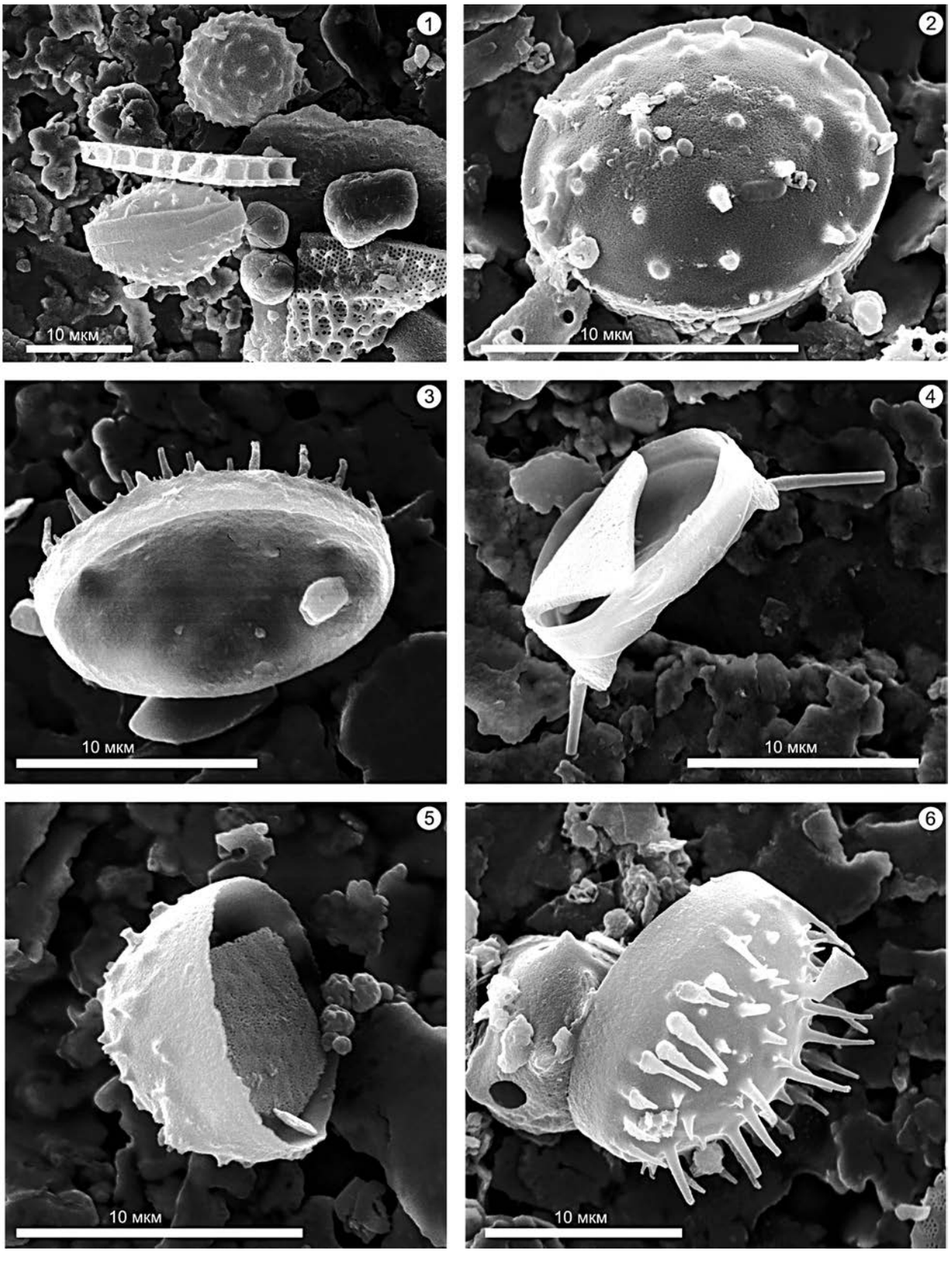
Фототаблица XXV. Споры *Chaetoceros* из колонки К-61

1, 5 – *Chaetoceros* sp.; 2 – *Chaetoceros ceratosporus* Ostenfeld; 3, 4 – *Chaetoceros lorenzianus* Grunow; 6 – *Chaetoceros paulsenii* Ostenfeld. СЭМ



Фототаблица XXVI

1–18 – споры *Chaetoceros ceratosporus* Ostenfeld из колонки К-79 (28–29 см). СЭМ



Фототаблица XXVII

1–6 – споры *Chaetoceros* sp. из колонки К-97. СЭМ

2.2. ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ПРИАЗОВЬЕ В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ (по данным спорово-пыльцевого анализа)

2.2.1. ВКЛАД ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ АЗОВСКОГО МОРЯ В РЕКОНСТРУКЦИЮ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ГОЛОЦЕНА ПРИАЗОВЬЯ

К настоящему времени имеется обширный материал по спорово-пыльцевому анализу донных отложений Азовского моря, относящихся к неогеновому, древне- и новоэвксинскому, бугазскому, древне- и новоазовскому времени [Вронский, Хрусталев, 1967; Вронский, 1976; Исагулова, 1978; Матишов и др., 2006, 2011, 2018а, б, 2018б и др.]. Анализ накопления спор и пыльцы в осадках Азовского моря в голоцене (времени формирования новоазовских и древнеазовских отложений) является актуальной задачей и дает возможность выявить основные тренды развития окружающей среды на юге Восточно-Европейской равнины, а также использовать палеогеографические реконструкции для прогноза возможной реакции экосистем на изменения ландшафтов и климата в будущем.

Азовское море представляет собой эстуарный водоем [Матишов, 2006а, 2007], отложения которого несут в себе информацию не только о динамике физико-географической обстановки Приазовья, но и юга Восточно-Европейской равнины в целом. Анаэробная среда, существующая в придонном водном слое, обеспечивает благоприятные условия для захоронения материала в донных осадках, что является важным фактором для регионов с семиаридным климатом, где в континентальных отложениях отмечается плохая сохранность пыльцы и спор.

Работы по спорово-пыльцевому анализу отложений Азовского моря проводились в 60–70 гг. XX в. [Вронский, Хрусталев, 1967; Вронский, 1973, 1976; Исагулова, 1978]. Уже более 10 лет активные комплексные исследования донных осадков осуществляются сотрудниками ЮНЦ РАН [Матишов, 2006б, 2007; Матишов и др., 2006, 2009, 2016, 2018а, 2018б; Дюжова, 2013, Matishov et al., 2013 и др.].

Регионы с семиаридным климатом, характеризующиеся летним дефицитом осадков, такие как степная зона европейской части России, обладают особой чувствительностью к изменениям увлажнения [Палеоклиматы … 2009]. Резкие колебания температур в зоне степей могут привести к учащению засух, обмелению малых рек и другим негативным последствиям как для естественных экосистем в регионе, так и для сельскохозяйственных угодий. В этой связи детальное изучение событий среднего и позднего голоцена Приазовья, выявление периодов похолоданий и потеплений, их продолжительности, а также оценка реакции ландшафтных компонентов на подобные изменения климата являются очень важной задачей.

За более чем 10 лет работы по изучению донных отложений Азовского моря методом спорово-пыльцевого анализа был собран большой фактический материал, позволяющий проводить реконструкцию растительности и климатических условий в Приазовье. Материалом для исследования послужили образцы, отобранные из 17 кернов донных осадков Азовского моря и Таганрогского залива (рис 2.1). Образцы отбирались с большой степенью подробности (в среднем 20–30 образцов на метр).

В ходе работы были исследованы спорово-пыльцевые спектры из образцов поверхностного слоя донных осадков, отобранных в различных участках шельфа Азовского моря. Данные анализа дали возможность установить основные закономерности седиментации и распределения пыльцы и спор в водоеме, а также выявить, в какой мере состав окружающей растительности отражается в спектрах. С целью установки хронологической последовательности донных осадков и их последующей корреляции использованы данные радиоуглеродного анализа (табл. 2.1, рис. 2.2).

Спорово-пыльцевой анализ субрецентных проб донных осадков

Распределение спорово-пыльцевого материала по всей площади Азовского моря происходит достаточно равномерно (рис. 2.13, точки 35, 42, 107, 118). Отличие наблюдается лишь в восточной части моря (см. рис. 2.13, точка 128) и выражается в повышенном содержании пыльцы древесных пород (рис. 2.14). Спорово-пыльцевые спектры осадков шельфа характеризуются высокой долей пыльцы степных растений и отражают распространение травянистой растительности на побережье. Количество пыльцы древесных пород не превышает 20 % (см. рис. 2.14). Преобладающая роль в группе древесных принадлежит пыльце лиственных пород – *Betula* и *Quercus*, также заметно участие пыльцы *Pinus*. Благодаря ветровому, а в некоторой степени и водному заносу, в спектрах присутствуют пыльцевые зерна *Corylus*, *Carpinus* и других древесных пород, не характерных для состава окружающей растительности побережья.

Пыльца трав разнообразна и отражает состав окружающей растительности с доминированием

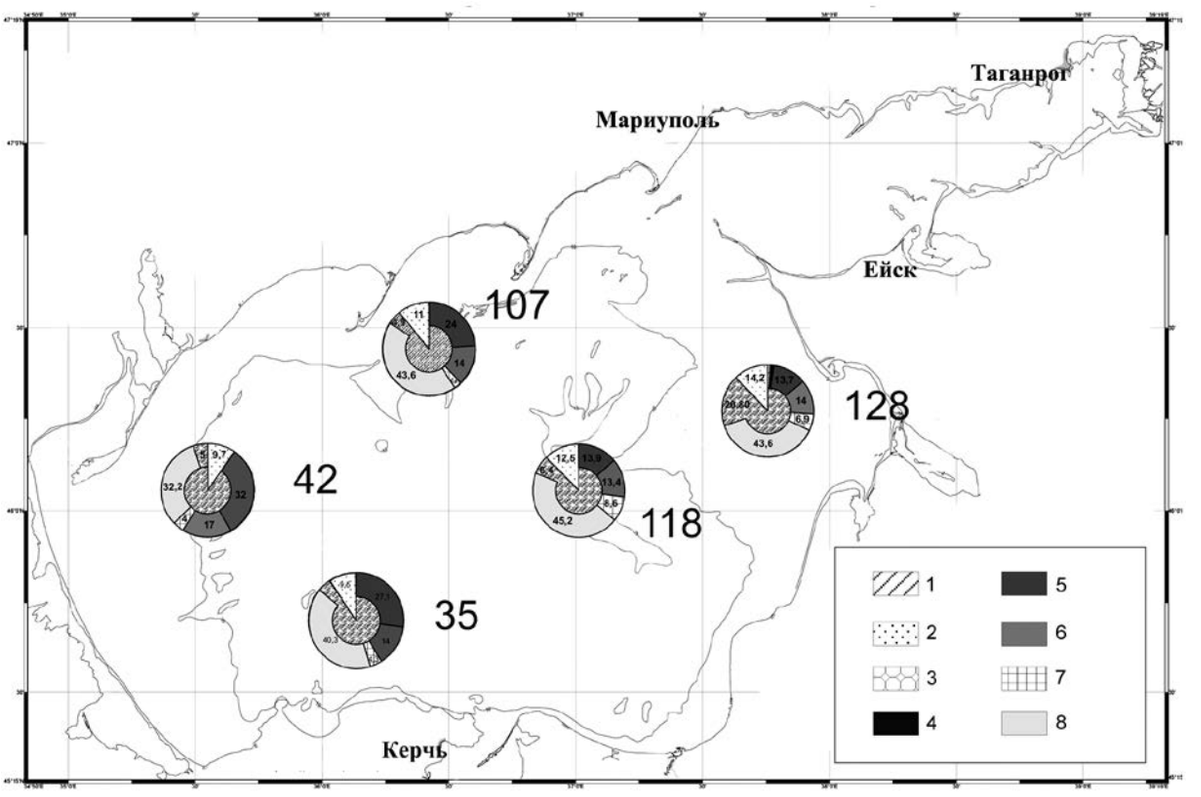


Рис. 2.13. Расположение станций отбора субрецентных проб донных осадков. Обозначения: 1 – травы, 2 – древесные, 3 – споры, 4 – переотложенные формы, 5 – Asteraceae, 6 – *Artemisia*, 7 – Poaceae, 8 – Chenopodiaceae

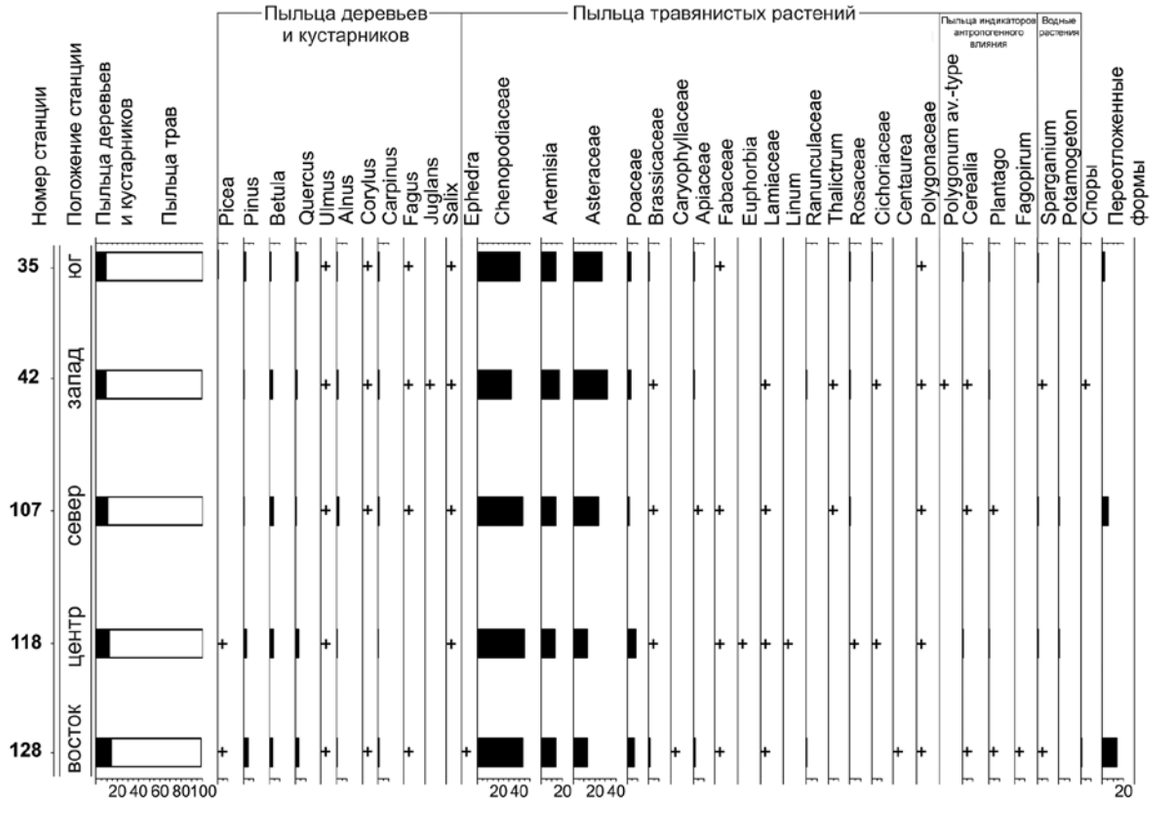


Рис. 2.14. Состав спорово-пыльцевых спектров поверхностных донных осадков различных участков Азовского моря

представителей семейства Chenopodiaceae (до 40 %), Asteraceae (до 35 %) и *Artemisia* (15 %). Доля пыльцы Poaceae в спектрах занижена (около 10 %) по отношению к содержанию их в растительном покрове. Пыльца разнотравья представлена широко (Apiaceae, Fabaceae, Rosaceae, Lamiaceae, Brassicaceae и др.), также присутствует пыльца *Ephedra*. Единично встречается пыльца водных растений (*Sparganium*, *Typha latifolia* и *Potamogeton*). Пыльца растений – индикаторов антропогенного воздействия – выделяется во всех образцах (*Polygonum aviculare*-type, *Plantago, Fagopyrum*). Повсеместно встречается пыльца культурных злаков (Cerealia) (около 3 %).

Результаты исследования субрецентных проб Азовского моря позволяют составить представление о растительном покрове. Состав и соотношение основных компонентов спектров хорошо согласуется с видовым составом и структурой окружающих степных сообществ. Доминирующая в спектрах пыльца полыни, маревых и злаков отражает распространение разнотравно-дерновиннозлаковых, а также полынно-маревых сообществ.

Спорово-пыльцевой анализ донных отложений Азовского моря

Спорово-пыльцевые спектры всех изученных грунтовых колонок характеризуются высокой степенью сходства: преобладающую роль в них играет пыльца трав. Группа пыльцы травянистых растений отличается высоким разнообразием. Доминантами спектров является пыльца *Artemisia* (до 35 %), Chenopodiaceae (30–40 %) и Poaceae (до 15–20 %). В небольшом количестве, но постоянно присутствует пыльца растений, характерных для луговых сообществ: Asteraceae, Fabaceae, Rosaceae, Lamiaceae, Brassicaceae и др. Следует отметить присутствие пыльцы видов, характерных для сухих степных ландшафтов (*Ephedra*, Plumbaginaceae). Содержание пыльцы древесных пород составляет в среднем 15–20 %. В некоторых горизонтах доля пыльцы деревьев повышается до 40 % (от AP+NAP), состав спектров при этом становится более мезофитным. В качестве постоянных компонентов группы пыльцы древесных можно отметить *Alnus*, *Quercus*, *Picea*, *Pinus*, *Corylus*, *Carpinus*, *Fagus* и *Ulmus*. В спектрах в небольшом количестве присутствует пыльца *Juglans regia* и *Tilia.*

Спорово-пыльцевые спектры донных отложений содержат пыльцевые зерна водных растений: *Sparganium* (до 3 %), *Typha latifolia* и *Potamogeton* (единично). Группа спор состоит в основном из лесных растений: папоротники (семейства Polypodiaceae), сфагновые мхи и лесные плауны.

Присутствие пыльцы видов – индикаторов человеческой деятельности прослеживается в толще отложений возрастом до 3500 календарных лет. На развитие земледелия указывает постоянное наличие в спектрах пыльцы культурных злаков Cerealia и грецкого ореха Juglans regia. В пыльцевых спектрах колонок выявлены такие индикаторы уплотненных субстратов с нарушенным растительным покровом (в результате выпаса скота и/или наличия поселений), как *Rumex*, *Polygonum aviculare*, *Plantago major/media*, *Convolvulus*, представители *Cichoriaceae*. Состав и соотношение компонентов спорово-пыльцевых спектров не оставались постоянными по всей глубине колонок. В изученных разрезах выделены пыльцевые зоны, спектры которых относятся к ксерофитному (степному) и мезофитному (лесостепному) типам.

Наиболее подробно особенности спорово-пыльцевых спектров отложений позднего и среднего голоцена представлены в кернах К-27 и St-1 (Азовское море) и Tz-VII (Таганрогский залив). Колонка К-27 расположена в юго-восточной части моря (рис. 2.1). По литологическому строению слои всей толщи колонки глубиной 260 см достаточно однородны и представлены глинистыми илами с прослоями заиленного ракушечного материала на глубине 38–42, 105–115, 218–235 см.

Спорово-пыльцевые спектры колонки К-27 в основном относятся к ксерофитному (степному) типу (рис. 2.15). Главными компонентами спектра являются представители Chenopodiaceae, Poaceae и *Artemisia*. Основную роль в составе древесной части спектров играет пыльца широколиственных пород – *Quercus* и *Carpinus*, а также пыльца *Alnus* и *Betula*. Остальные древесные породы представлены в незначительных количествах.

Основываясь на соотношении количества пыльцы древесных и травянистых растений, в разрезе было выделено 5 пыльцевых зон (см. рис. 2.15).

Спектры зон 1 и 3 (глубина 150–172 см и 235–260 см) с содержанием пыльцы трав до 80 % относятся к ксерофитному (степному) типу.

Зоны 2 и 4 (глубина 50–150 см и 170–232 см), где пыльца древесных пород достигает 40 %, отличаются более мезофитным составом спектров.

Зона 5 (глубина 0–50 см) характеризуется пыльцевыми спектрами с явным участием пыльцы видов – индикаторов антропогенной деятельности. В верхних горизонтах возрастает количество пыльцы культурных злаков. Отличительным признаком верхней зоны может являться также резкое увеличение содержания пыльцы Asteraceae, которое доходит до 25 % от всей суммы пыльцевых зерен.

Колонка St-1 (рис. 2.1) была отобрана в центральной части моря. Осадки сложены ракушечным глинистым илом, слои с бóльшим содержанием раковинного материала располагаются на глубинах

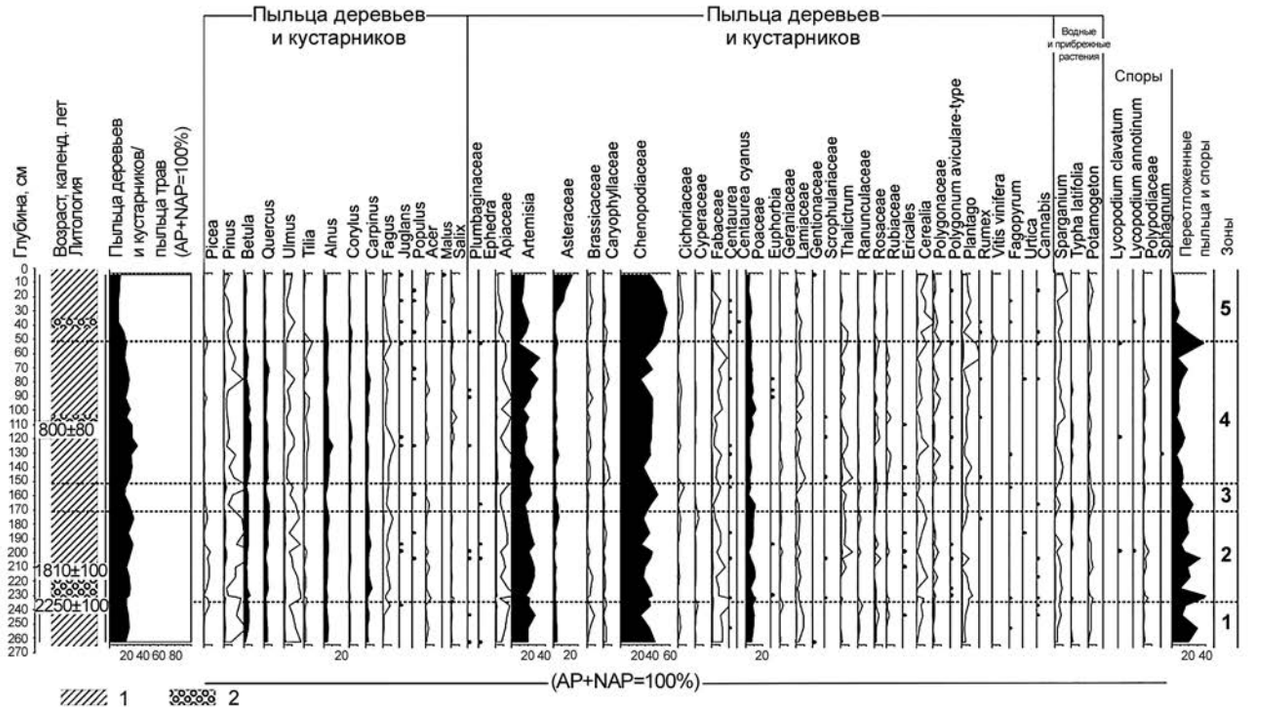


Рис. 2.15. Спорово-пыльцевая диаграмма колонки К-27: 1 – глинистый ил; 2 – раковинный ил

8–37 см, 42–45 см, 79–96 см, 119–127 см, 135–172 см, 195–205 см и 205–211 см. Состав спорово-пыльцевых спектров колонки St-1 типичен для Азовского моря, где преобладает пыльца травянистых растений (до 80 %).

На спорово-пыльцевой диаграмме колонки было выделено 5 пыльцевых зон (рис. 2.16).

Зоны 1, 3 и 5 (глубина 165–220 см, 53–103 см и 3–17 см) включают спектры степного типа с содержанием пыльцы трав до 80 %, при доминировании *Artemisia* (до 35 %), Chenopodiaceae (до 40 %) и Poaceae (до 15 %). В зоне 5 отмечается повышение содержания пыльцы Asteraceae (до 15 %), что указывает на возможное антропогенное влияние на растительный покров в период формирования отложений.

Зоны 2 и 4 (глубина 103–165 и 53–103 см) характеризуются увеличением количества пыльцы древесных растений (до 40 %), главным образом за счет *Alnus*, *Betula* и *Quercus*.

Отложения колонки Tz-VII, отобранной в Таганрогском заливе (рис. 2.1), представленные песчанистыми алевритово-глинистыми, алевритово-глинистыми и глинистыми илами, охватывают возраст начиная со среднего голоцена.

На спорово-пыльцевой диаграмме было выделено пять пыльцевых зон (рис. 2.17), различающихся по соотношению компонентов спорово-пыльцевых спектров и отражающих динамику растительности прилегающих территорий. Зоны 1, 3 и 5 характеризуются спектрами степного типа, где количество пыльцы древесных пород незначительно (до 15 %) и возрастает роль пыльцы трав, главным образом Chenopodiaceae (до 50 %) и *Artemisia* (до 35 %). В зонах 2 и 4 отмечено довольно высокое количество пыльцы древесных пород (25–30 %).

Нижняя зона 1 соответствует атлантическому периоду голоцена и характеризуется степными спектрами. Наличие большого количества представителей семейства маревые (Chenopodiaceae) указывает на то, что травянистая степная и лугово-степная растительность дополнялась галофитными сообществами на побережье. В позднеатлантическое время (пыльцевая зона 2) происходило относительно кратковременное расширение площадей пойменной древесной растительности, сопровождающееся процессом гумидизации климата. На границе атлантического и суббореального периода голоцена (пыльцевая зона 3) степные сообщества восстановили свои позиции, в это время кроме маревых, злаков и полыней заметно увеличивается количество пыльцы сложноцветных (до 15–17 %).

Суббореальный период (пыльцевая зона 4) отличается стабильно высоким по отношению к смежным интервалам содержанием пыльцы деревьев (до 30 %), что говорит об общем повышении увлажненности климата, сопровождавшемся увеличением доли древесной растительности в растительном покрове Приазовья. Постоянным компонентом спектров отложений, начиная с периода 4000 лет назад, является пыльца растений – индикаторов антропогенной деятельности,

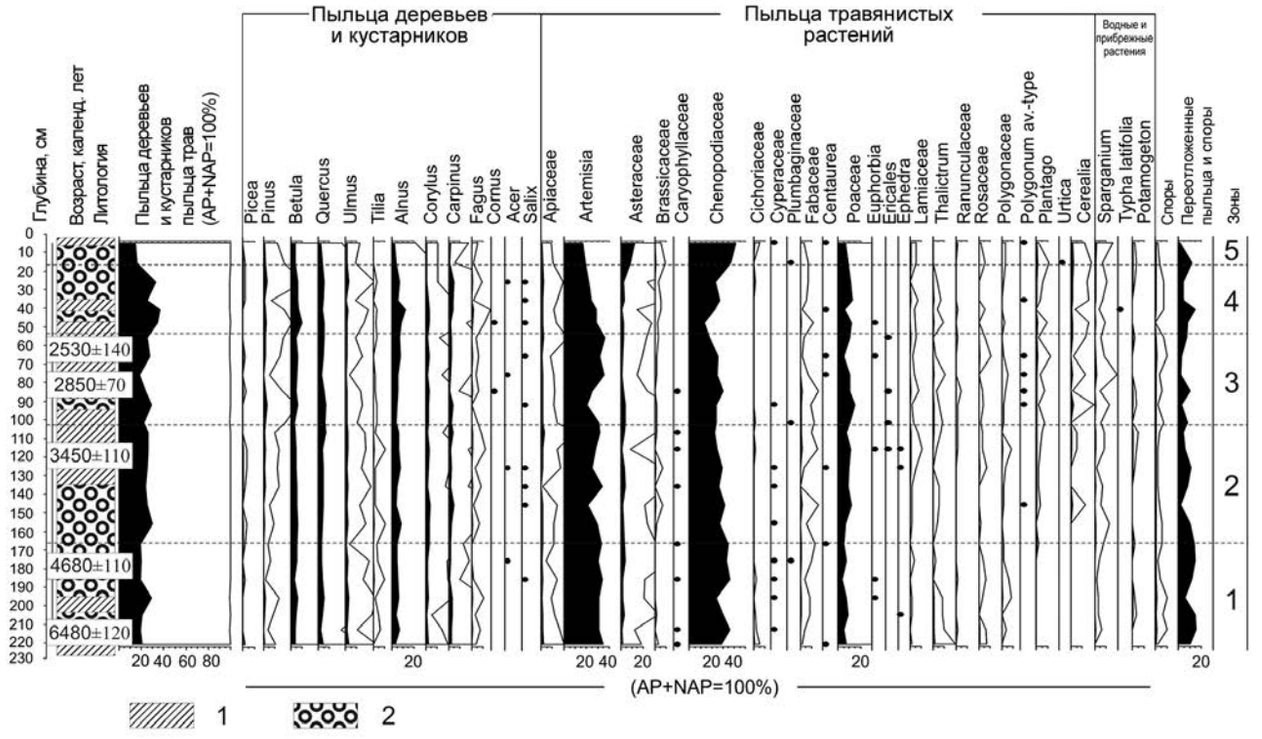


Рис. 2.16. Спорово-пыльцевая диаграмма колонки St-1: 1 – глинистый ил; 2 – раковинный ил

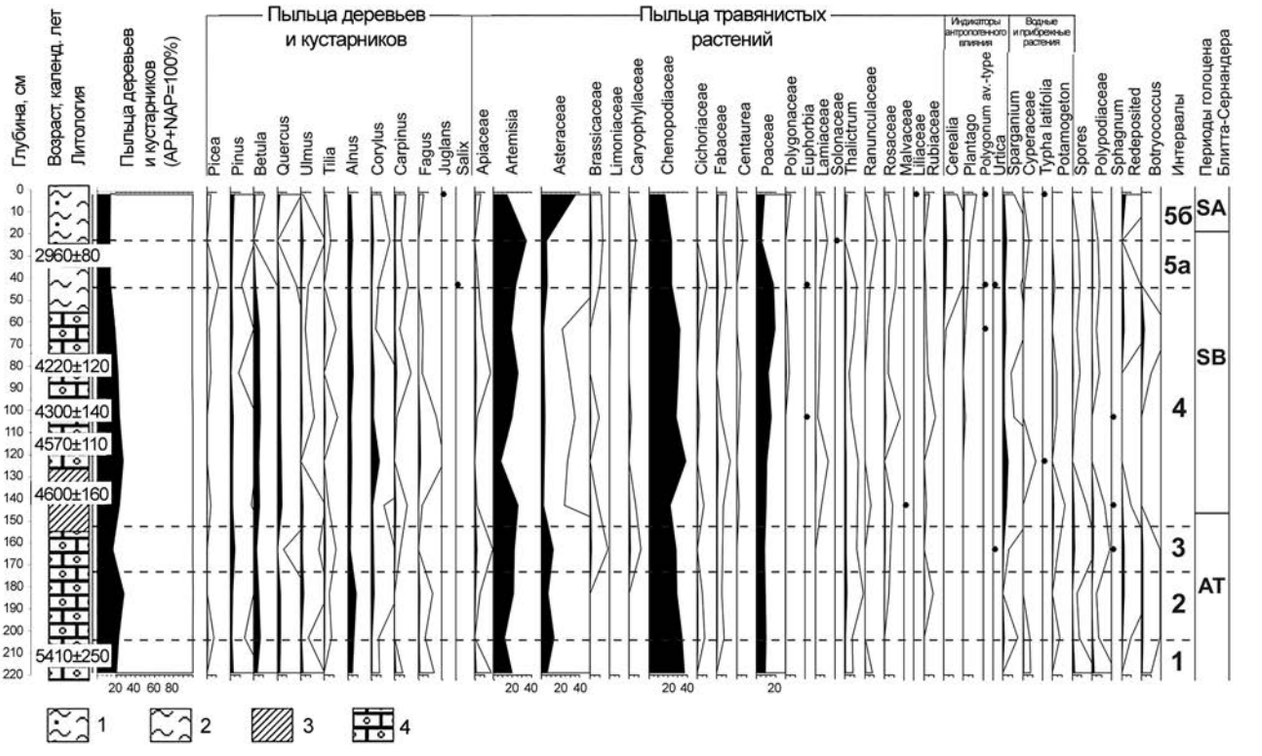


Рис. 2.17. Спорово-пыльцевая диаграмма колонки донных отложений Таганрогского залива Tz-VII: 1 – песчанистый алевритово-глинистый ил; 2 – алевритово-глинистый ил; 3 – глинистый ил; 4 – заиленная ракуша

наличие которой служит признаком распространения сельского хозяйства в регионе. Основную долю в этой группе составляют культурные злаки (Cerealia), периодически отмечены также пыльцевые зерна подорожников *Plantago,* Cichoriaceae*,* васильков *Centaurea,* спорыша *Polygonum aviculare*-type. Верхние горизонты колонки, подвергавшиеся размыву, не несут достоверной информации о динамике растительности на побережье в субатлантическое время (пыльцевая зона 5). Состав спорово-пыльцевых спектров верхних 20 см отложений (пыльцевая зона 5б) отражает современное состояние растительности, находящейся под влиянием антропогенной нагрузки. Помимо содержания пыльцы культурных злаков и рудеральных (сорных) растений, важной особенностью современных спектров колонки является большая доля пыльцы семейства Asteraceae (до 40 %), что служит косвенным признаком широкого распространения в регионе посевов подсолнечника *Helianthus annuus* L., а также развития сорного вида вселенца – амброзии полынолистной *Ambrosia artemisiifolia* L.

Реконструкция ландшафтно-климатических условий Приазовья

Как показали полученные данные о составе спорово-пыльцевых спектров донных отложений, ведущим компонентом в растительном покрове Приазовья на протяжении всего голоцена являются травянистые растения: полыни, маревые и злаки. Такое стабильное содержание основных доминантов свидетельствует о широком развитии степей как зонального типа растительности на протяжении изученного периода голоцена. Структура интразональных элементов растительности при этом подвергалась заметным трансформациям.

Несмотря на преобладающую роль в спорово-пыльцевых спектрах травянистых компонентов, выполненные палеогеографические реконструкции учитывают также динамику содержания пыльцы древесных пород. Увеличение доли пыльцы деревьев в отложениях колонок, расположенных на севере Азовского моря и в Таганрогском заливе (колонки К-185, К-133, К-31, TzT2) (рис. 2.1), происходит за счет привнесения материала из северных районов, что может интерпретироваться как продвижение границы лесостепи к югу и некоторое повышение увлажнения территории [Матишов и др., 2006; Матишов, Новенко, 2008].

Спорово-пыльцевые спектры донных осадков юго-восточной части Азовского моря (колонки К-86, К-43, К-44, К-45, К-161, К-81, К-73) (рис. 2.1) находятся под влиянием предкавказских широколиственных лесов. Повышение содержания пыльцы деревьев в спектрах в этом случае свидетельствует о расширении их ареала, что является следствием увеличения количества осадков.

Спорово-пыльцевые спектры донных отложений, сформированных в атлантический период голоцена, отражают распространение степных ландшафтов на большей части Приазовья. Зональная степная растительность дополнялась значительным участием галофитных сообществ на побережье. Небольшое количество пыльцы широколиственных пород в колонках свидетельствует о том, что древесная растительность не принимала заметного участия в формировании растительного покрова.

Атлантический период выделяется как наиболее ксерофитный этап в Приазовье, ближе к концу которого отмечен короткий интервал, имеющий возрастные границы около 6200–5700 календарных лет назад (календ. лет назад), характеризующийся увеличением содержания пыльцы древесных пород, что указывает на увлажнение климата. В этих слоях обнаружено увеличение содержания пыльцы сосны, березы и ольхи, а также стабильно присутствует пыльца широколиственных пород. Очевидно, в это время происходило увеличение площади ольхово-березовых пойменных и байрачных лесов, в состав которых входили широколиственные породы (дуб, вяз, клен и др.), и сосновых боров на высоких террасах Дона. По данным изучения континентальных отложений, представленным в литературе, для большей части территории Приазовья атлантический период оказался довольно неоднородным временным интервалом; на его протяжении в бассейне Нижнего Дона широкое развитие получили степи различного состава [Кременецкий, 1991; Спиридонова, 1991; Мищенко, 2004; Борисова, 2011; Величко и др., 2014].

Суббореальный период голоцена полностью прослеживается в отложениях колонок St-1 и Tz VII. Отличительной чертой этого периода (5500–2500 календ. лет назад) являются частые изменения ландшафтно-климатических условий. В конце атлантического – начале суббореального периода (около 5500–4000 календ. лет назад) в Приазовье выявлено некоторое похолодание и возможно увлажнение территории с увеличением роли широколиственных пород в растительном покрове. По данным изучения континентальных отложений, в это же время в лесостепной области Восточно-Европейской равнины происходило максимальное продвижение лесной растительности на юг, вплоть до бассейна Среднего Дона [Спиридонова, 1991; Novenko et al., 2012], что, вероятно, также нашло свое отражение в спорово-пыльцевых спектрах отложений Азовского моря в виде привноса материала водами р. Дон.

В *середине суббореального периода* (4000–3200 календ. лет назад) климат становится более засушливым. На неблагоприятные условия, препятствующие развитию интразональных лесных сообществ,

указывает небольшое количество пыльцы деревьев и кустарников в спектрах отложений этого времени. Одновременно отмечается значительное обеднение состава разнотравья, увеличение доли пыльцы маревых, полыни и злаков, что указывает на широкое распространение бедноразнотравно-злаковых (ковыльно-типчаковых) степей и засоленных грунтов в Северном Приазовье. К.В. Кременецкий [1997] отмечает почти полное исчезновение сосновых боров на песчаных террасах в нижнем течении Дона и Северского Донца в рассматриваемый период.

Сопоставление полученных результатов спорово-пыльцевого анализа морских отложений с палинологическими данными континентальных отложений разных районов побережья показывает, что, несмотря на некоторую несогласованность в определении продолжительности и хронологических рамок сухих и влажных фаз в голоцене Приазовья, большинство авторов приходит к выводу о распространении ксерофитной растительности, по крайней мере в интервале 4000–3500 календ. лет назад [Герасименко, 1997; Кременецкий, 1997; Борисова, 2011].

Состав и соотношение основных компонентов спорово-пыльцевых спектров отложений *позднего суббореала*, вскрытых в нескольких колонках из различных участков моря, позволяют нам реконструировать фазу 3200–2500 календ. лет назад, в течение которой интразональные лесные сообщества восстановили свои позиции, а степные ценозы приобрели более мезофитный облик. Около 2500 календ. лет назад в растительном покрове отмечалось увеличение доли древесной растительности, распространявшейся, вероятно, в пойме Дона шире, чем в настоящее время. Климат конца суббореального периода, вероятно, был более увлажненным за счет уменьшения испарения, к которому приводило похолодание на большей части Приазовья [Кременецкий, 1997; Матишов и др., 2011].

Согласно опубликованным результатам изучения континентальных отложений, увлажнение климата в позднесуббореальную фазу в Северном Приазовье и на юге степной зоны Восточно-Европейской равнины привело к расширению площадей лесов в долинах Днепра и Дона [Кременецкий, 1991, Борисова, 2011]. На территории Восточного Приазовья в позднем суббореале была распространена степная растительность, близкая к современной [Мищенко, 2004]. На юго-восточном побережье (Таманский полуостров) увлажнение климата приводило к распространению лесостепного типа растительности. Отличительной чертой лесостепи, развитой на территории Тамани в интервале 3400–2900 календ. лет назад, было господство разнотравно-злаковых сообществ в составе преобладавшей степной и лугово-степной растительности [Bolikhovskaya et al., 2018].

Отложения, соответствующие *субатлантическому периоду* голоцена (2500–0 календ. лет назад), хорошо изучены и вскрыты большинством колонок: К-43, К-44, К-45, К-79, К-81, К-31, К-133, К-73, К-161, К-86, К-185, К-27, К-97 (см. рис. 2.1) [Матишов, Новенко, 2008; Матишов и др., 2011]. Подробность отбора образцов и хорошая сохранность материала позволили получить детальные реконструкции изменений природной среды. По палинологическим данным морских отложений начиная с рубежа 2500 календ. лет назад на территории Приазовья господствуют теплые засушливые условия. Спорово-пыльцевые спектры морских отложений позволяют реконструировать в начале субатлантического периода 2500–1800 календ. лет назад ксерофитную фазу, в течение которой неблагоприятные для распространения лесной растительности климатические условия препятствовали развитию байрачных лесов. Разнотравно-злаковые и полынно-маревые степи распространяются как зональный тип растительности. Засоленные понижения занимают солончаковые сообщества в сочетании с галофитными лугами.

Период около 1800–1500 календ. лет назад выделен по отложениям на различных участках моря и характеризуется увеличением доли древесной интразональной растительности, что указывает на некоторое увлажнение климата. В Северном Приазовье в пойменных и байрачных лесах преобладали береза, ольха и дуб, доля сосны была невелика. Расширение площадей березовых и широколиственных лесов в долине Нижнего Дона в этот период отмечает также Кременецкий [1997] по данным палинологического анализа отложений разреза Раздорское I. В спорово-пыльцевых спектрах колонок, отобранных на востоке и юго-востоке Азовского моря, увеличение доли пыльцы дуба, граба и орешника в отложениях, накопившихся в интервале 1800–1500 календ. лет назад, может свидетельствовать о расширении площадей предкавказских широколиственных дубовых и дубово-грабовых лесов. Возрастание доли ольхи и березы может быть сигналом развития пойменных лесов долины р. Кубань.

Изменения состава и соотношения основных компонентов спорово-пыльцевых спектров отложений, накопившихся в интервале с 1500 календ. лет назад до 650 календ. лет назад показали, что климат стал более засушливым.

Результаты спорово-пыльцевого анализа отложений колонок, соответствующих возрасту 650–150 календ. лет назад, указывают на заметную перестройку растительного покрова. Изменение растительности, вероятно, было связано с похолоданием, сопровождающимся расширением площадей пойменных лесов в долине Дона и его притоков и развитием байрачных лесов в Восточном Приазовье. Эта фаза похолодания

и увлажнения климата может быть интерпретирована как проявление в Приазовье Малого ледникового периода [Mann et al., 2009], известного на территории Северного полушария [Палеоклиматы … 2009].

Климатические и ландшафтные реконструкции для последних 150 лет отражают условия, близкие к современным, с явным участием антропогенного фактора в формировании растительного покрова.

Выводы. Результаты реконструкции изменений ландшафтно-климатических условий Приазовья, основанные на данных детального спорово-пыльцевого анализа кернов морских отложений, показали, что на протяжении среднего и позднего голоцена в регионе были распространены степные сообщества как зональный тип растительности.

Согласно полученным данным, наиболее теплым и засушливым был атлантический период голоцена, к концу которого, в интервале около 6200–5700 календ. лет назад, произошло некоторое увлажнение климата (рис. 2.18). Суббореальный период в Приазовье отличался довольно продолжительное время благоприятными условиями увлажнения. На протяжении последних 6000 лет в растительном покрове происходили постоянные динамические процессы, что отражает смену климатических условий. Вторая половина голоцена включала в себя четыре относительно гумидные (5500–4000, 3200–2500, 1800–1500, 650–150 лет назад), и четыре более сухие фазы (4700–4600, 4000–3200, 2500–1800, 1500–650 лет назад).

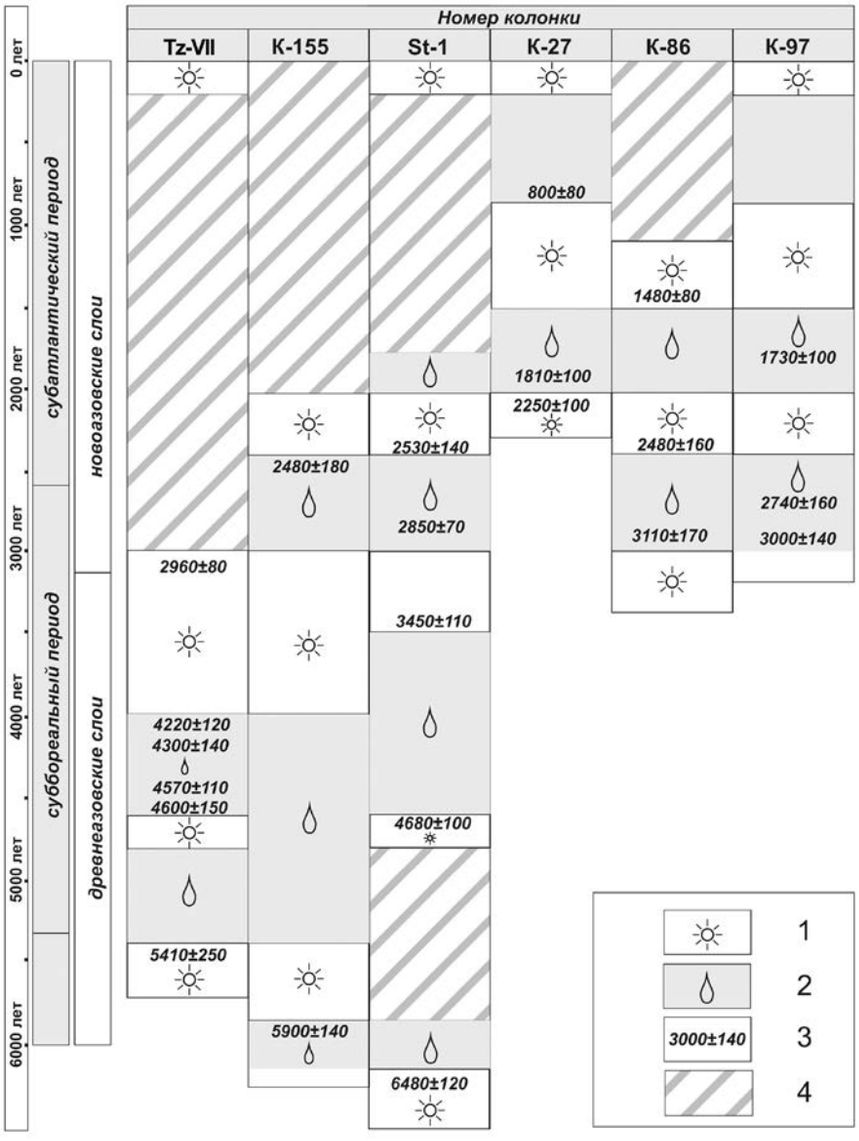


Рис. 2.18. Изменения климата Приазовья по данным спорово-пыльцевого анализа колонок донных отложений Азовского моря. Обозначения: 1 – этапы аридизации; 2 – этапы гумидизации; 3 – календарный возраст (лет назад); 4 – зоны размыва отложений

2.2.2. РЕКОНСТРУКЦИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ПРИАЗОВЬЯ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ИЗ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ

Реконструкция природной среды Приазовья по данным спорово-пыльцевого анализа отложений античного города Танаис

Реконструкция палеоэкологических условий по данным спорово-пыльцевых спектров разновозрастных культурных слоев и палеопочв в античном городе Танаис, расположенном на правом берегу дельты Дона, является перспективным направлением в связи с довольно четким датированием многослойных отложений и продолжительной историей существования (около 800 лет) [Александровский и др., 2010, Песочина, 2013, Хохлова и др., 2018 и др.]. Также изучение подобных объектов позволяет зарегистрировать мелкомасштабные колебания природных условий, провести корреляцию с региональными тенденциями и существенно их дополнить. Помимо природных изменений анализ континентальных отложений археологических объектов позволяет выявить участие антропогенного фактора в формировании растительного покрова.

Временем начала существования Танаиса считается III в. до н.э. [Страбон, 1994]. В конце I в. до н.э. Танаис был разгромлен боспорским царем. К I в. н.э. начинается расцвет города, который достиг апогея к первой половине III в. В 40-х годах III в. н.э. Танаис подвергается полному уничтожению пришедшими в Приазовье племенами. Эта катастрофа, в отличие от более раннего частичного разрушения города, практически положила конец развитию Танаиса как значительного экономического и культурного центра Северо-Восточного Причерноморья. В последней четверти IV в. город был вновь восстановлен и просуществовал до начала V в. н.э. сравнительно небольшим и незначительным в экономическом отношении центром [Шелов, 1972]. Город располагался на правом берегу р. Танаис (Дон) вблизи ее впадения в «Меотийское озеро» (Азовское море). Помимо антропогенных факторов, на его историю могли оказывать влияние и природные явления, в том числе регрессивно-трансгрессивные циклы Азовского моря.

Были проанализированы данные из нескольких разрезов. Образцы на спорово-пыльцевой анализ отбирались в сезон 2015 г., и охватывают практически весь интервал функционирования древнего города. Материал, отобранный в 2015 г., представлен несколькими разрезами: 15п-15 (вторая половина II в. до н.э.), 10-2 (II–I вв. до н.э.), 7х-15 (серединой IV в. н.э.). Данные были дополнены образцами, отобранными в 2009 г. из культурных слоев, датируемыми II, II–I вв. до н.э. (раскоп 6), I–II вв. н.э. (раскоп 6 и 19), IV в. н.э. (раскоп 19). Наиболее подробные данные удалось получить для двух временных этапов развития города: II–I вв. до н.э. и IV в. н.э. Проведенный анализ показал, что в большем числе образцов наблюдается слабая насыщенность спорово-пыльцевым материалом.

На основании полученных данных была составлена сводная спорово-пыльцевая диаграмма, которая иллюстрирует не непрерывный разрез отложений, а представляет собой набор данных из археологических объектов разного времени, расположенных в хронологической последовательности. Образцы на диаграмме (рис. 2.19) сгруппированы согласно возрасту отложений, датированных по археологическим материалам.

В образце из разреза второй половины II в. до н.э. (разрез 15п-15) содержание пыльцы деревьев и кустарников не превышает 3 % от общей суммы всех пыльцевых зерен, основная часть здесь представлена сосной *Pinus.* В целом в составе спектра преобладает пыльца полыни (*Artemisia*), количество которой достигает 30 %. Достаточно заметную роль в спектре играет пыльца семейств маревых (Chenopodiaceae) и злаков (Poaceae) – по 11 %. Отличительной особенностью отложений III–II вв. до н.э. является большое процентное содержание пыльцы разнотравья, которое составляет порядка 30 % спектра, где доминирующими таксонами являются представители семейств бобовые (Fabaceae) и розоцветные (Rosaceae).

Высокий процент пыльцы разнотравья в спектрах может служить признаком распространения луговой и лугово-степной растительности. Такая ситуация нетипична для спектров Танаиса, где разнотравье, как правило, в среднем составляет 10–20 % спектра и может являться признаком незначительного локального увлажнения. Относительно невысокое содержание пыльцы злаков указывает на несущественное влияние тростника. Единичные пыльцевые зерна водных и околоводных растений говорят о некотором удалении от водоема или о его слабом влиянии на локальную растительность.

Спорово-пыльцевые спектры разреза II–I вв. до н.э. (разрез 10-2) характеризуются незначительным содержанием пыльцы древесных пород. Помимо пыльцы *Pinus,* количество которой не превышает 5 %, присутствует пыльца широколиственных пород, таких как дуб *Quercus* и орешник *Corylus*, в образце III (6) встречены единичные пыльцевые зерна липы *Tilia*. На формирование древесной части спектра оказывает влияние также пыльца березы *Betula* и ольхи *Alnus*. Появление широколиственных пород, преимущественно дуба, в спектрах разреза 10-2 мо-

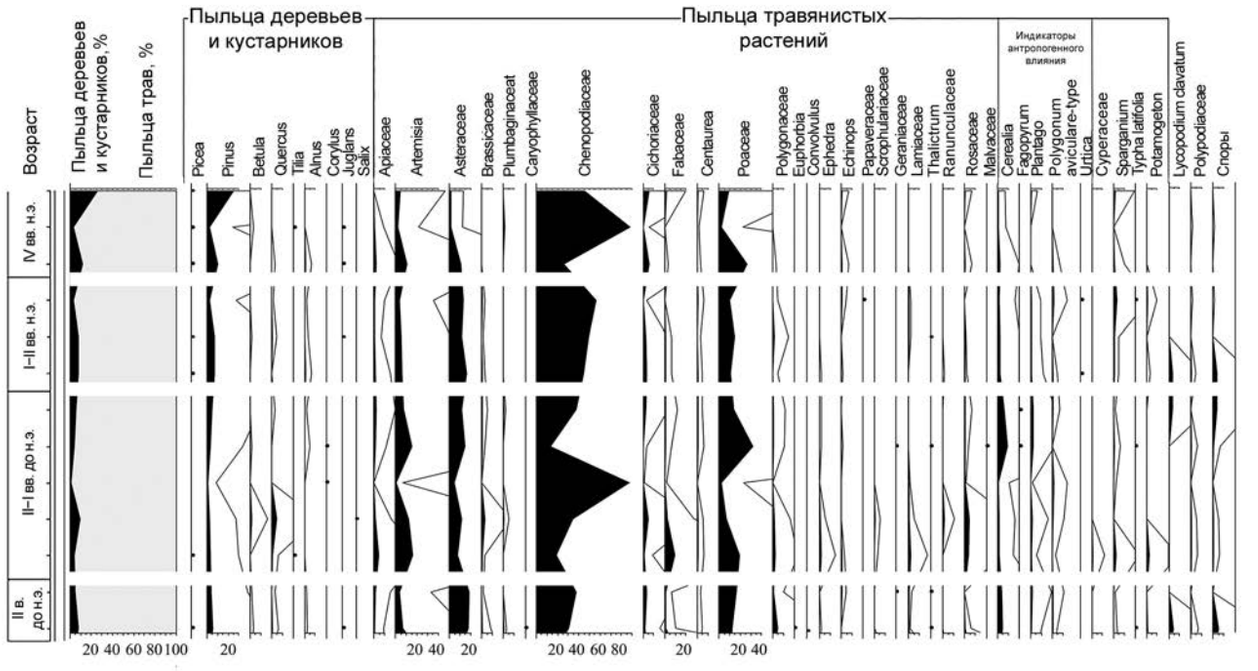


Рис. 2.19. Сводная спорово-пыльцевая диаграмма погребенных почв и культурных слоев античного города Танаис

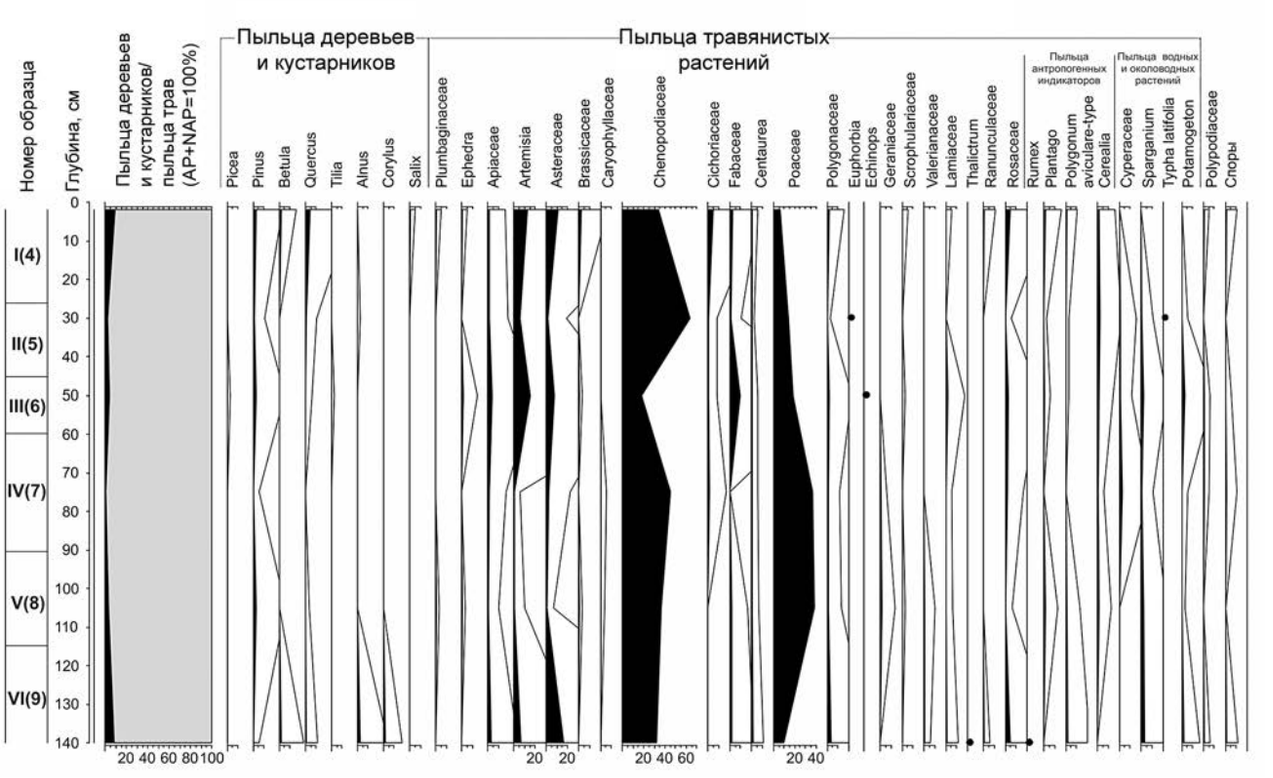


Рис. 2.20. Спорово-пыльцевая диаграмма части разреза, охватывающей II–I вв. до н.э., античного города Танаис

жет служить признаком незначительного смягчения засушливости условий (рис. 2.20).

В травянистой части спектра преобладает пыльца представителей семейства Chenopodiaceae (до 65 %) и Poaceae (до 40 %), заметна роль Asteraceae (до 18 %), в частности рода *Artemisia* (до 15 %). Большое количество пыльцы злаков может быть связано с тем, что в эту группу частично входит пыльца тростника, который, согласно фитолитному анализу [Хохлова и др., 2018], использовался в хозяйственных целях. Состав пыльцы разнотравья становится разнообразнее, чем в предшествующий период, и составляет заметную долю спорово-пыльцевых спектров большинства образцов разреза. Наиболее широко представлена пыльца таких семейств, как Apiaceae, Fabaceae, Brassicaceae, Polygonaceae, Rosaceae. В небольшом количестве, но стабильно встречается пыльца семейств Lamiaceae, Caryophyllaceae, Geraniaceae и Scrophulariaceae. Такой состав спектров указывает на распространение богаторазнотравно-злаковых степных сообществ и смягчение локальных климатических условий. В нескольких образцах встречена пыльца представителей семейства Plumbaginaceae и рода *Ephedra* – ксерофитных видов, показателей распространения степей и засоленных почв.

В спектрах разреза встречается пыльца водных и прибрежных растений: представителей семейства Cyperaceae, а также *Sparganium*, *Potamogeton* и *Typha latifolia*, содержание которой в образцах II(5), III (6) и VI (9) увеличивается до 5–7 %. Заметное количество пыльцы водных и околоводных видов в этом же возрастном интервале говорит о заметном влиянии водоема. Споры высших споровых растений, главным образом Polypodiaceae, могут быть принесены водным путем из северных районов.

Помимо естественных компонентов, в спектрах была выделена пыльца растений – индикаторов антропогенной деятельности. Основным показателем сельского хозяйства является пыльца культурных злаков Cerealia, которая была встречена практически во всех образцах. На нарушение растительного покрова, связанное со скотоводством и наличием человеческих поселений, указывает пыльца сорных и рудеральных растений, таких как спорыш *Polygonum aviculare*-type, подорожник *Plantago* и щавель *Rumex* в образцах, отобранных из раскопов 19 и 6, датируемых так же как и разрез 10-2 II–I вв. до н.э., состав спорово-пыльцевых спектров несколько отличается. Несмотря на то, что пыльца группы древесных, как и в разрезе 10-2, не превышает 5 % от общей суммы пыльцевых зерен и спор, широколиственные породы здесь практически полностью отсутствуют. В группе пыльцы травянистых растений доминируют представители семейств Chenopodiaceae и Poaceae. Спорово-пыльцевые спектры отличаются более ксерофитным характером и обедненным видовым составом разнотравья.

Незначительное количество пыльцы древесных пород встречено в спорово-пыльцевых спектрах отложений I–II вв. н.э. (раскоп 19) (около 5–6 %), доминирование пыльцы представителей семейства Chenopodiaceae и небольшой процент пыльцы разнотравья указывает на то, что бедноразнотравно-злаковые сообщества по-прежнему были распространены на прилегающих территориях. В спектрах первых веков нашей эры отличительной особенностью является уменьшение содержания пыльцы культурных злаков, что, вероятно, связано с разрушением города в I в. до н.э.

Все изученные спорово-пыльцевые спектры разреза 7х-15 (середина IV в. н.э.) относятся к степному типу. Состав спектров характеризуется довольно низким таксономическим разнообразием, что особенно заметно в группе пыльцы древесных растений (рис. 2.21). Здесь преобладает пыльца сосны *Pinus*, в образце № II (13) ее содержание достигает 20 % от общего количества пыльцы, что в два раза превышает показатели для спектров более раннего возраста. Доля пыльцы прочих древесных пород мала во всех изученных образцах разреза и представлена *Quercus*, *Betula* и *Alnus*. В группе пыльцы травянистых растений доминирует семейство Chenopodiaceae – содержание в спектрах до 80 %, и род *Artemisia* – достигает в образце II (12) почти 40 %. Во всех образцах разреза присутствует заметное количество пыльцы злаков Poaceae – до 10 %. Состав пыльцы разнотравья достаточно обеднен и занимает небольшую долю спектра, лишь в образце 13 (II) содержание семейства Rosaceae достигает порядка 5 %. В небольших количествах встречается пыльца растений из семейства бобовых Fabaceae и разных видов васильков *Centaurea*. Пыльца семейств Polygonaceae и Apiaceae присутствуют в количестве нескольких процентов, главным образом в образце № I (12). Гигрофиты представлены единичными пыльцевыми зернами. Споры высших споровых растений встречаются редко, в основном выделены папоротники из семейства многоножковые (Polypodiaceae).

Стабильное увеличение пыльцы сосны в разрезах IV в. н.э. не указывает на распространение сосновых массивов близ поселения, но может служить показателем увеличения роли распространения сосны на территории среднего течения реки Дон. В данный период в Приазовье происходили некоторые региональные ландшафтно-климатические измемнения. По данным из донных отложений Азовского моря [Матишов и др., 2011] около 1700–1600 лет назад происходит ослабление аридизации и повышение увлажнения, что, вероятно, не вызвало серьезную смену локальной растительности, но повлияло

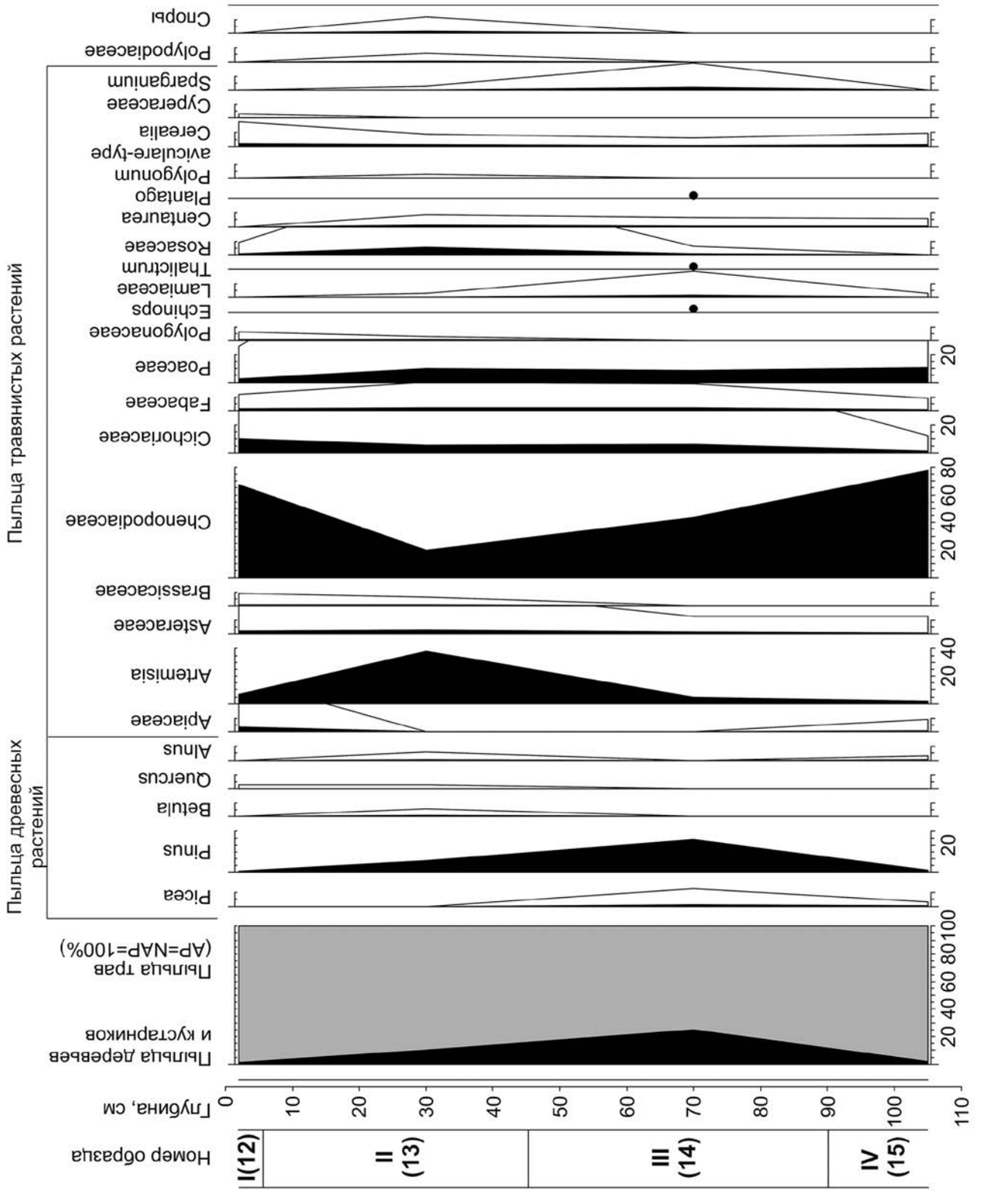


Рис. 2.21. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза IV в. н.э. античного города Танаис

на расширение интразональных древесных сообществ, расположенных на более влажных участках, балках и поймах рек. В этот же период происходит постепенная смена уровневого режима Азовского моря, регрессивная стадия постепенно сменяется трансгрессивной [Ковалева и др., 2015; Матишов и др., 2016]. Таким образом, в данный период в Приазовье и на Нижнем Дону происходят заметные природные изменения, которые могли затрагивать население, проживающее на данной территории.

Выводы. По данным спорово-пыльцевого анализа на протяжении всего периода существования города зональная растительность представляла собой разнотравно-злаковую степь. На ранних этапах существования города Танаиса (III–II вв. до н.э.) происходит распространение разнотравных луговых и лугово-степных сообществ, что указывает на незначительное смягчение локальных условий. В период, датируемый II–I вв. до н.э., развитие природной среды не было однозначным. Вероятнее всего, на фоне общей ксерофитизации климата были периоды локального повышения увлажненности. В спектрах, относящихся к II–I вв. до н.э., наиболее высокий процент пыльцы культурных и сорных растений (4–6 %) указывает на активную сельскохозяйственную деятельность. В I–II вв. н.э. на территориях, окружающих город, были распространены бедноразнотравно-злаковые сообщества без значимого участия древесной растительности. Начиная с III–IV вв. н.э. ландшафтно-климатические условия региона претерпевали некоторые изменения. Состав травянистых сообществ был сходен с предшествующим периодом; в развитии же региональной древесной растительности происходили небольшие трансформации. В поздний период функционирования города наблюдается повышение доли сосны в спектрах, что может указывать на увеличение ее роли в растительном покрове в северных районах.

ГЛАВА 3

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИАЗОВЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ

3.1. РЫБНЫЙ ПРОМЫСЕЛ НА НИЖНЕМ ДОНУ И В ПРИАЗОВЬЕ В ГОЛОЦЕНЕ (по данным археологических памятников)

Рыбный промысел для жителей Дона и Приазовья играл значительную роль на протяжении почти всего голоцена. Уникальные условия Азовского моря обеспечивали высокое разнообразие и численность ихтиофауны. Изучению остатков рыб из многочисленных археологических памятников региона посвящен целый ряд работ. Наиболее полные данные имеются по городищам среднего и позднего голоцена, которые раскапывались на протяжении многих лет, таких как Кобяковское, Нижне-Гниловское, Елизаветовское городища, Танаис, Фанагория, Пантикапей, Волна I, Азак и др. Наличие многослойных памятников даёт возможность проследить динамику видового состава и размерного класса вылавливаемых рыб, а также интенсивность промысла на разных этапах истории в регионе. На сегодняшний день нет представления только о типе рыболовства в эпоху мезолита, поскольку памятники этого времени охарактеризованы только каменными изделиями.

В данной главе авторы не ставят перед собой цели выявить особенности хозяйствования различных народностей, населявших территорию Нижнего Дона, Кубани и Приазовья. Археоихтиологический материал позволяет уточнить уровень и динамику биоразнообразия на разных этапах исторического периода. При этом исследователи понимают, что материал из археологических слоев не дает достаточной информации о полном наборе не только вылавливаемых рыб, но и тем более на весь комплекс ихтиофауны, существовавшей в районе поселения. Неполнота археозоологической летописи обуславливается спецификой археологических раскопок и худшей сохранностью остатков мелких видов. Зачастую использование мелкоячеистых сит для просеивания/промывки вмещающей породы культурного слоя позволяет сразу увеличить таксономический список животных, в том числе и рыб.

В работе авторы используют систематику, приведенную в каталоге рыб морей России [Парин и др., 2014]. При этом все списки видов из литературных источников также приводятся согласно новой системе. Отдельного упоминания требует плотва. В бассейне Азовского моря сформировалась полупроходная форма плотвы обыкновенной *Rutilus rutilus*, которая в современном русском языке имеет название тарань. Она обладает более высокими вкусовыми качествами, по сравнению со своей туводной формой. В систематике статус тарани либо никак не обозначается и рассматривается как полупроходная форма *Rutilus rutilus*, либо выделяется в подвид *R. r. heckelii,* либо в отдельный вид *R. heckelii* [Парин и др., 2014]. Идентификация по морфологии костей тарани, то есть полупроходной формы плотвы, на сегодняшний день не представляется возможной. Однако исходя из того, что в Азово-Донском бассейне и сегодня добывают тарань, являющуюся весьма востребованной на рынке, можно предположить, что и в историческое время вылавливалась в основном именно тарань, а не плотва. Однако в систематике принят термин «плотва *Rutilus rutilus*».

Рыбный промысел в эпоху неолита и энеолита

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют охарактеризовать рыбный промысел на Нижнем Дону ввиду отсутствия сведений из других регионов Приазовья. Материал из таких памятников, как Раздорское-1, Раздорское-2, Ракушечный Яр (Ростовская обл., Усть-Донецкий р-н), позволяет оценить как видовой состав добываемых рыб, так и динамику добычи этого пищевого ресурса.

По нашим данным, костные остатки рыб из неолитических слоев памятников Раздорское-1 и Раздорское-2 (9470 ± 300 лет назад) указывают на при-

сутствие в уловах 11 видов: густера *Abramis bjoerkna*, лещ *A. brama*, жерех *Aspius aspius*, сазан *Cyprinus carpio*, язь *Leuciscus idus,* чехонь *Pelecus cultratus,* вырезуб *Rutilus frisii,* плотва *R. rutilus*, сом *Silurus glanis*, щука *Esox lucius* и судак *Sander lucioperca* [Куршаков, 2012а; 2013]. Все представленные виды рыб встречаются в современном Азово-Донском бассейне. Самую большую долю в уловах жителей Раздорского-2 составляла плотва (31 %), на втором месте лещ (20 %), судак (14 %) и сазан (10 %) (рис. 3.1). Из всего остеологического материала видно, что приоритетов в вылове того или иного вида, или особей определенного размера не было. Среди костных остатков были отмечены крупные позвонки сома возрастом около 19 лет, но чаще встречаются особи 3–11 лет (средний возраст 6,3 года). По данным Т.Д. Белановской [1975], среди остатков сомов из неолитических слоёв памятника Ракушечный Яр присутствовали экземпляры, принадлежавшие особям от 1 до 2,4 м и возрастом до 10, 15 и 25 лет. Присутствуют также многочисленные позвонки судаков возрастом от 2 до 7 лет (средний возраст около 6,5 лет). Возраст щуки от 2 до 5 лет. Встречаются фрагментарные костные остатки осетровых рыб, но в общем количестве они крайне малочисленны. Е.К. Сычевской [2008], которая также определяла костные остатки рыб с археологического памятника Раздорское-2, наряду с 5 видами костистых рыб (елец *Leuciscus leuciscus*, плотва *Rutilus rutilus*, сом *Silurus glanis*, щука *Esox lucius* и судак *Sander lucioperca*) был идентифицирован осетр *Acipenser* sp.

Рыбы, приведенные в перечене, вылавливались сетными орудиями (грузила для них изготавливались из мягких пород камня – сланца и песчаника), гарпунами и острогами, которые производились из костей животных, а также с помощью крючковых снастей. Использовались также плавсредства [Белановская, 1975; Цыбрий, 2008]. Редкая встречаемость осетровых рыб, вероятно, связана с отсутствием специализированных орудий для их лова, который в настоящее время осуществляется прочными сетями и крючковыми самоловными снастями в глубоких частях рек, например в фарватерах и ямах. На стоянке Раздорское-2 присутствовали остатки очагов, в которых были найдены обугленные кости карповых рыб, судаков, сомов, щук и др. Таким образом, в пищу, вероятно, употреблялись все добываемые виды. Учитывая значительное преобладание остатков рыб среди найденных костей наземных животных, очевидно, что основным источником белковой пищи для местного населения являлась рыба. По исследованиям, проведенным Белановской [1975] и Е.А. Цепкиным [1989], интенсивность рыболовства в раннем и среднем неолите Ракушечного Яра, наиболее вероятно, была такая же, как и в Раздорское-2. Интересно, что население Нижнего Дона, судя по материалам из Раздорской-2, кроме рыбы, активно употребляло в пищу и других обитателей реки – моллюсков (в первую очередь живородок рода *Viviparus*), а также болотных черепах *Emys orbicularis*.

Имевшиеся в нашем распоряжении костные остатки рыб из энеолитических слоев Ракушечного Яра и Раздорского-1 относятся к шести таксонам: стерлядь *Acipenser ruthenus*, осетр *Acipenser* sp., лещ *Abramis brama*, плотва *Rutilus rutilus*, рыбы семейства карповых Cyprinidae gen. indet. и сом *Silurus glanis.* Нужно отметить, что костные остатки рыб из этих слоёв крайне малочисленны по сравнению с остатками домашних и диких млекопитающих. Небольшое количество находок не позволяет делать достоверные выводы о количестве и составе вылавливаемых рыб на данном временном отрезке. Из пластов 26, 27, 28 Раздорского-1 (конец V – середина IV тыс. до н.э.) наибольшее количество находок принадлежит сому. Однако из пласта 29, порода из которого подверглась промывке через сито с ячеёй 1 мм, около 80 % костных остатков относится к представителям семейства карповых (в т.ч. плотве). Обычными являются остатки осетровых (до 16 % в пласте 29) [Титов и др., 2018].

Таким образом, можно констатировать, что в неолите рыболовство имело первостепенное значение на территории Нижнего Дона. При этом особой избирательности в выловах не наблюдалось. Малое количество остатков осетровых рыб объясняется отсутствием эффективных методов лова. В энеолите Нижнего Дона рыбный промысел ушёл на второй план и начало преобладать животноводство. Объектами несистематического рыболовства являлись сомы и осетровые, наряду с другими обычными для Дона видами рыб.

Рыбный промысел в эпоху бронзы

Недостаточность археоихтиологической информации из памятников бронзы (III–II тыс. до н.э.) не позволяют проследить характеристики рыболовства на протяжении всей эпохи бронзы. Однако показано, что в период финальной бронзы (кобяковская культура XII–X вв. до н.э.) Нижнего Дона местное население интенсивно занималось рыболовством. Так в слоях поздней бронзы Нижне-Гниловского городища костные остатки рыб составляли до 53,8 % от общего количества остеологического материала, а в Кобяковском городище – более 83,7 % (в расчет принимались только остатки рыб крупного размера) [Шарафутдинова, 1980].

Среди уловов этого времени определены 13 видов рыб: осетр *Acipenser gueldenstaedtii*, стерлядь *A. ruthenus,* севрюга *A. stellatus*, лещ *Abramis brama*, жерех *Aspius aspius,* сазан *Cyprinus carpio,* чехонь *Pelecus cultratus,* вырезуб *Rutilus frisii*, плотва *R. ruti-*

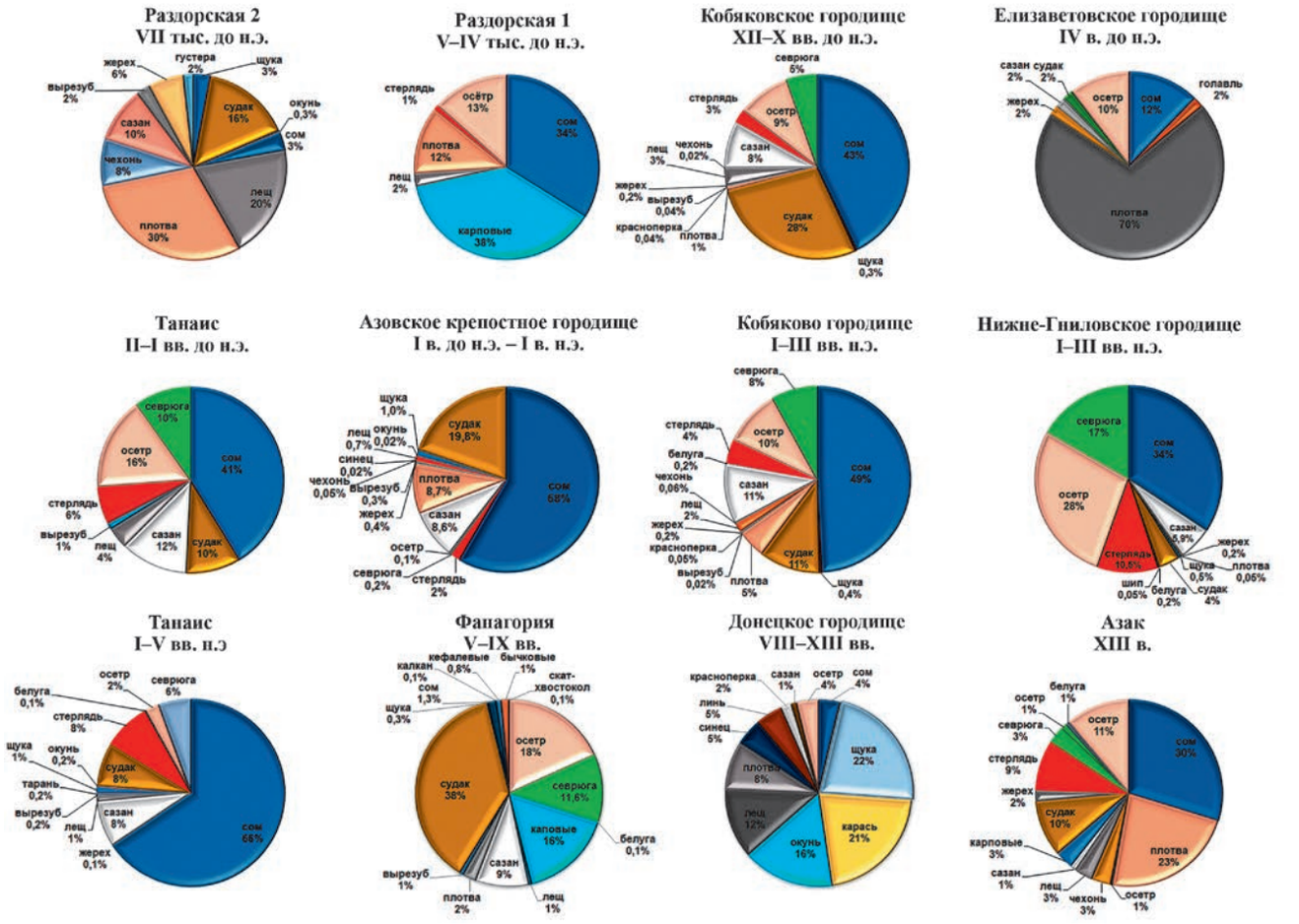


Рис. 3.1. Соотношение количества костных остатков рыб разных видов в уловах из культурных слоев археологических памятников Приазовья, Нижнего Дона и Кубани (данные по: [Цепкин, 1961; 1989; Шрамко, Цепкин, 1963; Житенева, 1966; 1968; Васильева, 1998; 1999; Сычевская, 2008; Юрцева, 2016]; собственные данные)

lus, краснопёрка *Scardinius erythrophthalmus,* сом *Silurus glanis*, щука *Esox lucius* и судак *Sander lucioperca.* Наибольшим спросом пользовались сом, судак, лещ и осетровые. Второстепенное значение имел сазан (см. рис. 3.1). Исследователи обращали внимание на отсутствие остатков белуги в культурных слоях Кобяковского и Нижне-Гниловского городищ, что связывалось с её редкостью [Житенева, 1966, 1968] или трудностями лова этой крупной рыбы [Марти, 1941]. Размеры вылавливаемых сомов колебались от 40 до 310 см (в среднем 165 см), а судаков от 25 до 90 см (в среднем 61,3 см). Восстановленные размеры лещей составляли 15–55 см (в среднем 42,2 см), сазанов – 45–130 см (в среднем 70,6 см), а плотвы – 15–42 см (в среднем 32,7 см). Известны также размеры осетровых: русских осетров – 50–165 см (в среднем 71,4 см), стерлядей – 55–100 см (в среднем 71,7 см); а севрюги достигали в длину 171 см.

Состав промысловых рыб эпохи поздней бронзы не отличался от современного состава рыб Нижнего Дона. Судя по всему, активный промысел не отражался на биологических показателях рыб и продуктивности. Средние размеры стерляди, сома и судака в уловах были несколько больше, чем у этих же видов в настоящее время. Ископаемый осётр, очевидно, имел в то время медленнорастущую жилую форму. Найденные многочисленные каменные грузила указывают на существование в рассматриваемый период сетных орудий лова [Тихий, 1927; Житенева, 1966; 1968]. Находки металлических крючков свидетельствует и о ловле на удочку [Шарафутдинова, 1980].

Рыбный промысел в раннем железном веке

Особенности рыбного промысла на Нижнем Дону в раннем железном веке, за исключением предскифского периода, довольно хорошо изучены благодаря многочисленным и зачастую многослойным поселениям, исследованным в этом регионе. На территории Нижнего Дона располагался стык трёх крупнейших этнокультурных массивов этого периода – скифов, савромато-сарматов и меотов. К тому же на развитие региона повлияла активная греческая колонизация территории Подонья и Приазовья [Архео-

логия Нижнего Дона ... 2013]. Исторические хроники и археологические находки (например, рыбозасолочные ванны) свидетельствуют о том, что в раннем железном веке население, помимо использования рыбных ресурсов для питания, активно добывало водные ресурсы для продажи и экспорта. Для добычи использовались как рыболовные сети, так и орудия индивидуального лова, о чем свидетельствуют находки каменных и глиняных грузил для сетей, металлических (железных и бронзовых) крючков.

Характеристики рыболовства в данный период в разных регионах Приазовья различались из-за особенностей хозяйствования разных народностей и расположения поселения. На основе географического распространения остатков рыб для раннего железного века Азово-Черноморского региона было выделено несколько археоихтиологических провинций, три из которых относятся к Приазовью [Morales et al., 2007].

Первая из них связана с районом Керченского пролива. В частности, в культурных слоях памятников, располагавшихся на Азовском побережье Таманского и Керченского полуостровов в непосредственной близости к проливу в Чёрное море, кроме остатков проходных и полупроходных рыб становятся обычными находки костей морских рыб, таких как бычки, кефаль, калкан, тунец, скат-хвостокол [Лебедев, Лапин, 1954; Лебедев, 1960; Юрцева, 2016]. Несмотря на явные свидетельства наличия рыбозасолочных комплексов, общее количество костных остатков рыб в культурных слоях в прикерченской зоне Приазовья довольно мало и составляет незначительную часть от общего числа костей животных (например, в Волне I не более 1,3 %; [Байгушева, 2011]. Это, вероятно, связано с недоучтённостью остатков таких мелких сельдеобразных рыб, как хамса и килька, а также бычков и барабули. Наблюдалось изменение количества рыбных остатков в культурных слоях разного времени. В частности, для Фанагории количество костей рыб в период поздней архаики – ранней классики составляло 2,4 %, в классический период 40,4 %, в эллинистический период – 9,2%, а в римский – 3,8 % от количества всех костных остатков [Добровольская, 2008]. Общий список вылавливаемых рыб включает черноморского ската-хвостокола *Dasyatis pastinaca***,** русского осетра *Acipenser gueldenstaedtii,* белугу *A. huso*, шипа *A. nudiventris*, стерлядь *A. ruthenus*, севрюгу *A. stellatus*, хамсу *Engraulis* sp., сельдевых Clupeidae, леща *Abramis brama*, сазана *Cyprinus carpio*, вырезуб *Rutilus frisii*, плотва *R. rutilus*, сома *Silurus glanis*, щуку *Esox lucius*, кефалевых Mugilidae, судака *Sander lucioperca*, бычков *Negobius* spp., тунца *Thunnus thynnus*, камбалу-калкана *Scophthalmus maeoticus* и камбал Pleuronectiformes [Лебедев, Лапин, 1954; Morales et al., 2007; Юрцева, 2016]. Из летописей известно, что в районе Керченкого пролива добывали кефаль, скумбрию, сельдь, бычков, анчоус (хамса), султанку (барабульку), пеламиду и тунца [Марти, 1941]. Исследователями отмечается значительное количество остатков осетровых рыб (в первую очередь, севрюги), судака и сазана (см. рис. 3.1). Для некоторых памятников (Тиритака, Мирмекий (Керченский п-ов), Таманский п-ов, I–III вв. н.э.) отмечается преобладание остатков сельди и хамсы, что в совокупности с большим количеством раскопанных рыбозасолочных ванн, указывает на специализацию некоторых поселений на консервировании рыбной продукции [Марти, 1941]. Указывается также, что средние размеры добываемых рыб (в частности, севрюги и сазана) превышали таковые из современных уловов. По данным о находках из античных слоев Фанагории и Пантикапея размеры выловленных особей составляли для севрюги 127–168 см (в среднем, 141,7 см), для сазана – 50,7–78 см (в среднем, 66,8 см), для судака – 45–77 см (в среднем, 58,6 см), для тунца – 227,4–275,4 см [Лебедев, Лапин, 1954].

Вторая археоихтиологическая провинция относится к территории Восточного Приазовья и Предкавказья. Данные по рыболовству происходят из целого ряда поселений/городищ меотов с территории Краснодарского края и Ростовской области: из низовий р. Кубань – Семибратнее городище (ст. Варениковская, V–II вв. до н.э.); Приазовской низменности – «Чумяный редант» (II–III вв. н.э., Приморско-Ахтарский р-н), «Мёртвый редант» (II в. до н.э. – II–III вв. н.э., Приморско-Ахтарский р-н), Ново-Джерешевская-3 (Брюховетский р-н; IV в. до н.э – II–III вв. н.э); Средней Кубани – Елизаветинское городище (окр. г. Краснодара, IV в. до н.э – III вв. н.э), Казанское-1 (I–II вв. н.э); и низовий р. Дон – Азовское крепостное городище (г. Азов, I в. до н.э. и I в. н.э.), Кобяковское (г. Ростов-на-Дону, I–III вв. н.э) и Нижне-Гниловское (г. Ростов-на-Дону; I–III вв. н.э) [Лебедев, Лапин, 1954; Лебедев, 1960; Житенева, 1965; 1966; 1968; Байгушева, 2011; Куршаков, 2014]. Меоты вылавливали и потребляли большое количество рыбы и при этом активно охотились на диких животных. Известно также, что они рыбу активно вывозили в консервированном виде и использовали её для принесения в жертву божествам в ходе ритуальных действий [Анфимов, 1983].

В низовьях р. Кубань вылавливались осётр, севрюга, сом, сазан, вырезуб, жерех, линь, лещ, щука и судак [Житенева, 1965; Анфимов, 1983]. Наибольший процент приходится на кости судака (до 52 %), сазана (до 31 %) и леща (до 11 %). Среди осетровых преобладала севрюга (до 1,2 %), а белуга и стерлядь не отмечались. Интересно, что среди выловленных видов не отмечается тарань.

Из поселений, располагавшихся по берегам многочисленных лиманов в Восточном Приазовье

(Приазовская низменность), определены остатки осетра, севрюги, щуки, сазана, судака [Лебедев, Лапин, 1954]. Наиболее часто вылавливаемыми были судак и сазан. В Среднем Прикубанье среди остатков рыб отмечены многочисленные сазан и сом.

Размеры судака из бассейна р. Кубань колебались в пределах 20–65 см (в среднем, около 50 мм), сазана – 35–65 см (в среднем, 53,8), севрюги 83–114 см (в среднем, 118, 2 см), сома 11–290 см (в среднем, 195,25 см) [Лебедев, Лапин, 1954]. При этом нужно отметить, что, несмотря на находки целых слоёв с рыбьими костями и чешуёй, общее количество остатков рыб, по сравнению с костями других животных, употреблявшихся в пищу, было невелико. В частности, для Казанской-1 на их долю приходилось около 1,3 % всех остатков [Байгушева, 2011].

Несколько иная картина с промысловыми рыбами наблюдается в меотических поселениях на Нижнем Дону. Из культурных слоев Кобякова и Нижне-Гниловского городищ, датируемых I–III вв. н.э., определены осётр *Acipenser gueldenstaedtii*, белуга *A. huso*, шип *A. nudiventris*, стерлядь *A. ruthenus*, севрюга *A. stellatus*, лещ *Abramis brama*, жерех *Aspius aspius*, сазан *Cyrpinus carpio*, чехонь *Pelecus cultratus*, вырезуб *Rutilus frisii*, плотва *R. rutilus*, краснопёрка *Scardinius erythrophthalmus*, сом *Silurus glanis*, щука *Esox lucius* и судак *Sander lucioperca*. Наибольшее количество из найденных костей рыб принадлежало сому (Нижне-Гниловское – 34,8 %, Кобяково – 14,3 %), осетру (Нижне-Гниловское – 28,2 %, Кобяково – 10,1 %), севрюге (Нижне-Гниловское – 15,6 %, Кобяково – 8,1 %), стерляди (Нижне-Гниловское – до 10,7 %, Кобяково – 4,2 %), сазану (Нижне-Гниловское – 6 %, Кобяково – 9,5 %) и судаку (Нижне-Гниловское – 3,7 %, Кобяково – 10,1 %) [Житенёва, 1966; 1968; Мягкова, Васильева, 2002]. Размеры вылавливаемых сомов были в пределах 60–450 см (в среднем, 178,4 см для Нижне-Гниловского, 164,8 см для Кобяково), судаков – 40–95 см (в среднем, 65,8 см для Нижне-Гниловского, 61,4 см для Кобяково), сазанов – 30–115 см (в среднем, 67,9 см для Нижне-Гниловского, 71,7 см для Кобяково), осетров – 45–140 см (в среднем, 71,9 см для Нижне-Гниловского, 71,4 см для Кобяково), севрюге – 120–190 см (в среднем, 142,2 см для Нижне-Гниловского, 154,2 см для Кобяково).

Основными промысловыми видами у населения Азовского крепостного городища были сом (55 %) и судак (19 %), второстепенное значение имели плотва (до 9 %) и сазан (до 9 %). Количество осетровых в выборке относительно не велико и составляет всего 8,1 % от всех определенных костных остатков (рис. 3.1). Из них, наиболее многочисленны находки стерляди. Помимо уже указанных для Нижнего Дона видов, определен ещё и окунь *Perca fluviatilis.* Средний показатель выловленных сомов – 9,6 лет при размере 120 см. Большая часть найденных остатков сомов принадлежала особям 8–11 лет и размером от 100 до 120 см. Возраст самой взрослой и крупной из обнаруженных особей был 18 лет, а размер 140 см. Средний размер судака составил 57 см при среднем возрасте 5,3 года [Куршаков, 2014]. Ранее некоторые глоточные зубы карповых из этого городища относились нами к вырезубу *Rutilus frisii*, однако дальнейшее исследование показало, что это были крупные (более 30 см длиной) плотвы *R. rutilus,* вероятнее всего тарани (полупроходная форма плотвы в Азовском бассейне), которые питаются, как и вырезубы, моллюсками. За счет этого у них формируется схожая форма глоточных зубов.

Доля костных остатков рыб в культурных слоях упомянутых памятников была довольно высокой – на Нижне-Гниловском городище до 34,2 %, а в Азовском крепостном городище – до 29,5 % [Байгушева, 2011].

Третья археоихтиологическая провинция относится к поселениям, расположенным в дельте Дона. Благодаря представительному археоихтиологическому материалу из культурных слоёв эпохи античности Елизаветовского городища и Недвиговского городища (Танаис). Материал из этих двух археологических многослойных памятников, расположенных в приустьевой части р. Дон, позволяет проследить динамику рыболовства на нескольких временных срезах: в эллинистический период – V–IV вв. до н.э., III – середина I в. до н.э. и римский период – конец I в. до н.э. – III в. н.э., IV в. н.э., V–VI в. н.э.

Ихтиофауна из Елизаветовского городища (V–IV вв. до н.э.) представлена такими промысловыми видами, как осетр *Acipenser gueldenstaedtii,* белуга *A. huso,* стерлядь *A. ruthenus,* севрюга *A. stellatus,* лещ *Abramis brama,* сазан *Cyprinus carpio,* плотва *Rutilus rutilus,* сом *Silurus glanis,* щука *Esox lucius,* судак *Sander lucioperca,* окунь *Perca fluviatilis.* Использование мелкоячеистых сит для промывки вмещающей породы из культурного слоя позволило увеличить список видов рыб ещё на 3 вида (жерех *Aspius aspius*, чехонь *Pelecus cultratus* и голавль *Squalius cephalus*). Помимо определенных по костным остаткам видов, отмечалось присутствие слоев рыбьей чешуи мощностью до 0,2 м и площадью до нескольких десятков м^2 [Житников, 1992]. Общая доля остатков рыб достигала порядка 7 %. Хотя количество костей рыб на разных участках раскопа могло значительно изменяться: от 0,9 % до 36,1 % [Байгушева, 2011]. Доля карповых рыб превосходит других по количеству костных остатков и чешуе (особенно выделяется плотва).

В античных памятниках Нижнего Дона отмечается отсутствие находок рыболовных крючков, но при этом получено большое количество массивных грузил и приспособлений для плетения сетей.

Использовались плавные и ставные сети различного размера [Житников, 1992].

Из различных слоев Танаиса определены: осётр *Acipenser gueldenstaedtii,* белуга *A. huso*, стерлядь *A. ruthenus*, севрюга *A. stellatus*, лещ *Abramis brama*, жерех *Aspius aspius*, сазан *Cyprinus carpio*, вырезуб *Rutilus frisii*, плотва *R. rutilus*, сом *Silurus glanis*, щука *Esox lucius,* окунь речной *Perca fluviatilis* и судак *Sander lucioperca* [Цепкин, 1961; 1970; Васильева, 1999]. Особых различий видового состава из разновозрастных слоёв не отмечалось. При этом отмечено, что соотношение костей разных видов рыб, полученных в разные годы раскопок, изменялось [Цепкин, 1970]. Рыболовство играло значительную роль в жизни населения Танаиса – доля костных остатков рыб достигала 25,5 % от всех остатков животных [Байгушева, 2011]. В выловах преобладали сом (около 36 %), стерлядь (20,5 %), судак (около 15 %), сазан (около 9 %). Второстепенное значение имели лещ (около 4,7 %), щука (около 3,6 %) и севрюга (3,2 %) [Васильева, 1999]. Было отмечено, что максимальные размеры рыб были такими же, как и современные, однако, как и в II–I вв. до н.э., показатели среднего размера были значительно больше, чем в наше время.

Отмечается общий характер рыболовства в античных городищах Нижнего Дона и близких по возрасту меотических поселениях региона (Кобяковском и Нижне-Гниловском поселениях); среди всех найденных костей животных существенной была доля остатков рыб; в выловах преобладали сомы, а также отмечается довольно большое количество осетровых и ценных видов карповых рыб. В то время как для меотических памятников с территории Прикубанья характерно преобладание остатков судака и сазанов. Меотические поселения с территории Таманского и Керченского полуострова характеризуются относительно малой долей остатков крупных рыб, при этом значительным количеством остатков осетровых и сельдевых, а также находками костей чисто морских видов – кефалей, камбал, тунцов и скатов.

Рыбный промысел в средневековье

Важное место в хозяйственной деятельности населения Хазарского каганата Нижнего Дона (VII в. – сер. X в.) занимал рыбный промысел. Так, доля остатков крупных рыб среди других костей животных в Саркеле (Ростовская обл., Цимлянский р-н) составляла 10,2% (учитывались кости только крупных рыб), а в салтово-маяцком поселении возле г. Константиновск – 10,8 % [Плетнева, 1996; Байгушева, 2011]. Об этом же говорит значительный набор различных рыболовных приспособлений, найденных в культурных слоях памятников этого времени: крючных снастей, сетей, колющих орудий и запорных систем. Основными промысловыми видами рыб являлись осетр, сом, сазан, судак, лещ, вырезуб, карась и тарань (см. рис. 3.1). При этом отмечается, что анализ материала свидетельствует о преобладании средней и мелкой рыбы [Кулаков, 2010].

В XIII–XIV вв. на Нижнем Дону рыболовство также было важной частью хозяйствования. Рыбу использовали и для потребления на внутреннем рынке, а также активно экспортировали. Например, в Куричанском поселении (Неклиновский р-н, северный берег Таганрогского залива, X–XII вв.) находки остатков рыб составляли более 36 % всех костей животных [Байгушева, 2011]. На основании материалов из городища Азак (г. Азов, Ростовская обл.) выявлен список промысловых рыб, включающих 24 вида, обычных для р. Дон, в том числе осетра *Acipenser gueldenstaedtii*, белугу *A. huso*, стерлядь *A. ruthenus*, севрюгу *A. stellatus*, леща *Abramis brama*, рыбца *A. vimba,* жереха *Aspius aspius*, сазана *Cyprinus carpio*, чехонь *Pelecus cultratus*, вырезуба *Rutilus frisii*, плотву *R. rutilus*, сома *Silurus glanis*, щуку *Esox lucius* и судака *Sander lucioperca*. Показано, что основными промысловыми видами у местного населения были сом (до 30 %), судак (до 24 %), плотва (до 23 %) и стерлядь (до 19,2 %) ([Васильева, 1998; Мягкова, 2019]; наши данные). Общая доля осетровых рыб в некоторых слоях доходит до 25 %. Доля костных остатков рыб среди других костей в культурном слое разных районов этого золотоордынского города составляла от 2,3 % до 15,7 % [Байгушева, Тимонина, 2019; Мягкова, 2019]. В поселении Казачий Ерик (дельта Дона; вторая половина XII в.) на долю находок костей рыб приходилось около 28 % от всего археозоологического материала [Мягкова, 2002].

В позднем средневековье рыбный промысел был одним из основных источников пропитания, особенно для среднего и низшего классов общества, а также в периоды неурожаев и войн. Показательно, что для гарнизона Семёновской крепости (устье р. Миус; первая половина XVIII в.) рыба составляла значительную часть рациона (до 86 % всех костных остатков) [Мягкова, 2002]. Письменные источники говорят о том, что и в период осады Азовской крепости (1638 г.) рыба была основной пищей казаков [Кириков, 1966; Цепкин, 1989].

Впоследствии для жителей Приазовья и Нижнего Дона рыба также имела ценность в качестве источника еды, разнообразного сырья и объекта торговли. В конце XIX в. – начале XX в. на Дону 55 видов рыб имели промысловое значение. Из них, помимо красной рыбы, наибольшей популярностью пользовались сельдь, сазан, лещ и судак. При этом интенсивный вылов уже в то время, задолго до появления плотин и зарегулирования стока реки, приведших к нарушению нерестовых миграций рыб,

вызвал значительное сокращение таких видов, как белуга, шип, севрюга и тарань. Из осетровых в начале XX в. в бассейне р. Дона обычной оставалась только стерлядь. Примечательно, что камбалы были вполне обычными обитателями Азовского моря, но встречались в море и гирлах реки, не заходя выше в реку [Богачёв, 1919]. В.В. Богачёв [1919] также отмечал, что в начале XX в. в Дону произошло уменьшение белой рыбы и сельди в 2–3 раза, по сравнению с серединой XIX в.

Выводы. Анализ добываемой населением Приазовья, а также нижних течений рек Кубани и Дон, ихтиофауны на разных этапах голоцена подтверждает выводы других исследователей о важной роли этого вида деятельности, начиная с энеолита [Лебедев, 1960; Цепкин, 1989; 1990 и др.]. Количество добываемой рыбы и видовой состав в значительной степени изменялся в разные эпохи в зависимости от предпочтений, наличия других источников белковой пищи, степени вовлечённости в торговлю дарами моря и рек (рис. 3.2). В неолите на долю рыбы приходилась существенная часть добычи пропитания. Но с развитием животноводства, рыболовство уходит на второй план, что, в общем, сохраняется и до наших дней. Несмотря на активный промысел, заметных различий в размерах и видовом разнообразии рыб на протяжении последних 9,5 тыс. лет не наблюдается. Размеры вылавливаемых в прошлом рыб, в общем, сходны с современными, отличаясь только несколько большими средними размерами [Цепкин, 1989]. Согласно археоихтиологическим данным на Нижнем Дону, на Кубани и в Азовском море с неолита до современности наблюдается сходный видовой состав рыб, что указывает на отсутствие в этот временной отрезок существенных изменений условий указанных водоемов. И только в начале XX в. в связи со значительным увеличением численности населения отдельные формы ценных промысловых видов становятся редкими и значительно сокращают свой ареал.

Исследования последних лет показали, что получаемый в результате стандартных методов археологических раскопок материал не позволяет выявить реальное биоразнообразие ихтиофауны. Только использование мелкоячеистых сит для промывки/просеивания вмещающей породы в культурных слоях даёт возможность расширить список вылавливаемых видов рыб за счет остатков сельдевых, бычковых и мелких карпообразных.

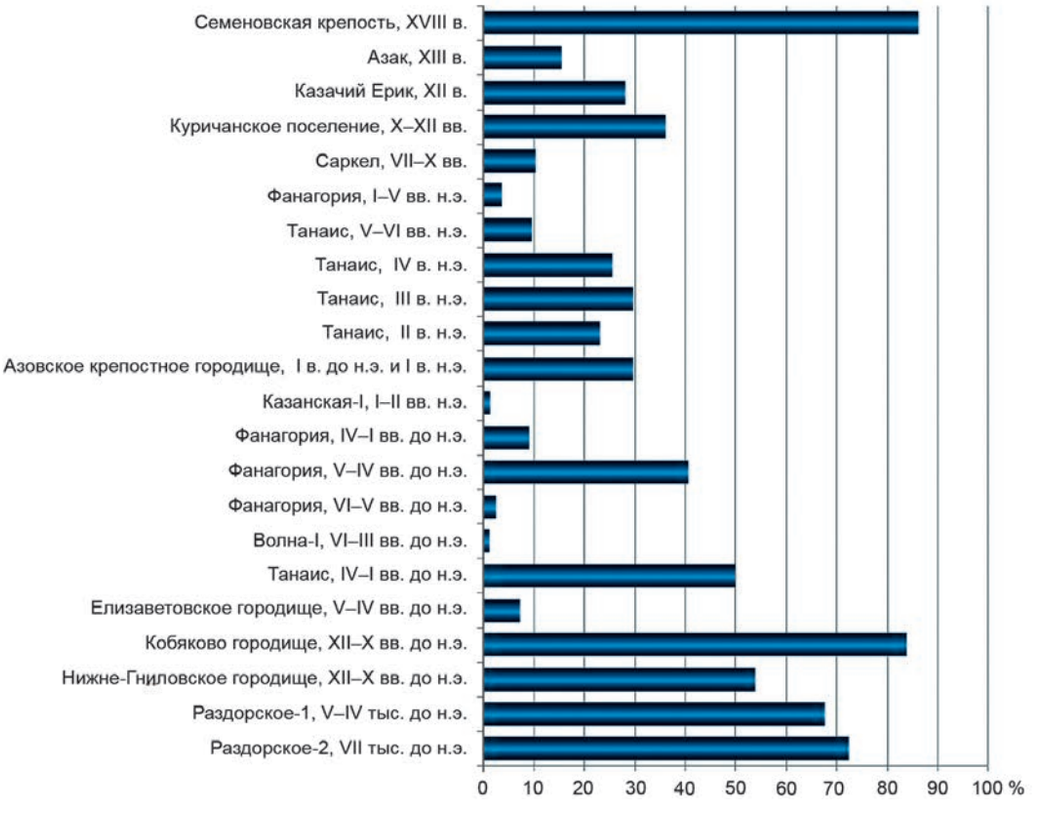


Рис. 3.2. Доля костных остатков рыб в культурных слоях археологических памятников Приазовья, Нижнего Дона и Кубани (данные по: [Шарафутдинова, 1980; Добровольская, 2008; Байгушева, 2011; Мягкова, 2002, 2019; Байгушева, Тимонина, 2019]; собственные данные)

3.2. ДИКИЕ ЖИВОТНЫЕ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ПРИАЗОВЬЯ И ПРЕДКАВКАЗЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ (по данным археологических раскопок)

Территория Приазовья благодаря своему географическому положению и благоприятному климату привлекала внимание человека начиная с раннего палеолита. В голоцене же этот регион населяли многочисленные народности и национально-культурные общности, которые сосуществовали и сменяли друг друга во времени и пространстве. Археологические раскопки, продолжающиеся на протяжении многих лет, поставляют довольно обширный материал, позволяющий достаточно подробно проследить характер развития материальной культуры, а также антропологических данных оседлого и кочевого населения. Археозоологические сведения дают представление не только о том, как остатки животных использовались для ремесленных производств, но также о характере и предпочтениях в питании, типе скотоводства, религиозных воззрениях, об общем уровне культуры, а также о характере природопользования и о состоянии окружающей среды. Помимо остеологического материала различные изображения на посуде, оружии, украшениях также позволяют получить важную информацию о животном мире прошлого (рис. 3.3).

Важную роль в археозоологических исследованиях региона сыграли В.И. Цалкин [1960а, б; 1966] и П.Д. Либеров [1960], которые обобщили материалы многих археологических раскопок и описали общие закономерности развития скотоводства и охоты народностей юга Восточной Европы в эпоху железного века. В последующем изучением остатков животных из археологических памятников бронзового, железного века и средневековья занимались Ю.Я. Мягкова, В.С. Байгушева, Е.Е. Антипина, Е.Ф. Батиева, Г.И. Тимонина, Л.В. Яворская, В.Э. Мартино и др.

За последние несколько лет определены сотни тысяч костных остатков из различных археологических памятников Приазовья; подавляющее большинство из них принадлежит сельскохозяйственным животным. Кости диких представителей орнито- и териофауны немногочисленны, а в некоторых местонахождениях составляют иногда доли процента от всей массы костных находок. Тем не менее обобщение многолетних сведений о диких обитателях помогает понять характер взаимодействия человека с природой, воссоздать характер биоразнообразия на территории Приазовья, Нижнего Дона, нижнего и среднего течения р. Кубани.

Костные находки, обнаруженные в археологических раскопках, не показывают всё разнообразие диких животных в голоцене. Однако они подтверждают факт их существования в прошедшие исторические эпохи. В ходе раскопок, как правило, обычно попадаются наиболее массовые фоновые виды, жившие в Приазовье и представлявшие наибольший интерес для местных жителей. Кроме того, в выборке оказываются остатки животных, обитавших в различных ландшафтах рассматриваемой территории – открытых степях, полупустынных участках, пойменных, байрачных лесах, зарослях кустарников, на песчаных почвах, выходах твердых горных пород, крутых обрывах, плавнях, озерах, реках, старицах, зарослях тростника, взморье.

Добываемые дикие животные использовались в различных целях. Одни были источниками меха и пуха (лесная и каменная куницы, норка, выдра, лисица, бобр, крот, выхухоль, заяц-русак, белка, суслик, сурок, пеганка и др.), другие использовались для селекции домашних животных (тур, кабан, тарпан), третьи – ради кожи (лось, кабан, олень, косуля, тарпан, кулан). В разряд дичи попадали сайга, косуля, олень, зубр, тарпан, заяц, дрофа, стрепет, лебедь, серый гусь, казарка, перепел и многие другие. Для медицинских целей служили рога сайги, панты оленей, барсучий, сурочий и сусличий жир, бобровая струя. Шкуры выхухоли служили для отпугива-

→Рис. 3.3. Изображения животных на археологических находках с территории Приазовья и Предкавказья: а – изображение азиатского льва (золотая нашивная штампованная бляшка, майкопский курган «Ошад» (Адыгея), вторая половина IV тыс. до н.э., коллекция Эрмитажа); б – изображение азиатского льва (серебряный сосуд, майкопский курган «Ошад» (Адыгея), вторая половина IV тыс. до н.э., коллекция Эрмитажа); в – развернутое изображение тигров, напавших на лося (курган «Хохлач» (г. Новочеркасск), I–II вв. н.э., коллекция Эрмитажа); г – изображение пантеры (золотая накладка, Келермесский могильник (Адыгея), VIII–VII вв. до н.э., коллекция Эрмитажа); д – изображение пантеры (бронзовая бляшка, IV курган 19-го курганного могильника «Солодовка I» (Волгоградская обл., II–I вв. до н.э., коллекция Волгоградского краеведческого музея); е – изображение быка-тура (фигурка «золотой бык», майкопский курган «Ошад» (Адыгея), вторая половина IV тыс. до н.э., коллекция Эрмитажа); ж – изображение двугорбого верблюда (могильник «Донской», курган 1 (Семикаракорский р-н Ростовской обл.), II–I вв. до н.э., коллекция Ростовского областного музея краеведения); з – изображение дроф (золотая чаша, Келермесский могильник (Адыгея), VIII–VII вв. до н.э., коллекция Эрмитажа). Изображения без учета масштаба

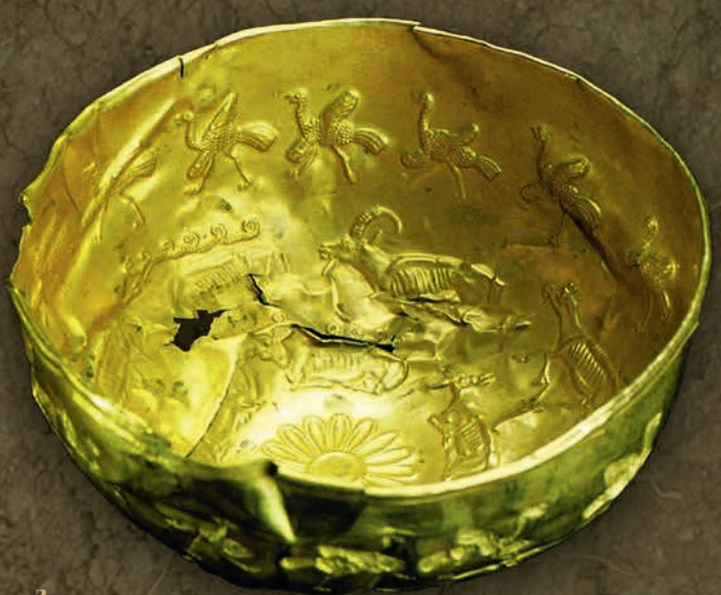
а

в

б

г

д



з

е

ж

ния платяной моли и других вредителей текстиля, шерсти и меха. Кости и рога использовались как для изготовления утвари, так и для украшений, игры, а иногда просто как топливо. Дельфины являлись источником жира.

Для охоты пользовались в том числе и ловчими птицами, которых приручали и дрессировали. Этими животными на Дону могли быть беркут, крупные соколы (сапсан) и ястребы – тетеревятник, перепелятник.

Некоторые животные были небезопасны для местных жителей. Одни из них представляли прямую угрозу жизни человека – зубры, туры, вепри, медведи, волки, крупные кошачьи. Другие представляли опасность как переносчики возбудителей различных болезней. Например, многие поселения и племена выкашивала чума, которая передавалась через грызунов (в первую очередь через сурков, сусликов и чёрных крыс), лисиц, барсуков, верблюдов и птиц-каменок. Бешенством заражали больные волки и лисицы, туляремией – водяные полевки. Эхинококк передавался с мясом кабанов.

Зооархеологические данные в значительной степени позволяют судить о природных условиях, существовавших в определенный исторический период. Соотношение в кухонных остатках костей различных животных не было постоянным ни во времени, ни в пространстве. Значительное влияние на использование ресурсов тех или иных животных оказывали религия, культурный и хозяйственный уклад, традиции [Бибикова, 1984; Мягкова, Байгушева, 1997; Байгушева, 2002а].

Формирование ассоциации млекопитающих современного типа в степной зоне произошло в конце позднего плейстоцена в заключительную стадию поздневалдайского ледниковья. В отличие от более северных регионов, в зоне открытых ландшафтов в этот период полностью исчезли крупные представители мамонтового комплекса, такие как шерстистый мамонт *Mammuthus primigenius*, шерстистый носорог *Coelodonta antiquitatis*, гигантский олень *Megaloceros giganteus*, северный олень *Rangifer tarandus* и др. В начале голоцена (в эпоху мезолита-неолита) местное население активно охотилось на диких животных. Основными объектами охоты являлись лисица *Vulpes vulpes*, волк *Canis lupus*, тарпан *Equus gmelini*, кулан *Equus hemionus*, кабан *Sus scrofa*, благородный олень *Cervus elaphus*, бык-тур *Bos primigenius*, зубр *Bison bonasus* и др.

3.2.1. АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ОБ ОБЪЕКТАХ ОХОТЫ В РАЗНЫЕ ИСТОРИЧЕСКИЕ ПЕРИОДЫ

Охотничья деятельность в эпоху неолита и энеолита

На данный момент немногочисленные поселения неолита и энеолита известны с территории Нижнего Дона, где они были приурочены преимущественно к долинам больших и малых рек (Дона, Северского Донца, Кальмиуса и др.), на территориях распространения широко- и мелколиственных пойменных лесов.

В неолите на территории Приазовских степей на долю остатков диких животных приходилось более 50 % костей из культурных слоев. Объектами охоты являлись как традиционные виды, добываемые ради мяса, так и пушные звери. В частности, из неолитического слоя (1-я половина VII тыс. до н.э.) поселения Раздорское II (ст. Пухляковская Усть-Донецкого р-на Ростовской обл.) определены остатки зайца *Lepus* sp., бобра *Castor fiber*, лисицы обыкновенной *Vulpes vulpes*, корсака *Vulpes corsac*, волка *Canis lupus*, лошади *Equus caballus ferus*, кабана *Sus scrofa*, благородного оленя *Cervus elaphus*, лося *Alces alces*, косули *Capreolus capreolus* и сайги *Saiga tatarica* [Цыбрий, 2008]. Из неолитических слоев (1-я половина VII тыс. до н.э.) многослойного памятника Ракушечный Яр (о. Поречный, Усть-Донецкий р-н Ростовской обл.) также известны кости зайца, бобра, лисицы, лошади, кабана, благородного оленя и косули [Цыбрий и др., 2014; Цыбрий и др., 2017]. Существует мнение, что остатки лошади, представленные в неолитических слоях Ракушечного Яра, принадлежат именно дикой форме [Саблин, 2018].

В начале энеолита доля диких животных (бобр, лисица, кулан, кабан, зубр, сайга) сокращается до 25–30 % от всех костных остатков (рис. 3.4). Существенно увеличивается использование мяса и шкур домашних животных (крупного и мелкого рогатого скота). Это связано с большей эффективностью отгонно-пастбищного скотоводства. При переходе от неолита к энеолиту на Нижнем Дону также снижается доля рыболовства, которое начинает носить эпизодический характер. В это время отмечается начало развития земледелия, на что указывает наличие пыльцевых зерен злаков в палинологических спектрах. Данный этап приурочен к атлантическому периоду – самому теплому и влажному периоду голоцена Северной Европы. На основе материала из энеолитических слоев поселения Раздорское I (ст. Раздорская Усть-Донецкого р-на Ростовской обл., конец V – середина IV тыс. до н.э.) можно сделать вывод о том, что местное население, помимо занятия скотоводством, достаточно активно продолжало охотиться на крупных копытных и пушных зверей, птиц [Титов и др., 2018]. На долю диких животных приходилось порядка 20 % всех находок, которые принадлежали

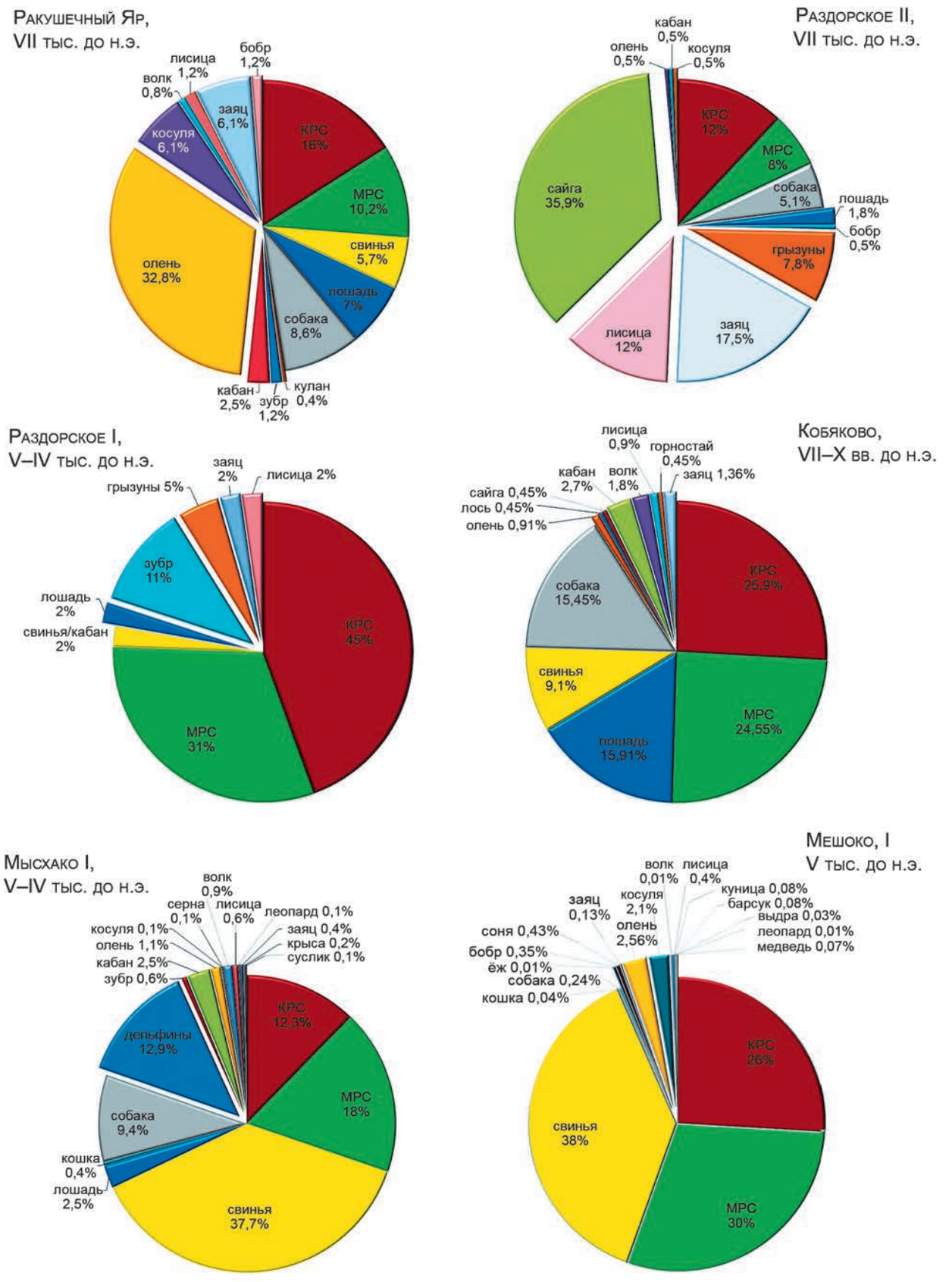
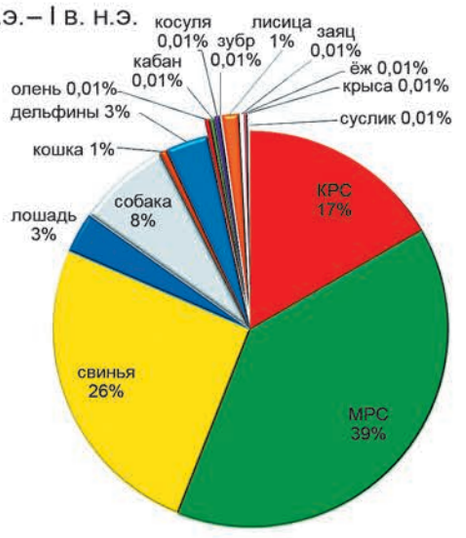
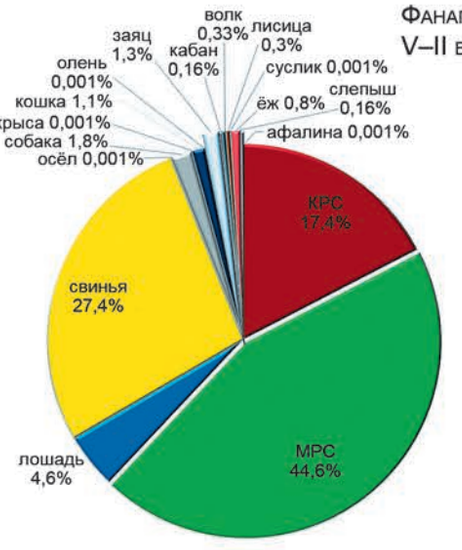


Рис. 3.4. Соотношение находок домашних и диких животных из ряда археологических памятников Приазовья и Предкавказья (КРС – крупный рогатый скот, МРС – мелкий рогатый скот) (с. 135–137)

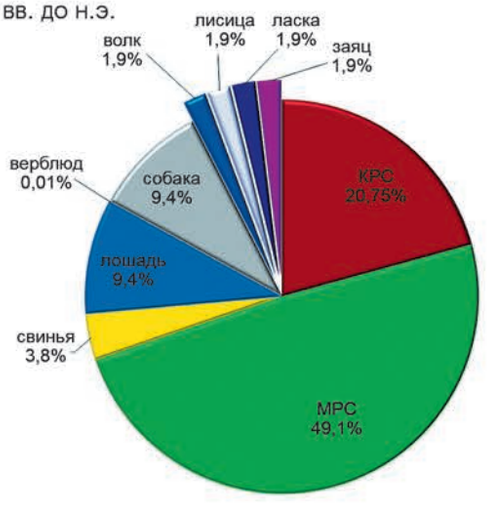
Мысхако I,
V в. до н.э.– I в. н.э.



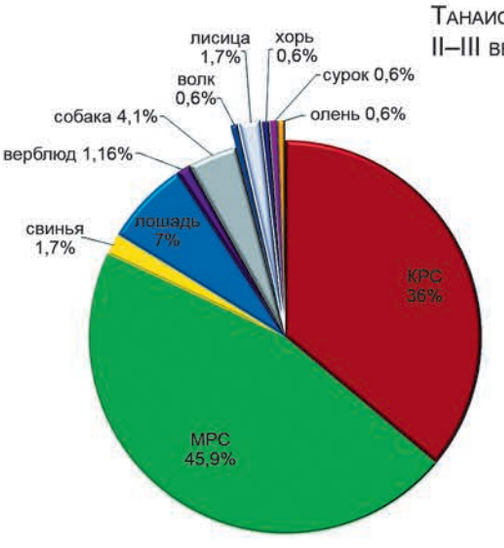
Фанагория,
V–II вв. до н.э.



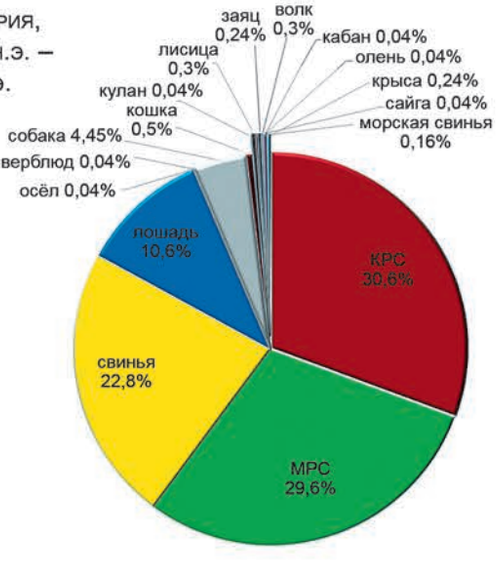
Танаис,
III–II вв. до н.э.



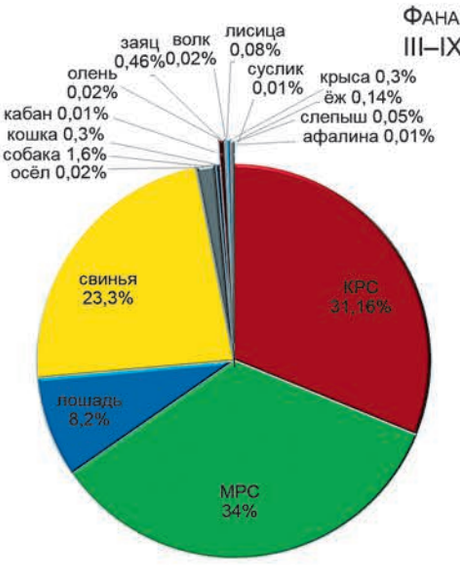
Танаис,
II–III вв. до н.э.

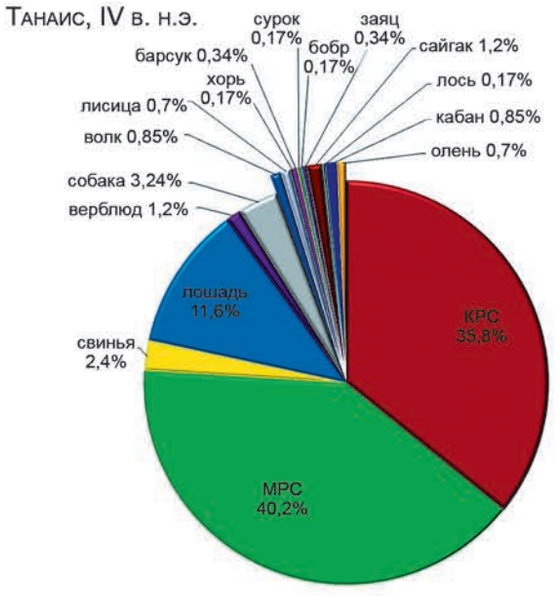


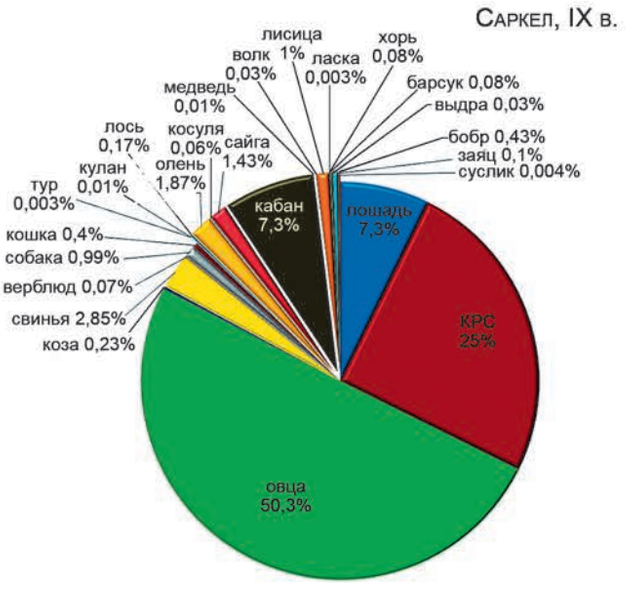
Фанагория,
I в. до н.э. –
III в. н.э.

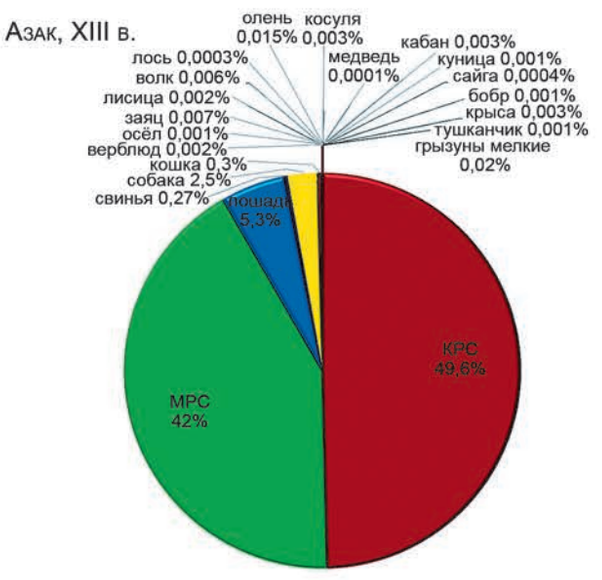


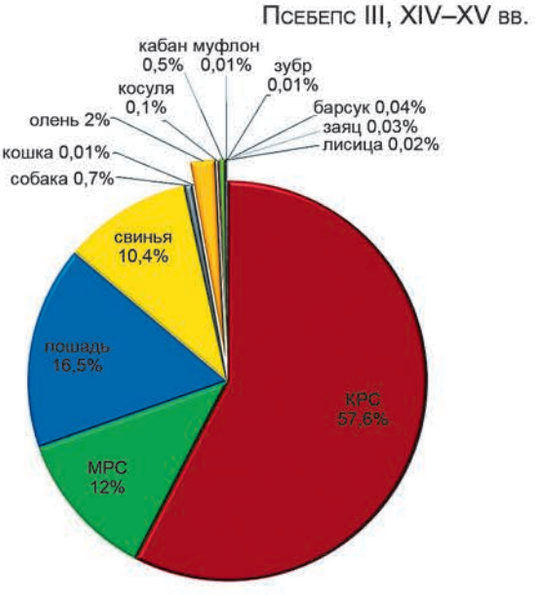
Фанагория,
III–IX вв. н.э.




Танаис, IV в. н.э.
сурок 0,17%
заяц 0,34%
бобр 0,17%
барсук 0,34%
сайгак 1,2%
хорь 0,17%
лось 0,17%
лисица 0,7%
кабан 0,85%
волк 0,85%
олень 0,7%
собака 3,24%
верблюд 1,2%
лошадь 11,6%
свинья 2,4%
КРС 35,8%
МРС 40,2%


Саркел, IX в.
лисица 1%
волк 0,03%
ласка 0,003%
хорь 0,08%
медведь 0,01%
барсук 0,08%
выдра 0,03%
лось 0,17%
косуля 0,06%
сайга 1,43%
бобр 0,43%
заяц 0,1%
кулан 0,01%
олень 1,87%
суслик 0,004%
тур 0,003%
кабан 7,3%
лошадь 7,3%
кошка 0,4%
собака 0,99%
верблюд 0,07%
свинья 2,85%
коза 0,23%
КРС 25%
овца 50,3%


Азак, XIII в.
олень 0,015%
косуля 0,003%
кабан 0,003%
лось 0,0003%
медведь 0,0001%
куница 0,001%
волк 0,006%
сайга 0,0004%
лисица 0,002%
бобр 0,001%
заяц 0,007%
крыса 0,003%
осёл 0,001%
тушканчик 0,001%
верблюд 0,002%
грызуны мелкие 0,02%
кошка 0,3%
собака 2,5%
свинья 0,27%
лошадь 5,3%
КРС 49,6%
МРС 42%


Псебепс III, XIV–XV вв.
кабан 0,5%
муфлон 0,01%
зубр 0,01%
косуля 0,1%
барсук 0,04%
олень 2%
заяц 0,03%
кошка 0,01%
лисица 0,02%
собака 0,7%
свинья 10,4%
лошадь 16,5%
КРС 57,6%
МРС 12%

заяйцу-русаку *Lepus europaeus*, бобру *Castor fiber*, белке *Sciuridae* gen., лесной мыши *Apodemus* ex gr. *sylvaticus*, желтогорлой мыши *Apodemus (Sylvaemus) flavicollis*, серой степной полёвке *Microtus* ex gr. *arvalis – socialis*, лисице *Vulpes vulpes*, свинье/кабану *Sus scrofa*, зубру *Bison bonasus.* Из нижнеэнеолитического слоя Самсоновского поселения (хут. Крымский Усть-Донецкого р-на Ростовской обл., Россия), помимо костей домашних животных (корова, овца, свинья, собака, лошадь), известны остатки зубров, оленей, зайцев, тушканчиков [Гей, 1979]. В энеолитических слоях Ракушечного Яра также встречены малочисленные остатки кулана *Equus hemionus*, кабана *Sus scrofa*, зубра *Bison bonasus*, благородного оленя *Cervus elaphus*. Интересно, что анализ характера микростирания эмали зуба зубра из раннего энеолита Раздорское I показал значительное преобладание крупных царапин над ямками. Это свидетельствует о преобладании травянистой растительности в его рационе. Сравнение с данными по плейстоценовым и современным представителям рода *Bison* показало, что зубр, обитавший на территории Нижнего Дона в начале энеолита, имеет сходные характеристики с рецентным степным бизоном *Bison bison bison* и существенно отличается от лесных бизонов *Bison bison athabascae*. Заметны отличия и от позднеплейстоценовых *Bison priscus* с территории Приазовья, для которых, скорее всего, в значительной степени было свойственно смешанное питание травянистой растительностью, листвой и побегами [Байгушева и др., 2014; Титов и др., 2018].

В то же время из энеолитических памятников Северного Кавказа известен более разнообразный список диких млекопитающих. В частности, из нескольких слоев поселения Мешоко (Адыгея, середина – вторая половина IV тыс. до н.э.) происходят остатки преимущественно лесных видов: ежа обыкновенного *Erinaceus europaeus*, зайца-русака *Lepus europaeus*, бобра *Castor fiber*, сони *Dryomys nitedula*, волка *Canis lupus*, обыкновенной лисицы *Vulpes vulpes*, бурого медведя *Ursus arctos*, лесной куницы *Martes martes*, барсука *Meles meles*, выдры *Lutra lutra*, леопарда *Panthera pardus*, благородного оленя *Cervus elaphus*, косули *Capreolus capreolus* [Каспаров, Саблин, 2009].

Из другого поселения этого времени Мысхако I, расположенного на берегу Чёрного моря (конец V – 1-я четверть IV тыс. до н.э., окрестности г. Новороссийска), указываются заяц *Lepus europaeus*, суслик *Spermophilus* sp., волк *C. lupus*, лисица *V. vulpes*, леопард *P. pardus*, кабан *Sus scrofa*, олень *C. elaphus*, косуля *C. capreolus*, серна *Rupicapra rupicapra*, зубр *Bison bonasus.* Кроме того, в энеолитическом слое Мысхако I довольно много костей дельфинов четырех видов: белобочка *Delphinus delphis*, афалина *Tursiops truncatus*, морская свинья *Phocoena phocoena* и обыкновенная гринда *Globicephala melas*, – которые активно использовались в качестве источников пищи и жира. На долю дельфинов приходится около 10 % от всех остатков млекопитающих [Добровольская, 2013]. В общем на долю костей диких зверей в разных энеолитических памятниках Северного Кавказа приходилось от 0,6 до 15,3 % от общего количества костей, в зависимости от особенностей хозяйствования населения [Цалкин, 1960б; Добровольская, 2013].

Охотничья деятельность в эпоху бронзы

Немногочисленные археозоологические данные не позволяют судить детально об особенностях охотничьей деятельности в Приазовье и на Северном Кавказе на протяжении большей части эпохи бронзы. На основании материалов из Кобякова городища (финальная бронза, XII–X вв. до н.э.) на Нижнем Дону отмечается, что на долю остатков диких млекопитающих приходилось не более 3,3 % от костных остатков всех животных (9,9 % костей млекопитающих). Представители кобяковской культуры охотились на зайцев *Lepus* sp., волков *Canis lupus*, лисиц *Vulpes vulpes*, ласок *Mustela nivalis*, горностаев *Mustela erminea*, кабанов *Sus scrofa*, благородных оленей *Cervus elaphus*, косуль *Capreolus capreolus*, лосей *Alces alces* и сайгу *Saiga tatarica*. Охота в поздней бронзе как на Нижнем Дону, так и в других степных регионах занимала второстепенное значение. Отмечено, что основным объектом промысла у «кобяковцев» были кабаны, обитавшие в долине Дона, где были распространены лиственные леса, кустарники и тростниковые заросли [Мартино, 1958; Шарафутдинова, 1980].

Из культурных слоев эпохи поздней бронзы другого нижнедонского городища – Нижнегниловское – также известны единичные кости кабана, волка, косули, сайги, лисицы [Шарафутдинова, 1980]. Из ряда поселений поздней бронзы Нижнего Дона и Северского Донца указываются отдельные остатки быка-тура *Bos primigenius* (Каратаево, Большой Несветай, Пробужденовское), бобра *Castor fiber* (Зливки, Закатное-2) и дикого кота *Felis* sp. (Мокро-Чалтырьское) [Мягкова, 2005]. Малое число остатков диких животных в поселениях поздней бронзы отмечается и для других памятников этого периода как в Северном Приазовье (0,2–0,6 %), так и на Керченском полуострове (0,1–1,5 %) [Секерская, 1999; Антипина, Моралес, 2005].

Охотничья деятельность в раннем железном веке

Наличие в Приазовье и Предкавказье довольно большого количества археологических памятников, изучаемых на протяжении продолжительного пери-

ода, дает возможность хорошо представить характер биологического разнообразия. Многие из древних поселений являются многослойными, что позволяет проследить динамику изменения охотничьих предпочтений местного населения, а соответственно, и фаунистического окружения. Можно отметить, что на протяжении всего периода раннего железного века состав добываемых диких животных сильно не изменялся, несмотря на климатические колебания и смену народностей, населявших рассматриваемую территорию. В основной своей массе это были те же виды, на которые человек охотился начиная с позднего палеолита до наших дней, за исключением ряда исчезнувших видов. Учитывая разнообразие ландшафтов на территории Приазовья и Западного Предкавказья, можно выделить региональные особенности охотничьего промысла.

Северо-Восточное Приазовье и Нижний Дон. Наличие на водоразделе степей, а также лесов и тростниковых зарослей, приуроченных к речным долинам и дельтам, а также густой овражной сети, обусловило наличие среди объектов охоты животных различных биотопов (табл. 3.1). В эллинистическое (греческое) время (IV–I вв. до н.э.) в дельте р. Дон, как показывают материалы из Елизаветовского городища и нижних слоев Танаиса, на долю остатков диких животных приходится по разным подсчетам 0,29–6,7 % и 0,45–6,5 % соответственно от всех костных остатков из культурных слоев. Среди них были определены остатки единичных особей зайца-русака *Lepus europaeus*, бобра *Castor fiber*, волка *Canis lupus*, лисицы *Vulpes vulpes*, ласки *Mustela nivalis*, рыси *Lynx lynx*, кабана *Sus scrofa*, благородного оленя *Cervus elaphus*, косули *Capreolus capreolus*, лося *Alces alces*, быка-тура *Bos primigenius* и сайги *Saiga tatarica* [Цалкин, 1969; Байгушева, Житников, 1981; Байгушева, Мягкова, 1997; Мягкова, 2000]. Кроме того, известны немногочисленные остатки болотной черепахи *Emys orbicularis*.

Из римских и более молодых слоев античного города Танаис (I–VI вв. н.э.) на долю диких млекопитающих приходится от 1,2 % до 6 % остатков обычных представителей местной фауны. Отсюда известны находки костей зайца *Lepus europaeus*, бобра *Castor fiber*, сурка-байбака *Marmota bobac*, черной крысы *Rattus rattus*, волка *Canis lupus*, лисицы *Vulpes vulpes*, хоря степного *Mustela eversmanni*, барсука *Meles meles*, кабана *Sus scrofa*, благородного оленя *Cervus elaphus*, лося *Alces alces* и сайги *Saiga tatarica* [Цалкин, 1969; Мягкова, 2000, 2006].

Примерно тот же набор диких животных содержится в культурном слое азовского меотского крепостного городища (низовья р. Дон, г. Азов; I в. до н.э. – I в. н.э.) – бобр *Castor fiber*, слепыш обыкновенный *Spalax microphthalmus*, волк *Canis lupus*, лисица *Vulpes vulpes*, каменная куница *Martes foina*, благородный олень *Cervus elaphus* (см. табл. 3.1). Доля костей диких животных в этом памятнике составляет около 0,6 %.

Таманский полуостров и Керченский полуостров. На территориях, прилегающих к Керченскому проливу, расположен целый ряд многослойных городищ, материалы из которых указывают на характер хозяйствования в поселениях, в значительной степени связанных с рыболовством и переработкой морепродуктов. Нужно отметить, что существенной разницы в составе диких видов животных из культурных слоев на данной территории не отмечается. В частности, на основе одного из наиболее изученных памятников Таманского полуострова Фанагории (VI в. до н.э. – VI в. н.э.) показано, что в этом регионе в античное время существовали стандартные виды, характерные для лесостепной зоны: ёж *Erinaceus* sp., заяц-русак *Lepus europaeus*, малый суслик *Spermophilus pygmaeus*, обыкновенный слепыш *Spalax microphthalmus*, чёрная крыса *Rattus rattus*, волк *Canis lupus*, обыкновенная лисица *Vulpes vulpes*, леопард *Panthera pardus*, кабан *Sus scrofa ferus*, благородный олень *Cervus elaphus*, косуля *Capreolus capreolus*. В слоях римского периода этого городища также найдены остатки дельфина-белобочки *Delphinus delphinus*. Во всех слоях – от поздней архаики до римского периода – достаточно многочисленными являются кости зайца. Остатки остальных животных более редкие (табл. 3.2). Доля остатков диких видов в разных слоях Фанагории в общем составляет 1,1–1,8 % от всего количества остатков млекопитающих, хотя в слоях поздней архаики-классики достигает 2–3 % [Добровольская, 2008; 2013].

Из другого памятника Волна I, расположенного на Таманском полуострове, из слоев второй половины VI – первой половины III в. до н.э. известны только остатки волка *Canis lupus*, а из слоев I–III вв. н.э. – дельфина Delphinidae gen indet., лисицы *Vulpes vulpes*, благородного оленя *Cervus elaphus* и косули *Capreolus* sp. Доля остатков диких животных в Волне I минимально и составляет около 0,01 % от всех костных остатков [Байгушева, 2007].

В еще одном античном поселении Голубицкая-2 (третья четверть VI в. до н.э. – вторая половина III в. до н.э.), расположенном на территории Таманского полуострова, остатки диких животных составляют до 4,0 % от всех находок костей млекопитающих. Местное население иногда охотилось на зайцев *Lepus europaeus*, волков *Canis lupus* и кабанов *Sus scrofa* [Саблин, 2016].

Из эллинистических слоев (IV–I вв. до н.э.) таманского городища Гермонасса также указываются заяц *Lepus europaeus*, кабан *Sus scrofa* и благородный олень *Cervus elaphus* [Цалкин, 1960б]. Из слоев римского времени синдского поселения Суворовское 1 определен степной хорь *Mustela eversmanni* [Цалкин, 1960б].

Таблица 3.1. Список находок остатков диких животных из археологических памятников Северо-Восточного Приазовья и Нижнего Дона (количество остатков). Звездочкой (*) отмечены собственные данные

Азак	**XIII–XIV вв.***	119	52				1	3	15	
Саркел	**VIII–X вв. [Плетнёва, 1996]**		34		14		150			
Пос. Полное	**VIII–X вв. [Мягкова, 2004]**		2			5	14			
Дюнное	**Средневековье***									22
Крепостное городище (Азов)	**I в. до н.э. – I в. н.э.***						1		4	
Танаис	**V–VI вв. [Цалкин, 1969; Мягкова, 2000, 2006]**	+				1				
Танаис	**IV в. н.э. [Цалкин, 1969; Мягкова, 2000, 2006]**	+	14			45	1			
Танаис	**III в. н.э. [Цалкин, 1969; Мягкова, 2000, 2006]**	+				30				
Танаис	**II в. н.э. [Цалкин, 1969; Мягкова,2000, 2006]**									
Танаис	**IV–I вв. до н.э. [Цалкин, 1969]**		1							
Вареновка 3	**XVI–XII вв. до н. э. [Мягкова, 2005]**		7							
Елизаветовское городище	**III в. до н.э. [Байгушева, Мягкова, 1997; Мягкова, 2000]**		10				1			
Мокро-Чалтырское	**XVI–XII вв. до н. э. [Мягкова, 2005]**		2							
Каратаево	**XVI–XII вв. до н.э. [Мягкова, 2005]**		4							
Кобяково городище	**XII–X вв. до н.э. [Мартино, 1958; Шарафутдинова, 1980]**		6							
Ракушечный Яр	**VII тыс. до н.э. [Цыбрий и др., 2017]**									
Хут. Крымский	**Ранний энеолит [Гей, 1979]**		+					+		
Раздорское I	**V–IV тыс. до н.э. [Титов и др., 2018]**		1	1			1			
Раздорское II	**Неолит [Цыбрий, 2008]**	6	38				1			
Вид		**Черепаха болотная** *Emys orbicularis* L.	**Заяц-русак** *Lepus europaeus* Pallas	**Белка** Sciuridae gen.	**Суслик малый** *Spermophilus pygmaeus* Pallas	**Сурок степной** *Marmota bobac* Müller	**Бобр обыкновенный** *Castor fiber* L.	**Тушканчик большой** *Allactaga major* (Kerr)	**Слепыш обыкновенный** *Spalax microphthalmus* Güldenstaedt	**Водяная полёвка** *Arvicola amphibius* L.

Мышь домовая *Mus musculus* L.	6	19	103	41	15	1	7			1			4		sp.		24	105
Чёрная крыса *Rattus rattus* L.				12	353	4		1		29	63	12				5	2576	655
Мелкие грызуны, неопределенные					1												48	
Волк *Canis lupus* L.																		1
Лисица обыкновенная *Vulpes vulpes* L.				4	27		2											41
Медведь бурый *Ursus arctos* L.																		
Куница *Martes* sp.				39	28					12	2						33	14
Ласка *Mustela nivalis* L.			12	4	8					4								2
Горностай *Mustela erminea* L.					2													
Хорёк степной *Mustela eversmanni* Lesson				1	5			1										
Барсук *Meles meles* L.					3													1
Выдра речная *Lutra lutra* L.				13	12									2				56
Кот дикий *Felis sp.*					3								4				8	
Рысь *Lynx lynx* L.					1													3
Тарпан *Equus gmelini* Antonius				6	3			1	1								14	5
Кулан *Equus hemionus* Pallas															sp.	1	3	6
Кабан *Sus scrofa* L.																		+
Благородный олень *Cervus elaphus* L.			8		1												1	
			17		26													

Окончание таблицы 3.1

Азак	**XIII–XIV вв.***	24	2			3
Саркел	**VIII–X вв. [Плетнёва, 1996]**	21	59	1		500
Пос. Полное	**VIII–X вв. [Мягкова, 2004]**	1				
Дюнное	**Средневековье***					
Крепостное городище (Азов)	**I в. до н.э. – I в. н.э.***					
Танаис	**V–VI вв. [Цалкин, 1969; Мягкова, 2000, 2006]**					
Танаис	**IV в. н.э. [Цалкин, 1969; Мягкова, 2000, 2006]**		1			17
Танаис	**III в. н.э. [Цалкин, 1969; Мягкова, 2000, 2006]**					
Танаис	**II в. н.э. [Цалкин, 1969; Мягкова,2000, 2006]**					
Танаис	**IV–I вв. до н.э. [Цалкин, 1969]**					
Вареновка 3	**XVI–XII вв. до н. э. [Мягкова, 2005]**					
Елизаветовское городище	**III в. до н.э. [Байгушева,Мягкова, 1997; Мягкова, 2000]**		1	2		9
Мокро-Чалтырское	**XVI–XII вв. до н. э. [Мягкова, 2005]**					
Каратаево	**XVI–XII вв. до н.э. [Мягкова, 2005]**			5		
Кобяково городище	**XII–X вв. до н.э. [Мартино, 1958; Шарафутдинова, 1980]**	1	1			1
Ракушечный Яр	**VII тыс. до н.э. [Цыбрий и др., 2017]**				3	
Хут. Крымский	**Ранний энеолит [Гей, 1979]**				+	
Раздорское I	**V–IV тыс. до н.э. [Титов и др., 2018]**				5	
Раздорское II	**Неолит [Цыбрий, 2008]**					91
Вид		**Косуля** *Capreolus capreolus* L.	**Лось** *Alces alces* L.	**Бык-тур** *Bos primigenius* Bojanus	**Зубр** *Bison bonasus* L.	***Сайга*** *Saiga tatarica L.*

Таблица 3.2. Список находок остатков диких животных из археологических памятников Таманского полуострова (кол-во фрагментов). Звездочкой (*) отмечены собственные данные; знак «+» – в источнике отсутствуют данные о количестве находок

Вид										
Фанагория	**Раннее средневековье, VII–X вв. [Добровольская, 2010]**		18	59	1	6	38	+		
Фанагория	**Римский слой, I–III вв. н.э. [Добровольская, 2010]**		5	31		5	31			20
Фанагория	**Римский слой, I–III вв. н.э. [Цалкин, 1960б]**			3				2 *Ellobius talpinus*	4 *Phocoena phocoena*	
Фанагория	**Эллинистический слой, IV– I вв. до н.э [Цалкин, 1960б; Добровольская, 2010]**			103						
Фанагория	**Классический слой, V–IV вв. до н. э.; [Добровольская, 2010]**		103	167		26		*Mus musculus*		
Фанагория	**Поздняя архаика, ранняя классика, VI–V вв. до н.э. [Добровольская, 2010]**		26	141				*Mus musculus*		
Суворовское 1	**Синдские слои, II–V вв. до н.э. [Цалкин, 1960б]**									
Голубицкая 2	**VI–III вв. до н.э. [Саблин, 2016]**	215		7						
Волна 12	**Позднее средневековье, XIV–XV вв.***			22					37	
Волна 1	**Римские слои, раннее средневековье, I–V вв. н.э.***								2	
Волна 1	**Античные слои; VI в. до н.э. – III в. н.э.***			146		3		25	11	
Гермонасса	**Эллинистический слой, IV–I вв. до н.э. [Цалкин, 1960б]**			2						
Вид		**Черепаха болотная** *Emys orbicularis* L.	**Ёж** *Erinaceus* sp.	**Заяц-русак** *Lepus europaeus* Pallas	**Суслик малый** *Spermophilus pygmaeus* Pallas	**Слепыш обыкновенный** *Spalax microphthalmus* Güldenstaedt	**Черная крыса** *Rattus rattus* L.	**Мелкие грызуны,** неопределённые	**Дельфин,** неопределённый	**Белобочка** *Delphinius delphinius* L.

Окончание таблицы 3.2

Фанагория	**Раннее средневековье, VII–X вв. [Добровольская, 2010]**	5	3	10					1	3		
Фанагория	**Римский слой, I–III вв. н.э. [Добровольская, 2010]**		36	41					5	5		
Фанагория	**Римский слой, I–III вв. н.э. [Цалкин, 1960б]**			2				1		3		2
Фанагория	**Эллинистический слой, IV– I вв. до н.э [Цалкин, 1960б; Добровольская, 2010]**											
Фанагория	**Классический слой, V–IV вв. до н. э.; [Добровольская, 2010]**		38	38					26			
Фанагория	**Поздняя архаика, ранняя классика, VI–V вв. до н.э. [Добровольская, 2010]**			26						38	26	
Суворовское 1	**Синдские слои, II–V вв. до н.э. [Цалкин, 1960б]**					3						
Голубицкая 2	**VI–III вв. до н.э. [Саблин, 2016]**		2						4			
Волна 12	**Позднее средневековье, XIV–XV вв.***			26						2		
Волна 1	**Римские слои, раннее средневековье, I–V вв. н.э.***			1						2	2	
Волна 1	**Античные слои; VI в. до н.э. – III в. н.э.***		1	4			1			6	1	
Гермонасса	**Эллинистический слой, IV–I вв. до н.э. [Цалкин, 1960б]**								3	1		
Вид		**Афалина** *Tursops truncates* Montagu	**Волк** *Canis lupus* L.	**Лисица обыкновенная** *Vulpes vulpes* L.	**Ласка** *Mustela nivalis* L.	**Хорек степной** *Mustela eversmanni* Lesson	**Куница** *Martes* sp.	**Кулан** *Equus hemionus* Pallas	**Кабан** *Sus scrofa* L.	**Олень благородный** *Cervus elaphus* L.	**Косуля** *Capreolus capreolus* L.	**Сайга** *Saiga tatarica* L.

С точки зрения предпочтений в охоте античные поселения с территории Керченского полуострова Крыма ничем не отличались от таковых других регионов Приазовья. Из городищ Мирмекий, Пантикапей, Феодосия известны остатки зайца-русака *Lepus europaeus*, лисицы *Vulpes vulpes*, кабана *Sus scrofa*, благородного оленя *Cervus elaphus* (табл. 3.3). Однако здесь в культурных слоях являются обычными кости дельфинов: морской свиньи *Phocoena phocoena* и белобочки *Delphinius delphinius.* В слоях римского времени ряда крымских памятников Керченского полуострова (Пантикапей) и центральной части Крыма (Неаполь Скифский, Ак-Кая, Приморское) встречены также единичные кости сайги *Saiga tatarica* и кулана *Equus hemionus* [Цалкин, 1960б; Каспаров, 2004; Бутягин, Каспаров, 2007].

Таким образом, состав ассоциации диких млекопитающих Таманского и Керченского полуостровов указывает как на наличие открытых степных участков, так и залесённых участков, приуроченных к долинам рек, оврагам и низинам. Индикаторами степных пространств являются такие формы, как суслик, слепыш, сайга и кулан, а пойменных и байрачных лесов – благородный олень, косуля.

Бассейн р. Кубань, Предкавказье. Население раннего железного века в предгорных районах Кавказа в большей степени уделяло внимание охоте, в отличие от жителей степной зоны, хотя животноводство всё равно являлось основным источником белковой пищи. В целом список добываемых видов мало отличался от такового в других регионах Приазовья: заяц-русак *Lepus europaeus*, волк *Canis lupus*, лисица *Vulpes vulpes*, ласка *Mustela nivalis*, хорь степной *Mustela eversmanni*, кабан *Sus scrofa*, благородный олень *Cervus elaphus*, косуля *Capreolus capreolus*. Но здесь чаще в составе трофеев встречались лесные виды животных: барсук *Meles meles*, леопард *Panthera pardus*, зубр *Bison bonasus*, серна *Rupicapra rupicapra*. В приморских поселениях активно добывали и дельфинов, чаще всего морскую свинью *Phocoena phocoena* (табл. 3.4).

В меотских поселениях на Кубани (Казанское 1, Новосёловское, Елизаветинское, Старокорсуновское) обычными охотничьими видами были лисица, благородный олень и косуля, а доля диких млекопитающих была небольшой – около 0,3 % (Казанское 1). Из античного поселения Мысхако I (г. Новороссийск, I в. н.э.) происходит до 6,1 % костных остатков диких млекопитающих. В число трофейных видов входили: заяц-русак *Lepus europaeus*, волк *Canis lupus*, лисица *Vulpes vulpes*, дикая кошка *Felis* sp., леопард *Panthera pardus*, кабан *Sus scrofa ferus*, олень благородный *Cervus elaphus*, косуля *Capreolus capreolus*, зубр *Bison bonasus*, серна *Rupicapra rupicapra* [Добровольская, 2010; 2013].

В другом античном городе Прикубанья – Семибратнее городище – доля костей диких животных составляла от 0,7 % (в классический период) до 10,6 % (эллинистический период) и 14,2 % (римский период) [Цалкин, 1960б].

Несколько другая картина по количеству остатков диких животных характерна для памятников периода раннего железного века с территории Ставропольского края. В общем список животных, добываемых в окрестностях современного г. Ставрополя, не отличался от такового в других рассматриваемых регионах. Наиболее часто в культурных слоях встречаются остатки благородных оленей *Cervus elaphus* и косуль *Capreolus capreolus*, в меньшей – зайцев *Lepus europaeus*, лисиц *Vulpes vulpes*, барсуков *Meles meles* и зубров *Bison bonasus* (см. табл. 3.4). Но доля находок костей диких млекопитающих несколько больше. Так, в Чапаевском поселении (V–III вв. до н.э.) указывается около 5 % остатков диких животных, в городище Ташлянское I (III–II вв. до н.э.) – 25,7 %, а в Грушевском городище (VIII–III вв. до н.э. – первые века н.э.) – 37,2 % [Прокопенко, Швырева, 2004]. Из разных культурных слоев Татарского городища (кобанского, скифского, сарматского и хазарского периодов) кости диких животных составляли 15,2 % от общего количества костей млекопитающих.

Охотничья деятельность в средневековье

Средневековье юга Восточной Европы с точки зрения археозоологии изучено весьма неравномерно. В целом можно отметить, что в этот период доля диких животных среди костных остатков довольно мала, что свидетельствует о том, что охота в жизни местного населения, как и в бронзовом и раннем железном веке, играла незначительную роль. К позднему средневековью в степной зоне произошло сокращение количества тебеневочных животных и увеличение удельного веса крупного рогатого скота, более требовательного к уходу и стойловому содержанию, но и более продуктивного. По мере освоения территории, развития сельского хозяйства сначала угнетались или уничтожались наиболее крупные дикие животные. В частности, в раннем средневековье остатки куланов, быков-туров и зубров крайне редки, что может говорить об их крайней малочисленности. К концу средневековья были практически полностью уничтожены кулан, тарпан и бык-тур; значительно уменьшилась численность зубра, сайги, бобра. Гораздо реже встречаются и остатки других крупных животных – оленей, лосей и крупных хищников. Отсутствуют данные о видах, в значительной степени приуроченных к лесным стациям (бобр, выдра, барсук). На протяжении средневековья происходило увеличение относительной доли степных элементов фауны.

Таблица 3.3. Список находок остатков диких животных из археологических памятников Крыма (кол-во фрагментов). Звездочкой (*) отмечены собственные данные; знак «+» – в источнике отсутствуют данные о количестве находок

Вид	Ак-Кая	Феодосия	Пантикапей	Мирмекий	Неаполь Скифский	Тиритака	Поселение Приморское	Кенегез Восточный
	Эллинизм, римское время, раннее средневековье, IV в. до н.э. – IX в. н.э.*	Классический слой, V–IV вв. до н.э. [Цалкин, 1960б]	Римский слой, I–III вв. н.э. [Цалкин, 1960б; Каспаров, 2004]	Римский слой, I–III вв. н.э. [Цалкин, 1960б]	Римский слой, I–III вв. н.э. [Цалкин, 1960б]	Римский слой, I–III вв. н.э. [Цалкин, 1960б]	Раннее средневековье VI–VIII вв.*	XVII–XVIII вв.*
Черепаха болотная *Emys orbicularis* L.	2							
Ёж *Erinaceus* sp.								3
Заяц-русак *Lepus europaeus* Pallas	2		6				1	5
Суслик малый *Spermophilus pygmaeus* Pallas								1
Хомяк Cricetidae gen. indet								1 (серый)
Морская свинья *Phocoena phocoena* L.			5	1		1	1 (дельфин)	
Белобочка *Delphinius delphinius* L.		11	sp.					
Волк *Canis lupus L.*	2							
Лисица обыкновенная *Vulpes vulpes* L.	3	8		2			2	181
Куница *Martes* sp.								1
Перевязка *Vormela peregusna* Güeldenstaedt								1
Кулан *Equus hemionus* Pallas					3			
Кабан *Sus scrofa L.*	5	7	7	1				
Олень благородный *Cervus elaphus* L.	15		3	1	1		11	
Косуля *Capreolus capreolus* L.								1
Сайга *Saiga tatarica* L.	1		1		2		2	

Таблица 3.4. Список находок остатков диких животных из археологических поселений и городищ Предкавказья (Прикубанье и Ставрополье) (кол-во фрагментов). Звездочкой (*) отмечены собственные данные; знак «+» – в источнике отсутствуют данные о количестве находок

Вид											
Псебепс	**XIII–XIV вв.***			3							
Поселение Ильич	**VII–XIII вв.***			2						21	81
Татарское городище	**VIII в. до н.э. – X в. н.э. [Прокопенко, Швырева, 2004]**			+							
Грушевское городище	**VIII–III вв. до н.э. – I в. н.э. [Прокопенко, Швырева, 2004]**			+							
Городище Ташлянское I	**III–II вв. до н.э. [Прокопенко, Швырева, 2004]**										
Чапаевское городище	**V–III вв. до н.э. [Прокопенко, Швырева, 2004]**										
Мысхако I	**V в. до н.э. – I в. н.э. [Добровольская, 2010а]**		4	3		1				2 *Rattus* sp.	45
Семибратнее городище	**I–III вв. н.э.; [Цалкин, 1960б]**										
Семибратнее городище	**Эллинистический слой, V–I вв. до н.э. [Цалкин, 1960б]**										
Поселение «Новолабинка»	**II в. до н. э. – IV в. н.э.***										
Старокорсуновское поселение	**VI в. до н.э. – II в. н.э.***	5						7	2		
Елизаветинское поселение	**IV в. до н.э – III в. н.э.***										
Новоселовское поселение	**I в. до н.э.***	55		5				7			
Казанское 1	**I в. до н.э. – I в. н.э.***	3		4						5	
Цемдолина	**I в. до н.э. – I в. н.э.***										4
Мешоко	**IV тыс. до н. э. [Каспаров, Саблин, 2009]**		1	10	32		23				
		Черепаха болотная *Emys orbicularis* L.	**Ёж** *Erinaceus* sp.	**Заяц-русак** *Lepus europaeus* Pallas	**Соня лесная** *Dryomys nitedula* Pallas	**Суслик** *Spermophilus* sp.	**Бобр европейский** *Castor fiber* L.	**Слепыш обыкновенный** *Spalax microphthalmus* Güldenstaedt	**Хомяк** Cricetidae gen. indet	**Грызуны** неопределённые	**Дельфин** неопределённый

Окончание таблицы 3.4

Псебепс	**XIII–XIV вв.***		2					4				52
Поселение Ильич	**VII–XIII вв.***		5									
Татарское городище	**VIII в. до н.э. – X в. н.э. [Прокопенко, Швырева, 2004]**		+									+
Грушевское городище	**VIII–III вв. до н.э. – I в. н.э. [Прокопенко, Швырева, 2004]**							+				+
Городище Ташлянское I	**III–II вв. до н.э. [Прокопенко, Швырева, 2004]**		+									
Чапаевское городище	**V–III вв. до н.э. [Прокопенко, Швырева, 2004]**											
Мысхако I	**V в. до н.э. – I в. н.э. [Добровольская, 2010а]**	+	18							+	+	4
Семибратнее городище	**I–III вв. н.э.; [Цалкин, 1960б]**											7
Семибратнее городище	**Эллинистический слой, V–I вв. до н.э. [Цалкин, 1960б]**											3
Поселение «Новолабинка»	**II в. до н. э. – IV в. н.э.***	5	7									1
Старокорсуновское поселение	**VI в. до н.э. – II в. н.э.***											1
Елизаветинское поселение	**IV в. до н.э – III в. н.э.***											
Новоселовское поселение	**I в. до н.э.***		1				1	1				4
Казанское 1	**I в. до н.э. – I в. н.э.***		3									
Цемдолина	**I в. до н.э. – I в. н.э.***	1	1			2						
Мешоко	**IV тыс. до н. э. [Каспаров, Саблин, 2009]**		31	5	6			6	2	1		
Вид		**Волк** *Canis lupus* L.	**Лисица обыкновенная** *Vulpes vulpes* L.	**Медведь бурый** *Ursus arctos* L.	**Куница лесная** *Martes martes* L.	**Ласка** *Mustela nivalis* L.	**Хорь степной** *Mustela eversmanni* Lesson	**Барсук** *Meles meles* L.	**Выдра речная** *Lutra lutra* L.	**Леопард** *Panthera pardus* L.	**Кошка дикая** *Felis* sp.	**Кабан** *Sus scrofa* L.

Олень благородный *Cervus elaphus* L.	203	12	1	1
Косуля *Capreolus capreolus* L.	1			
Зубр *Bison bonasus* L.	+	+		
Серна *Rupicapra rupicapra* L.	+	+	+	
Муфлон *Ovis orientalis* Gmelin	+	+	+	
	+	+		
	6	6	1	+
	15			
	19			
	48	1		
	14	1		
	9	1		
	4			
	68	5		
	11	6		
	191	158		

Наиболее полно материал по диким млекопитающим раннего средневековья Нижнего Дона получен при раскопках саркельского слоя хазарской крепости Саркел (VIII–X вв. н.э., Цимлянский р-н Ростовской обл.). Доля костей диких млекопитающих среди обработанных материалов достаточно большая – 11,1 %. Состав диких представителей довольно обширен и включает как лесных, так и степных обитателей: заяц *Lepus europaeus*, бобр *Castor fiber*, суслик *Spermophilus* sp., волк *Canis lupus*, лисица *Vulpes vulpes*, медведь *Ursus arctos*, ласка *Mustela nivalis*, хорь *Mustela* sp., барсук *Meles meles*, выдра *Lutra lutra*, кулан *Equus hemionus*, кабан *Sus scrofa*, благородный олень *Cervus elaphus*, косуля *Capreolus capreolus*, лось *Alces alces*, тур *Bos primigenius*, сайга *Saiga tatarica*. Из диких зверей, добываемыми чаще всего, были кабан (6,41 %) и олень (1,63 %) [Плетнева, 1996].

В культурном слое салтово-маяцкого поселения Полное (середина VIII – начало X в., хутор Красная Звезда Миллеровского р-на Ростовской области) костей диких животных заметно меньше – около 3,7 %. Отсюда определены остатки зайца *Lepus europaeus*, бобра *Castor fiber*, сурка байбака *Marmota bobac*, лисицы *Vulpes vulpes*, кабана *Sus scrofa* и косули *Capreolus capreolus* [Мягкова, 2004]. В ряде памятников этого периода доля остатков диких животных составляет 2,8 % (Октябрьское) и 3,2 % (Правобережное Цимлянское). Но большинство поселений хазарского периода, известных на данный момент с территории Ростовской области, характеризуются крайне низким количеством остатков диких животных – не более 1 % [Байгушева, 2002б, 2002в; Мягкова, 2017].

В слоях раннего средневековья городища Фанагория (Таманский п-ов) доля остатков диких животных колеблется от 0,46 до 1,6 %, они принадлежат следующим видам: ёж *Erinaceus* sp., заяц-русак *Lepus europeus*, слепыш *Spalax microphthalmus*, чёрная крыса *Rattus rattus*, волк *Canis lupus*, лисица *Vulpes vulpes*, кабан *Sus scrofa*, благородный олень *Cervus elaphus*, афалина *Tursiops truncatus* [Добровольская, 2008, 2010б, 2013].

В период развитого средневековья местными жителями охоте на диких млекопитающих уделялось еще меньше внимания. В частности, при многолетних раскопках города Азак золотоордынского времени (XIII – начало XIV в.) были встречены весьма редкие их остатки (их доля – около 0,03–0,04 %). Определены следующие виды диких зверей: заяц русак *Lepus europaeus*, суслик *Spermophilus* sp., большой тушканчик *Allactaga major*, слепыш *Spalax microphthalmus*, хомяк Cricetinae gen., водяная полёвка *Arvicola amphibius*, бобр *Castor fiber*, чёрная крыса *Rattus rattus*, волк *Canis lupus*, медведь *Ursus arctos*, корсак *Vulpes corsac*, лисица обыкновенная

Vulpes vulpes, каменная куница *Martes foina*, степной хорь *Mustela eversmanni*, барсук *Meles meles*, тарпан/кулан *Equus* sp., кабан *Sus scrofa*, благородный олень *Cervus elaphus*, косуля *Capreolus capreolus*, лось *Alces alces*, сайга *Saiga tatarica*. Наибольшее количество костных остатков принадлежало оленю (19,1 %), вероятно, благодаря развитию трофейной охоты и активному использованию рогов в костерезном производстве [Байгушева, 2002а, 2004; Байгушева, Тимонина, 2006, 2019; Мягкова, 2019]. Отмечается, что значительная часть находок оленей являлась фрагментами сброшенных рогов. Редки здесь также и находки рептилий (болотной черепахи *Emys orbicularis*) и земноводных (озёрная лягушка *Pelophylax ridibundus*.

В Предкавказье в период развитого средневековья уровень развития охотничьего промысла немного превосходил таковой в степной зоне. В частности, в поселении Псебепс-3 (Крымский р-н Краснодарского края, середина XIV – начало XV вв.) кости диких животных составляют около 2,3 % от всех остатков млекопитающих. Отсюда определены заяц *Lepus europaeus*, лисица *Vulpes vulpes*, барсук *Meles meles*, кабан *Sus scrofa*, благородный олень *Cervus elaphus*, косуля *Capreolus capreolus*, зубр *Bison bonasus* и горный баран *Ovis orientalis*. Среди них наиболее многочисленные находки принадлежали оленю (73 %) и кабану (18,7 %) [Тимонина, 2019].

С территории Ставропольского края из золотоордынского города Маджар (Будённовский р-н, XIV в.) отмечаются немногочисленные находки костей зайца *Lepus europaeus*, благородного оленя *Cervus elaphus* и муфлона *Ovis gmelini gmelini* (который может быть привезенным) [Яворская, Антипина, 2017].

3.2.2. ОСТАТКИ ДИКИХ ПТИЦ ИЗ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ

Представители орнитофауны составляют значительную часть биоразнообразия наземных позвоночных в Приазовье. Однако данных о птицах, обитавших в регионе на протяжении голоцена, недостаточно. Хрупкие кости птиц редко сохраняются в захоронениях и культурных слоях. Далеко не всегда проводится их точное определение. Остатки мелких птиц обычно выпадают из рассмотрения из-за специфики археологических раскопок. В разные годы материалы из археологических памятников Приазовья определяли М.А. Воиственский, И.В. Уманская, А.В. Таттар, Е.Н. Курочкин, О.Р. Потапова, А.В. Пантелеев и Н.В. Волкова. Наибольшее количество костей диких птиц найдено в раскопках Елизаветовского городища (V–IV вв. до н.э.), Танаиса (III в. до н.э. – VI в. н.э.), Голубицкой 2 (третья четверть VI в. до н.э. – вторая половина III в. до н.э.), Кобякова городища (I–III вв. н.э.) и Азака (XIII–XIV вв. н.э.). Небольшие серии костей птиц определены и из других памятников. Общая доля остатков диких птиц в культурных слоях мала, что указывает на незначительный вклад охоты на них для обеспечения питания жителей региона. Имеющиеся на сегодняшний день материалы дают возможность судить только о наиболее многочисленных и фоновых видах птиц прошлого. Среди их остатков значительную долю составляют водоплавающие и околоводные формы, наземные охотничьи и синантропные виды. Нередки находки и остатков крупных хищных, часть из которых были ловчими, другие являлись объектами трофейной охоты.

Видовой состав птиц из культурных слоев античных поселений Таманского полуострова и Нижнего Дона в значительной степени сходен [Бурчак-Абрамович, Цалкин, 1971; Потапова, 1989; Байгушева, 2002а, 2006; Добровольская, 2008; Саблин, 2016]. Преобладают остатки водоплавающих и околоводных птиц – бакланов, лебедей, гусей, уток, цапель (табл. 3.5). Для памятников Нижнего Дона более обычны остатки степных и лесостепных пернатых – куропатка, фазан, дрофа и др. Видовой состав хищных птиц невелик. В ряде городищ встречены немногочисленные кости орлана-белохвоста и беркута; на Нижнем Дону также отмечен орёл-могильник. В целом находки птиц в археологических памятниках Северного Причерноморья этого периода редки. В частности, в поселении Голубицкая-2 они составляют всего 1,3 % от общего числа костей позвоночных животных [Саблин, 2016].

Орнитофауна средневековья из низовий р. Дон известна лучше благодаря многолетним раскопкам города Азак. Из этого довольно крупного для того времени населенного пункта, располагавшегося в районе дельты Дона, известны находки остатков 37 видов диких птиц, среди которых большое разнообразие водоплавающих, околоводных, хищных, а также степных и лесостепных видов. Из них наиболее многочисленными являются серый гусь – 10,6 %, кряква – 5,9 %, дрофа – 3,6 % и серая ворона – 2,6 % [Байгушева, 2006; Байгушева, Тимонина, 2006].

Таблица 3.5. Находки остатков птиц из археологических памятников Приазовья и Нижнего Дона

Вид	Елизаветовское	Танаис	Нижне-Гниловское	Фанагория	Голубицкая 2	Горгиппия	Волна I	Кобяково городище	Рогожкино	Ново-Садковский могильник	Самбекское поселение	Азак
	V–IV вв. до н.э.	III в. до н.э. – VI в. н.э.	IV–III вв. до н.э.	IV в. до н.э. – VII в.	VI–III вв. до н.э.	IV в. до н.э. – III в. н.э.	VI в. до н.э. – III в. н.э.	I–III вв. н.э.	III в. н.э.	III–IV вв.	XI в.	XIII–XIV вв.
Поганка красношейная *Podiceps auritus* (L.)	■				■							
Поганка серощёкая *Podiceps grisegena* (Boddaert)	■				■							■
Большая поганка (чомга) *Podiceps cristatus*				■								
Пеликан розовый *Pelicanus onocrotalus* L.	■	■					■					■
Пеликан кудрявый *P. crispus Bruch*	■											■
Большой баклан *Phalacrocorax carbo* (L.)	■	■		■	■			■	■			■
Баклан хохлатый *Phalacrocorax aristotelis* (L.)				■								
Большая белая цапля *Egretta alba* (L.)								■	■			
Серая цапля *Ardea cinerea* L.		■						■				
Цапля рыжая *Ardea purpurea* L.	■											■
Колпица *Platalea leucorodia* L.					■							■
Гусь серый *Anser anser* (L.)	■	■			■			■		■	■	■
Гусь белолобый *Anser albifrons* (Scopoli)	■											■
Лебедь-шипун *Cygnus olor* (Gmelin)				■	■							■

Продолжение таблицы 3.5

Вид	Елизаветовское	Танаис	Нижне-Гниловское	Фанагория	Голубицкая 2	Горгиппия	Волна I	Кобяково городище	Рогожкино	Ново-Садковский могильник	Самбекское поселение	Азак
	V–IV вв. до н.э.	III в. до н.э. – VI в. н.э.	IV–III вв. до н.э.	IV в. до н.э. – VII в.	VI–III вв. до н.э.	IV в. до н.э. – III в. н.э.	VI в. до н.э. – III в. н.э.	I–III вв. н.э.	III в. н.э.	III–IV вв.	XI в.	XIII–XIV вв.
Лебедь-кликун *Cygnus cygnus* (L.)												
Огарь *Tadorna ferruginea* (Pallas)												
Пеганка *Tadorna tadorna* (L.)												
Кряква обыкновенная *Anas platyrhinchos* L.				sp.								
Свиязь обыкновенный *Anas penelope* L.												
Серая утка *Anas strepera* L.												
Шилохвость *Anas acuta* L.												
Чернеть белоглазая *Aythya nyroca* (Güldenstädt)												
Гоголь обыкновенный *Bucephala clangula* (L.)												
Красный коршун *Milvus milvus* (L.)												
Ястреб-тетеревятник *Accipiter gentilis* (L.)				sp.								
Ястреб перепелятник *Accipiter nisus* (L.)												
Канюк обыкновенный *Buteo buteo* (L.)												

Орел-могильник *Aquila heliaca Savigny*		■						■				■
Беркут *Aquila chrysaetos* (L.)				■			■	■				■
Орлан-белохвост *Heliaeetus albiculla* (L.)	■		■				■					■
Балобан *Falco cherrug* Gray												■
Серая куропатка *Perdix perdix* (L.)	■			■					■		■	■
Перепел *Coturnix coturnix* (L.)				■								■
Обыкновенный фазан *Phasianus colchicus* L.	■											■
Тетерев *Lyrurus tetrix* L.				■								
Серый журавль *Grus grus* L.	■		■	■		■						■
Журавль-красавка *Anthropoides virgo* (L.)												■
Лысуха *Fulica atra* L.												■
Дрофа *Otis tarda* L.	■							■				■
Стрепет *Tetrax tetax* L.				■								
Чибис *Vanellus vanellus* (L.)					■							■
Турухтан *Philomachus pugnax* (L.)												■
Кулик-грязовик *Limicola falcinellus* (Pontoppidan)												■
Бекас *Gallinago gallinago* (L.)					■							
Черноголовый хохотун *Larus ichthyaetus* Pallas						■						
Чайка озерная *Larus ridibundus* L.				sp.								■
Чайка сизая *Larus canus* L.				■								

Окончание таблицы 3.5

Вид	Азак	Самбекское поселение	Ново-Садковский могильник	Рогожкино	Кобяково городище	Волна I	Горгиппия	Голубицкая 2	Фанагория	Нижне-Гниловское	Танаис	Елизаветинское
	XIII–XIV вв.	XI в.	III–IV вв.	III в. н.э.	I–III вв. н.э.	VI в. до н.э. – III в. н.э.	IV в. до н.э. – III в. н.э.	VI–III вв. до н.э.	IV в. до н.э. – VII в.	IV–III вв. до н.э.	III в. до н.э. – VI в. н.э.	V–IV вв. до н.э.
Голубь Columbidae gen.									*Columba livia*			
Сова болотная *Asio flammeus* (Pontoppidan)												
Домовый сыч *Athene noctua* (Scopoli)												
Сорока *Pica pica* (L.)												
Галка *Coloeus monedula* (L.)												
Грач *Corvus frugilegus* L.												
Серая ворона *Corvus corone* L.												
Ворон *Corvus сщкфч* L.												
Дрозд *Turdus* sp.												
Вьюрковые Fringillidae gen. indet.												

3.2.3. РЕКОНСТРУКЦИЯ КАРАВАННЫХ ПУТЕЙ НА ОСНОВЕ АРХЕОЗООЛОГИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Находки костей верблюдов в культурных слоях эллинистического и римского периодов раннего железного веков из археологических памятников юга Восточной Европы весьма редки. Они представлены единичными экземплярами и зачастую составляют долю процента от всех остатков позвоночных животных, в отличие от памятников ранних и поздних средних веков в регионе, где они относительно многочисленны. На юге Восточной Европы остатки этих вьючных животных, которые используются в основном для кочевого образа жизни, более обычны по сравнению с другими соседними регионами. Они известны из крупных торговых древних поселений Нижнего Дона и Приазовья, северного побережья Чёрного моря, Таманского и Крымского полуостровов, а также на Нижней Волге и в Северо-Западном регионе Каспийского моря. Кроме того, известны находки бронзовых и золотых поясных пластин с изображением двугорбых верблюдов из ряда сарматских погребений II–I вв. до н.э. (например, Донской, Красногоровка III). Остатки верблюдов приурочены в основном к городам, которые являлись в свое время крупными торговыми центрами. Через степи Приазовья и Северного Причерноморья в разные периоды времени пролегал северный маршрут (черноморско-северокаспийская ветвь) Шёлкового пути. Известно, что периоды интенсификации Великого шёлкового пути были связаны с временными периодами со сравнительно стабильной политической ситуацией на континенте и с процветанием крупных государственных объединений [Мамлеева, 1999]. Интересно, что такие периоды активизации торговых путей коррелируются с этапами климатических изменений. На отрезок времени VI в. до н.э. – VI в. приходится климатический оптимум с теплым и влажным климатом. Для раннего средневековья (IX–X вв.) характерна аридизация, сопровождавшаяся уменьшением количества осадков и увеличением среднегодовых температур. В позднем средневековье (XIII–XIV вв.) произошло увеличение осадков и некоторое похолодание.

Караваны, помимо выполнения своей основной торговой функции, являлись и причиной расселения некоторых животных и распространения заболеваний. Не исключено, что чёрные крысы *Rattus rattus* проникали в Восточную Европу из Азии не только на морских судах, но и с торговыми караванами, перевозившими значительные по тем временам объёмы грузов [Хайдаров, 2018]. Именно с этим видом синантропных грызунов связывают случаи эпидемии чумы в средневековых городах [Тесаков и др., 2019].

По своим параметрам кости верблюдов из археологических памятников Приазовья и Причерноморья сходны с современным двугорбым *Camelus bactrianus*. На многих их костях имеются сколы, указывающие на использование их мяса в пищу. На отдельных находках есть следы патологий в виде костных шпор. Вполне возможно, что больные животные отбраковывались из каравана и в течение некоторого времени использовались местным населением. Присутствие остатков молодых животных и даже верблюжат в городах можно объяснить близостью к центрам размножения этих животных в Северо-Западном Прикаспии, где в некоторых племенах сарматов занимались их разведением. Например, известно, что аорсы занимались торговлей на верблюдах [Титов, 2009].

3.2.4. ИЗМЕНЕНИЕ АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКИ НА ЖИВОТНЫЕ СООБЩЕСТВА В ГОЛОЦЕНЕ

Территория Приазовья, Прикаспия и Предкавказья в голоценовую эпоху активно осваивалась человеком начиная с мезолита. На протяжении мезолита и неолита основу хозяйствования племен в Восточной Европе составляла охота и рыбалка, но при этом имеются явные свидетельства о развитии сельского хозяйства [Формозов, 2003]. В энеолите роль рыболовства и охоты снижается вдвое и основным источником белковой пищи становятся продукты животноводства. Колебания климата на протяжении голоцена были связаны как с повышением и понижением среднегодовых температур, так и с изменением количества осадков. В ходе голоцена происходило неуклонное усиление антропогенной нагрузки на природные экосистемы.

Известно, что в районе бассейна Дона аридизация климата стала ощущаться после 4200 лет назад (л.н.). Наиболее сильно усиление континентальности климата проявилось между 4200 и 3700 л.н. [Кременецкий, 1991]. При тенденции дальнейшей гумидизации на фоне понижения температуры в субатлантическом периоде (начиная с 2500 л.н.) формируется современная ландшафтно-климатическая обстановка и современный растительный покров. Травяной покров в окрестностях поселений значительно изменяется под воздействием хозяйственной деятельности человека (земледелие, выпас скота) в эпоху скифо-сарматской (2400–2200 л.н.) и салтовской (1100–1000 л.н.) культур. Происходит сокращение площади лесов.

Сложный рельеф Приазовья, прилегающий к Приазовской возвышенности, Донецкому кряжу и Предкавказью, обусловлен сочетанием ровных

участков степей с широкими долинами и рядами высоких холмов, зачастую с каменистыми и известняковыми выходами пород. Это является причиной формирования в плейстоцене на данной территории большого разнообразия биотопов, характеризующихся различными типами почв и растительности. В этих мозаичных ландшафтах были представлены животные с различными экологическими предпочтениями.

Голоценовая эпоха характеризуется постоянным ростом населения и усилением антропогенной нагрузки на экосистему. Несмотря на то что периоды межледниковий обычно сопровождаются расширением зоны лесов, современное потепление сопровождается резким сокращением лесного покрова из-за интенсивной вырубки. В результате этого на территории юга Восточной Европы, благоприятной для обитания человека, в историческое время резко сократилось количество пойменных и байрачных лесов.

Ландшафты современного типа сформировались на территории юга Европейской России только в позднем голоцене около 2500 л.н. [Кременецкий, 1991; Спиридонова, 1991]. Формирование современной зональности связано с процессом постепенного ослабления роли природных ключевых видов (крупных фитофагов) и замены ее антропогенными воздействиями на фоне незначимых колебаний климата. В ходе формирования современной зональности ареалы ключевых видов растений с конца плейстоцена до позднего голоцена оставались практически неизменными. Существенные изменения областей распространения этих видов датируются уже историческим временем.

Сокращение ареалов и численности крупных ключевых видов животных наблюдалось на протяжении всего голоцена. На протяжении бронзового и железного веков намечается общий тренд уменьшения доли остатков диких и увеличения доли сельскохозяйственных животных в культурных слоях археологических памятников на юге Восточной Европы. Некоторое увеличение доли охоты было отмечено в ряде памятников раннего средневековья

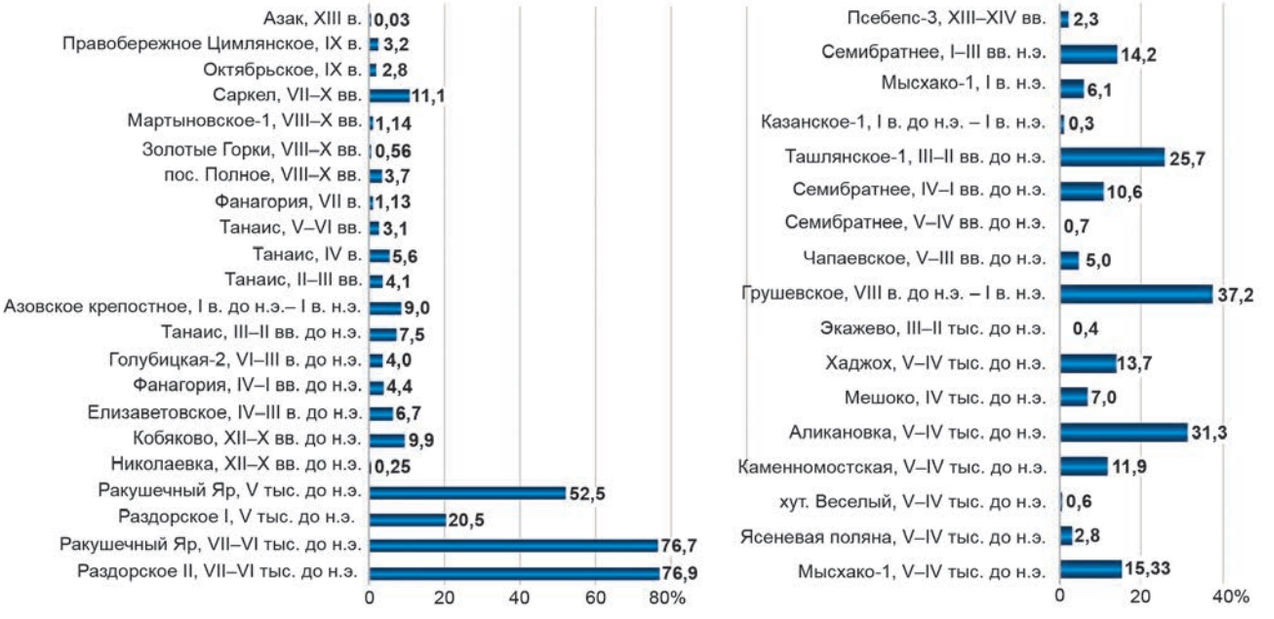


Рис. 3.5. Доля костных остатков диких млекопитающих в культурных слоях археологических памятников:
а – Приазовья и Нижнего Дона, б – Прикубанья и Ставропольской возвышенности

(VII–X вв.). Но в период развитого средневековья (XIII–XVI вв.) количество остатков представителей дикой фауны существенно сокращается (рис. 3.5). К этому времени на Дону произошло уменьшение количества тебеневочных животных и увеличение удельного веса крупного рогатого скота, более требовательного к уходу и стойловому содержанию, но и более продуктивному. В этот период человек на юге Восточной Европы стал существенным средопреобразующим фактором. К концу средневековья (в эпоху Ренессанса) значительно уменьшилась численность дикой лошади тарпана *Equus gmelini* (*=E. ferus*), дикого быка-тура *Bos primigenius*, зубра *Bison bonasus*, сайги *Saiga tatarica* и бобра *Castor fiber*. В итоге на равнинной части юга Восточной Европы в позднем голоцене были уничтожены бурый медведь *Ursus arctos*, переднеазиатский лев *Panthera leo persica*, туранский тигр *Panthera tigris virgata*, тарпан *Equus gmelini* (*=E. ferus*), кулан *Equus hemionus*, зубр *Bison bonasus*, тур или первобытный бык *Bos primigenius*, джейран *Gazella subgutturosa*. Учитывая незначительный уровень климатических колебаний в позднем голоцене по сравнению с ранним и средним голоценом, представляется, что исчезновение целого ряда представителей фауны было связано именно со всё увеличивающимся антропогенным прессом и в меньшей степени – с биотическими и абиотическими изменениями условий среды (рис. 3.6). Благоприятное географическое положение, климатические условия региона и распространение чернозёмов, массовое развитие сельского хозяйства и животноводства, а также разрастание селитебных территорий привели к значительному сокращению площадей естественных биотопов многих крупных диких представителей фауны.

В индустриальный период развития общества трансформация животных сообществ в значительной степени стала зависеть от интродукции чужеродных таксонов (например ондатры *Ondatra zibethicus*, американской норки *Mustela vison*, енотовидной собаки *Nyctereutes procyonoides*) и синантропизации различных форм.

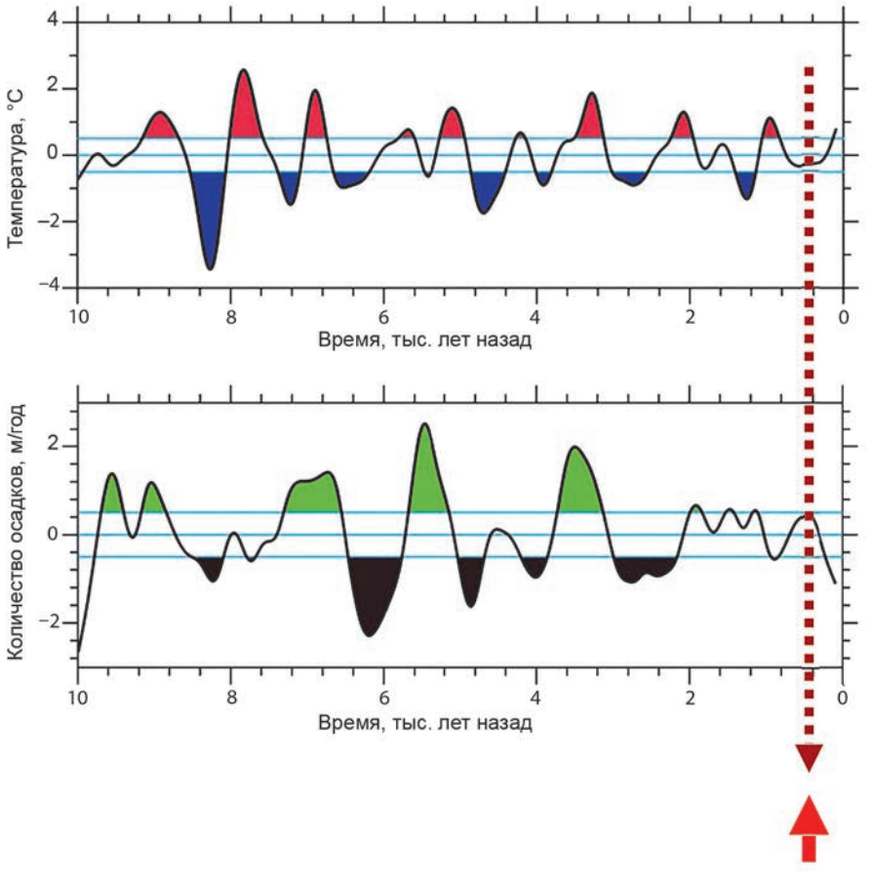


Рис. 3.6. Период исчезновения ряда крупных представителей фауны с территории открытых ландшафтов Предкавказья относительно кривых колебания евразийских среднегодовых температур и количества осадков в голоцене (по: [Wanner et al., 2011])

3.3. ТРАНСФОРМАЦИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ПРИАЗОВЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Трансформация черноземов на Нижнем Дону во второй половине голоцена

Всесторонний анализ истории развития почв в отдельные периоды голоцена необходим для понимания особенностей состояния современного почвенного покрова. Длительное время при изучении эволюции почв использовались методы сравнительно-географического и генетического анализов почвенного профиля, что позволяло создавать лишь гипотетические дедуктивные схемы эволюции почв, фиксирующие возможность каких-либо стадий почвообразования. Значительным шагом вперед было развитие информативного почвенно-археологического метода [Демкин, 1997; Дергачева, 1997].

Большой вклад в развитие археологического почвоведения внес В.А. Демкин [Волго-Донские степи … 1974], который в течение 40 лет осуществлял палеопочвенные исследования археологических памятников. Волго-донские степи, послужившие ему полигоном становления и развития археологического почвоведения, стали эталоном по объему полученного материала и степени его изученности, позволившим осуществить уникальную пространственно-временную детализацию особенностей голоценового педогенеза и выявить закономерности динамики палеоэкологических условий в древности и Средневековье. В.А. Демкиным убедительно показано важнейшее значение погребенных почв археологических памятников как индикаторов динамики природной среды. Наиболее важными из таких объектов являются многочисленные курганы, хранящие в профилях погребенных почв неоценимую и крайне важную информацию о состоянии ландшафтов прошлого, «расшифровка» которой необходима одновременно для трех областей знания: почвоведения, археологии и палеогеографии. К сожалению, не во всех регионах накоплен достаточный материал, позволяющий судить об особенностях изменчивости природной среды в прошлом. Явно недостаточно таких данных и для территории современных нижнедонских степей, которая была достаточно густо населена людьми начиная с плейстоцена. В то же время особенности расположения региона обусловливают особую специфику природной среды, поскольку территория Нижнего Дона расположена на контакте двух равнин – южнорусской степной и предкавказской, а также на границе между двумя фациями черноземов – южно-европейской и восточно-европейской. Такие пограничные районы, как правило, характеризуются высокой динамичностью природных процессов, а почвы обладают высокой степенью климатической сенсорности [Волго-Донские степи … 1974; Песочина, 2018].

Почва как естественно-исторический объект, обладающий рядом специфических функций и характеристик, позволяет использовать их для палеоэкологических исследований и реконструкций. При определенных условиях погребение почвы в археологических памятниках под культурным слоем или под земляной насыпью курганов изолирует ее от влияния внешней среды, обеспечивая ее консервацию. Следовательно, почвенный профиль – это своеобразный архив, сохраняющий в своих свойствах информацию обо всех этапах, стадиях или фазах развития, выступающий как «почва-память» экосистем и ландшафтов [Соколов, Таргульян, 1977]. В частности, курганная насыпная толща фиксирует и датирует древнюю почву, являющуюся «почвой-моментом», что дает возможность судить о скорости и особенностях педогенеза более поздних горизонтов [Невидомская, Ильина, 2009]. Регион степной зоны является важным и интересным для палеоэкологических исследований, поскольку на его территории имеется большое количество древних памятников различных эпох [Ахтырцев и др., 1984, 1997; Демкин, 1997; Иванов, 1988; Александровский, 2002; Песочина, 2004]. Несмотря на это, для зоны открытых ландшафтов Приазовья и Нижнего Дона на данный момент опубликовано незначительное количество почвенно-археологических исследований [Песочина, 2004, 2006, 2007, 2014, 2017, 2018; Безуглова и др., 2008].

Изучение палеопочв, погребенных под разновозрастными курганами, позволяет наиболее полно решить проблему генезиса и эволюции почв ряда регионов. Вместе с тем еще существуют географические «белые пятна» в познании закономерностей степного почвообразования. К таким территориям относится и Приазовье. Актуальность проведения таких работ определяется своеобразием почв, сформированных в этом регионе, генезис и классификационная принадлежность которых до сих пор вызывают дискуссии [Волго-Донские степи … 1974; Прасолов, 1978; Величко и др., 2010; Песочина, 2014].

На основании проведенных многолетних исследований Л.С. Песочиной (2004–2018 гг.) особенностей палеопочв, погребенных под разновозрастными курганными насыпями, и с использованием литературных данных почвенно-археологических исследований [Волго-Донские степи … 1974; Лебедева, 1974; Прасолов, 1978; Иванов, 1992; Демкин, 1997; Дергачева, 1997; Кременецкий, 1997] была разработана концептуальная модель педогенеза на территории Приазовья за последние 4000 лет. С рубежа III–II тыс. до н. э. по настоящее время в зависимости от направленности, качественных и количественных

преобразований выделяются 7 этапов в формировании современного облика почв Приазовья (табл. 3.6).

При разработке данной модели объектами изучения послужили палеопочвы разновозрастных археологических памятников, в том числе курганов эпох бронзы (вторая половина III–II тыс. до н. э.), раннего железа (IV в. до н.э. – I в. н.э.) и средневековья (VIII–XII вв. н.э.). Археологические раскопки осуществлялись в Аксайском, Багаевском, Мясниковском, Неклиновском районах. Памятники расположены в подзонах обыкновенных и южных черноземов в пределах Приазовской и Нижне-Донской равнин и приурочены к водораздельным пространствам, пойме и надпойменной террасе р. Дон и его притока р. Сал. Были изучены следующие объекты: курганные могильники «Таврия-III» и «Шаумян-96», «Российский-II», Беглицкий некрополь и Семеновская крепость. Всего было изучено 12 памятников, составивших 4 погребенных педохроноряда, включающих от 3 до 8 временных срезов состояния почв, в том числе и современный [Песочина, 2004; Песочина, 2017; Песочина, 2018].

Этап I: XX–XVII вв. до н.э. Черноземы обыкновенные, сформированные в предшествующий этап, имевшие хорошую комковато-зернистую структуру и реликтовые признаки повышенной увлажненности, подверглись засолению, степень которого была невысокой и благоприятной для внедрения натрия в почвенно-поглощающий комплекс (ППК) и ощелачивания почвенного профиля (pH достигало 8,4–8,5),

Таблица 3.6. Направленность и этапы педогенеза в степях Приазовья во второй половине голоцена по данным почвенно-археологических исследований (по: [Песочина, 2004, 2017, 2018])

Время	Этапы	Почвы	Динамика почвенных свойств и процессов
XX–XVII вв. до н.э.; 4000–3700 л.н.	I	$Ч_{ю}$	Засоление, внедрение натрия в ППК, ощелачивание, иллювиирование гумуса, формирование призмовидно-столбчатой структуры. Аккумуляция карбонатов, в основном в форме белоглазки
2-я пол. II тыс. до н.э. – 1-я треть I тыс. до н.э.; 3600–2700 л.н.	II	$Ч_{о}$	Вынос солей за пределы почвенной толщи, интенсификация гумусообразования, преобразование карбонатного профиля. Тренд развития нарушался 2800–2700 лет назад кратковременным доминированием процессов соленакопления
VI–IV вв. до н.э.; 2600–2400 л.н.	III	$Ч_{о}$	Нисходящая миграция ЛРС и гипса, интенсивный процесс гумусонакопления, максимальное накопление гумуса за весь период, реликтовые морфологические признаки осолонцевания, ярко выраженный псевдомицелий, увеличение подвижности карбонатов, их растворение и вынос на большие глубины. Смена подтиповой принадлежности черноземов
III–I вв. до н.э.; 2300–2000 л.н.	IV	$Ч_{ю}$	Изменения карбонатного, солевого, гипсового профилей приобрели направленность, характерную для I этапа. Доминирование восходящих токов, формирование малогумусированного профиля с ореховато-призмовидной структурой, наличием ЛРС и гипса, смена подтипа чернозема
I–IV вв. н.э.; 1900–1600 л.н.	V	$Ч_{о}$	Выщелачивание почвенного профиля, стирание морфологических и химических признаков солонцового процесса, активное накопление гумуса, формирование чернозема обыкновенного
V–X вв. н.э.; 1500–1000 л.н.	VI	$Ч_{ю}$	Появление ЛРС, гипса, ослабление гумусонакопления, осолонцевание, смена подтипа чернозема
XII в. н.э. – современность	VII	$Ч_{о}$	Выщелачивание и гумусообразование, формирование современного облика почв, диагностируемых как чернозем обыкновенный карбонатный, соответствующий представлениям о северо-приазовских черноземах

Примечание. $Ч_{о}$ – черноземы обыкновенные, $Ч_{ю}$ – черноземы южные, ЛРС – легкорастворимые соли, ППК – почвенно-поглощающий комплекс.

активного иллювиирования гумуса по порам, ходам корней и червей, вертикальным граням структурных отдельностей, формирования призмовидно-столбчатой структуры к концу этого периода. Карбонаты аккумулировались в основном в форме белоглазки, псевдомицелий был слабо выражен. Максимум карбонатов располагался на глубине около 1 м, и его содержание здесь достигало 13,5 %. Верхняя часть профиля характеризовалась слабым хлоридно-содовым засолением, с глубины 140 см сменяющимся средним сульфатным. Запасы гумуса в метровой толще не превышали 22 кг/м^2. Климатические условия этого периода способствовали развитию процессов, в результате которых к концу этого хроноинтервала черноземы по многим своим показателям стали ближе к более аридному варианту – чернозему южному, что свидетельствовало о довольно резкой аридизации [Песочина, 2017, 2018].

Этап II: 2-я половина II тыс. до н.э. – 1-я треть I тыс. до н.э. Большинство палеогеографических данных свидетельствует, что этот этап длительностью около 900 лет характеризовался гумидизацией и некоторым похолоданием. Основными направлениями изменчивости почв были вынос солей за пределы почвенной толщи, усиление гумусообразования, преобразование карбонатного профиля. При этом интенсивность изменчивости климатических параметров была различной, что обусловливало и некоторую динамику в развитии почв [Песочина, 2017, 2018].

Этап III: VI–IV вв. до н.э. В течение рассматриваемого периода протекала однонаправленная нисходящая миграция легкорастворимых солей и гипса, в результате которой их запасы в двухметровой толще резко снизились. Признаки солонцеватости, характерные для палеопочв эпохи бронзы, трансформировались в остаточные с сохранением в почвенном профиле реликтовых морфологических черт былого осолонцевания (ореховато-столбчатая структура, вертикальные потеки гумусовых веществ глубже 1 м, но перераспределения илистых частиц не фиксировалось), содержание натрия в ППК не превышало 1,5 %, величина pH составляла 7,3–7,8; засоление отсутствовало. Интенсивно развивался процесс гумусонакопления, формировалась хорошая комковатая структура. Почвы в конце этого периода характеризовались наибольшим содержанием гумуса и некоторым ростом мощности гумусового горизонта. Запасы гумуса в метровой толще увеличились в 1,5 раза. В групповом составе отмечалось некоторое уменьшение гуматности ($C_{гк}/C_{фк}$ не превышало 1,1). Заметные преобразования гумусового, солевого, солонцового профилей свидетельствовали о повышении увлажненности и понижении температур, усилении продуцирования растительных ценозов, следовательно, увеличении образования CO_2 за счет корневого дыхания. Всё это способствовало увеличению подвижности карбонатов, их растворению, выносу на большие глубины, активно формировались миграционные формы карбонатов. В профиле был ярко выражен псевдомицелий, количество белоглазки небольшое, максимум карбонатов опустился на глубину 1,5 м, содержание его не превышало 10,1 %. В итоге произошедшие изменения привели к смене подтиповой принадлежности черноземов. К середине I тыс. до н.э. черноземы южные эволюционировали в черноземы обыкновенные [Песочина, 2017, 2018].

Этап IV: III–I вв. до н.э. В течение данного временного интервала изменения карбонатного, солевого, гипсового профилей приобрели направленность, характерную для начала второго тысячелетия до н.э. (XX–XVII вв. до н.э.). Аридные условия с трендом нарастания засушливости во времени способствовали доминированию восходящих токов. Подъем легкорастворимых солей обусловил слабое гидрокарбонатно-сульфатное натриевое засоление во втором полуметре почвенной толщи, плотный остаток превысил 0,3 %. С глубины полутора метров шло более интенсивное сульфатно-кальциевое засоление, в пределах двухметровой толщи появился гипсовый горизонт. Развитие солонцового процесса сопровождалось поступлением натрия в ППК, ощелачиванием, формированием призмовидной структуры, потечностью гумусовых веществ на большую глубину. Переорганизация карбонатного горизонта сопровождалась дифференциацией горизонта с сегрегационными формами новообразований. Мощность карбонатного горизонта уменьшилась и стала сравнима с палеопочвами XX в. до н.э., сверху располагался слабовыраженный псевдомицелий, ниже – хорошо сформированная белоглазка, но в эпоху бронзы карбонатный сегрегационный горизонт белоглазки не был дифференцирован по размеру белоглазки, а на рубеже эр сформировались два подгоризонта, свидетельствовавшие об изменчивости увлажненности, по крайней мере о наложении двух этапов карбонатизации: расположенный в нижней части горизонта с крупными формами, сформированными в более влажных условиях (вероятно, в IV в. до н.э.), и верхний подгоризонт с мелкой белоглазкой, образованной при аридизации (актуальной для этого хроносреза). О сложном характере формирования карбонатного профиля свидетельствует и формирование двух аккумулятивных максимумов – на глубине около 1 и 2 м. Нижний, вероятно, являлся реликтом предыдущего этапа развития почв, а верхний – продукт почвообразования, современного для данного интервала. Процесс гумусонакопления характеризовался ослаблением, минерализацией менее устойчивой части органического вещества, накопленной в предыдущий период, возрастанием доли

гуминовых кислот. В результате формировался малогумусированный профиль с заметным уплотнением и ореховато-призмовидной структурой горизонте В, наличием легкорастворимых солей и гипса в пределах двухметровой толщи. Развитие всего комплекса процессов привело вновь к смене подтипа чернозема. Аридизация климата способствовала формированию более ксероморфной группы чернозема (южного чернозема) [Песочина, 2017, 2018].

Этап V: I–IV вв. н.э. Основной тенденцией развития почв в этот хроноинтервал было выщелачивание почвенного профиля, причем особенно активно уже в течение первого столетия, что свидетельствовало о довольно резких изменениях природных условий при переходе от предыдущего этапа (на рубеже эр). Это привело к снижению глубин залегания аккумулятивных горизонтов, уменьшению содержания легкорастворимых солей и гипса в двухметровой толще, трансформации карбонатного профиля. Понизилась глубина вскипания, произошло перераспределение карбонатов в верхнем метровом слое – вынос их из верхнего полуметра в нижний, увеличилась мощность карбонатного горизонта, главным образом вследствие изменения глубины залегания нижней границы аккумуляций $CaCO_3$, уменьшилось количество мелкой белоглазки, увеличилась доля прожилочных карбонатных форм в верхней части карбонатного профиля. Развитие процесса выщелачивания почв зафиксировано и по другим параметрам: уменьшилось содержание легкорастворимых солей и гипса, понизилась глубина аккумуляции последнего. Отмеченные преобразования солевого, гипсового, карбонатного профилей сопровождались стиранием как морфологических, так и химических признаков солонцового процесса: уменьшилась доля поглощенного натрия в составе ППК, призмовидно-ореховая структура горизонта В трансформировалась в комковато-мелкоореховатую. Шло активное гумусонакопление, увеличивалась мощность гумусоаккумулятивного горизонта. Формировались черноземы обыкновенные [Песочина, 2017, 2018].

Этап VI: V–X вв. н.э. В этом хроноинтервале произошла очередная перестройка почвенного профиля. Почвы характеризовались некоторым снижением содержания гумуса, возрастанием его гуматности и уменьшением мощности горизонтов А и АВ на фоне значительного иллювиирования гумусовых веществ в нижние горизонты. Уменьшилась глубина промачивания почв, доминирующими стали восходящие токи влаги. Вновь в почвенной толще появились легкорастворимые соли, гипс, возросло средневзвешенное содержание карбонатов, произошло совмещение в почвенной толще различных форм карбонатных аккумуляций. Формировались морфологические и химические солонцовые признаки. Развитие вторичных процессов засоления и осолонцевания почвенной толщи является показателем развития вновь процессов аридизации климата в этот период. В ходе развития почв в течение этого этапа произошли ослабление гумусонакопления, осолонцевание, формирование призмовидно-столбчатой структуры и смена подтипа чернозема, появление южных черноземов [Песочина, 2017, 2018].

Этап VII: XII в. н.э. – современность. Основной тренд развития природных условий этого этапа характеризовался гумидизацией и похолоданием. На общем фоне выделялись периоды оптимизации климатических условий в XII–XIV вв. н.э. (средневековой оптимум) и значительного похолодания – XVII–XIX вв. н.э. (малый ледниковый период). Доминирующими почвенными процессами были выщелачивание и гумусообразование. Итогом всего наблюдаемого периода исследований было формирование современных фоновых почв, диагностируемых как чернозем обыкновенный карбонатный, по своим параметрам соответствующий представлениям о североприазовских черноземах. Он характеризуется невысоким содержанием гумуса (3–4 %), увеличением мощности гумусового горизонта до 90–100 см, присутствием двух форм карбонатных новообразований. Аккумуляция псевдомицелия, как правило, начинается сразу под горизонтом АВ, белоглазка залегает глубже 1 м. Легкорастворимые соли и гипс выщелочены за пределы двухметровой толщи. В почвенном профиле обычно присутствуют реликтовые признаки осолонцевания: призмовидность структуры, небольшая текстурная дифференциация, ощелачивание профиля (pH достигает 8,5), вертикальные затеки гумусовых веществ [Песочина, 2017, 2018].

Таким образом, проведенными палеопочвенными исследованиями установлено чередование двух основных трендов развития почв. Один из них характеризовался засолением, степень которого была невысокой и благоприятной для внедрения натрия в ППК и ощелачивания почвенного профиля, иллювиированием гумусовых веществ, формированием призмовидно-столбчатой структуры, образованием преимущественно глазковых форм карбонатных новообразований. К концу хроноинтервала сформировались более аридные разновидности черноземов – южные черноземы. Такой тренд развития был характерен для этапов II, V, VII, соответствующих хроноинтервалам 4000–3700; 2300–2000; 1200–1000 лет назад [Песочина, 2004, 2006, 2017, 2018].

Для другого тренда была характерна нисходящая миграция легкорастворимых солей и гипса, трансформация солонцовых признаков, активное накопление гумуса, преобразование карбонатного профиля с увеличением подвижности карбонатов, выносом их на большие глубины, с ярко выражен-

ным псевдомицелием. В итоге произошедшие изменения приводили к формированию черноземов обыкновенных. Такой тренд развития доминировал на этапах I, IV, VII, представляющих хроноинтервалы 4500, 2600–2400; 1900–1600 и 800–0 лет назад. В результате изменений тренда развития почв происходила неоднократная смена подтиповой принадлежности черноземов [Песочина, 2004, 2006, 2017, 2018].

Выявленные закономерности изменчивости почв на протяжении последних 4000 лет позволяют прийти к выводу, что большинство свойств современной фоновой почвы является продуктом совместного действия как современного, так и прошлых этапов развития. Лишь выщелачивание легкорастворимых солей и гипса за пределы двухметровой толщи, по-видимому, можно рассматривать как проявление современного гидрологического режима [Песочина, 2017, 2018].

Проведенные исследования свидетельствуют о существенном влиянии предшествующих стадий педогенеза на формирование современного облика черноземов Приазовья. Почвы формировались благодаря суммарному эффекту циклически и поступательно развивавшихся процессов, способствовавших росту мощности гумусового горизонта в глубину, дифференциации содержания илистых частиц в почвенном профиле. В течение последних 4000 лет наблюдались неоднократные эволюционные преобразования чернозема обыкновенного в чернозем южный и обратно. В своем развитии почвы прошли несколько стадий, что обусловило полигенетичность современных черноземов Приазовья. Их эволюция характеризовалась преимущественно как малоконтрастная, наследующая, трансформирующая. Важную роль в формировании специфических приазовских черноземов играла климатически пульсирующая солонцеватость, характеризующаяся 1000-летним ритмом. Неоднократное развитие процесса осолонцевания препятствовало закреплению гумусовых веществ в верхнем горизонте почв и в то же время активизировало их иллювиирование вглубь профиля. Особо значимы были последние 2000 лет. Около 50 % запасов гумуса в слое 50–100 см современных фоновых черноземов были сформированы в этот отрезок времени. Высокая динамичность педогенеза, вероятно, имела региональный характер, поскольку Приазовье является специфичной территорией, расположенной на контакте южнорусской степной и предкавказской равнин. Здесь же проходит граница между двумя фациями черноземов – южно-европейской и восточно-европейской. Переходные области всегда отличаются географической оригинальностью, включая в себя некоторые черты и тех и других районов, и являются наиболее информативными при изучении стадийности развития природы, поскольку характеризуются наименьшей устойчивостью к изменениям природной среды [Песочина, 2004, 2007, 2014, 2017, 2018]. Одним из результатов такого влияния явилось формирование уникальных черноземов (североприазовских), которые нигде, кроме Ростовской области, не встречаются [Безуглова и др., 1995].

Полученные результаты палеопочвенных исследований черноземов Приазовья подтверждаются работами других авторов для различных природных районов сопредельных территорий. Так, согласно Демкину [Волго-Донские степи … 1974], третье тысячелетие до н.э. было периодом смены гумидных условий катастрофической аридизацией климата в конце III тыс. до н.э., имевшей глобальное распространение в степях и пустынях Евразии и обусловившей возникновение палеоэкологического кризиса. Увеличение засушливости вызвало интенсификацию процесса дефляции, значительное засоление, дегумификацию и окарбоначивание палеопочв. В волго-донских степях это привело к опустыниванию ландшафтов и формированию каштановых полупустынных палеопочв. По данным Н.П. Герасименко [1997, 2004], в Северном Приазовье в раннем суббореале (4,6–4,1 тыс. л.н.) имело место резкая мезофитизация степей. Климат был холоднее и влажнее современного. В период 4,1–3,8 тыс. л.н. произошла смена злаково-разнотравных степей злаковыми и полынно-злаковыми степями с формированием каштановых почв с трещинами усыхания (лёссоподобные суглинки на склонах), зафиксировавшая сдвиг ландшафтов на три подзоны в сторону аридизации в интервале времени 4,6–3,8 тыс. л.н. Иссушение южной степи 4,1–3,7 тыс. л.н. установлено по засолению, низкой гумусности подкурганных почв в Северном Причерноморье. Согласно палинологическим данным К.В. Кременецкого [1997], в бассейне Нижнего Дона на вторую половину атлантического периода (6000–4500 л.н.) приходился климатический оптимум, выразившийся в значительном смягчении континентальности климата, понижении летней температуры, увеличению годового количества осадков примерно на 100–150 мм. Суббореальный период характеризовался резкими и многократными изменениями климата. После 4500 л.н. происходит ярко выраженная аридизация и усиление континентальности климата. В бассейне Дона аридизация климата стала ощущаться после 4200 л.н. Наибольшее усиление континентальности климата проявилось между 4200 и 3700 л.н.

В целом проведенными ранее палеопочвенными исследованиями и полученными нами результатами подтверждено, что последовательность формирования почвенного покрова на территории Приазовья соответствует этапам почвообразования в голоцене, установленным на региональном уровне: развитие обыкновенных черноземов при достаточном уровне

увлажнения в атлантический период, их замещение южными черноземами в более засушливых условиях (суббореальный период) и формирование черноземов современного облика в субатлантическое время.

Палеопочвенные исследования археологических памятников Нижнего Дона

На территории Приазовья и Нижнего Дона располагается большое количество археологических памятников различных эпох, которые важны с точки зрения палеоэкологических исследований, в том числе и палеопедологических. Систематическое изучение хорошо датированных погребенных почв позволит составить достаточно подробную их последовательность и уточнить региональные особенности развития почв степной зоны. Такая задача является выполнимой в перспективе, а данное исследование вносит свой вклад в описание отдельных этапов почвообразования и накопление базы данных.

Объектами исследований стали курганные могильники, расположенные на территории г. Ростова-на-Дону и в Ростовской области. Археологические раскопки проводились при совместном участии сотрудников Южного научного центра РАН, ЗАО НПО «Наследие Дона» и ЗАО НПО «Донское наследие». В работе изучены морфологические и физико-химические свойства в системе курганная насыпная толща – погребенная почва – современная почва.

Палеопочвенные исследования курганных могильников в различных типоморфных ландшафтах Нижнего Дона

Курган-могильник «Дюнный». Курганный могильник «Дюнный», состоящий из одиночного кургана, расположен в 0,95 км к северо-западу от современного берега реки Дон на участке высокой поймы. В геоморфологическом отношении данный регион – это часть Нижнедонской аллювиальной террасовой равнины, представляющей собой аккумулятивную равнину послеледникового периода. Памятник занимает высокий участок правобережной поймы реки Дон на территории залежи. Рельеф местности волнистый, со слабым уклоном на юг. Высота кургана 0,8 м, диаметр по линии запад – восток составляет 42 м, по линии север – юг – 35 м. Основное погребение кургана датируется эпохой ранней бронзы. В результате раскопок было обнаружено, что в основании кургана находится небольшой холм высотой около 0,8 м и диаметром 39 м, который и был выбран для сооружения кургана. Холм не затапливался водой и обозревался издалека.

В исследованном объекте, расположенном в Доно-Аксайской пойме, были заложены разрезы палеопочвы и современной почвы. Палеопочва – аллювиальная дерновая (луговая) насыщенная слоистая маломощная почва – аллювиальная темногумусовая гидрометаморфизованная (по: [Классификация и диагностика почв России, 2004]). Древняя почва вскрыта под курганом, сооруженным около 5 тыс. лет назад. В недавнем прошлом это были угодья совхоза «Старочеркасский». На момент исследования территория представляла собой залежь, на которой в настоящее время идет строительство инфраструктуры гольф-кантри-клуба «Дон».

Почвенный профиль характеризуется следующим строением (рис. 3.7): горизонт $А_{нас}$ имеет темно-серый цвет, рыхлое сложение, зернисто-комковато-порошистую структуру, легкосуглинистый гранулометрический состав, вскипает с поверхности от 10 %-ной HCl, переход резкий по плотности и структуре. Под верхним дерновым горизонтом насыпной толщи залегает переходный горизонт $АВ_{нас}$, неоднородный по окраске – с участками темно-серого, практически черного почвенного материала, который не вскипает от 10 %-ной HCl и желто-бурой массы с пятнами ожелезнения, зернисто-комковатой структуры, легкосуглинистого гранулометрического состава.

Граница погребенной почвы четко отделяется от насыпного материала по хорошо диагностируемому погребенному гумусовому горизонту. Погребенная почва характеризуется следующими морфологическими особенностями (см. рис. 3.7):

[А] 74–80 см: мощность погребенного гумусового горизонта незначительная, колеблется в пределах 5–7 см, темно-серый, практически черный с сизоватым оттенком, не вскипает от 10 %-ной HCl, среднесуглинистого гранулометрического состава, бурые железистые пятна, Fe-Mn-конкреции, уплотнен, структура порошисто-зернисто-комковатая, нижняя граница с гумусовыми затеками, переход резкий по цвету;

[АВ] 80–106 см: горизонт неоднородный по цвету, с участками темно-серого и желто-бурого почвенного материала за счет процессов зоотурбации, а также затеков гумуса из погребенного гумусового горизонта, горизонт вскипает от 10 %-ной HCl только на участках с карбонатными новообразованиями, легкосуглинистого гранулометрического состава, зернисто-комковатой структуры, встречаются ожелезненные стяжения;

[$В_{Са}$] 106–176 см: желто-бурый, призматически-комковатой структуры, вскипает от 10 %-ной HCl весь материал горизонта, среднесуглинистого гранулометрического состава, имеет сплошную карбонатную пропитку, карбонаты в виде белоглазки, пятен и прожилок, есть ожелезнение по ходам корней, белоглазка;

[$ВС_{Са}$] 176–240 см: желто-палевый, комковато-призматической структуры, легкосуглинистого гранулометрического состава, отмечены размытые пятна

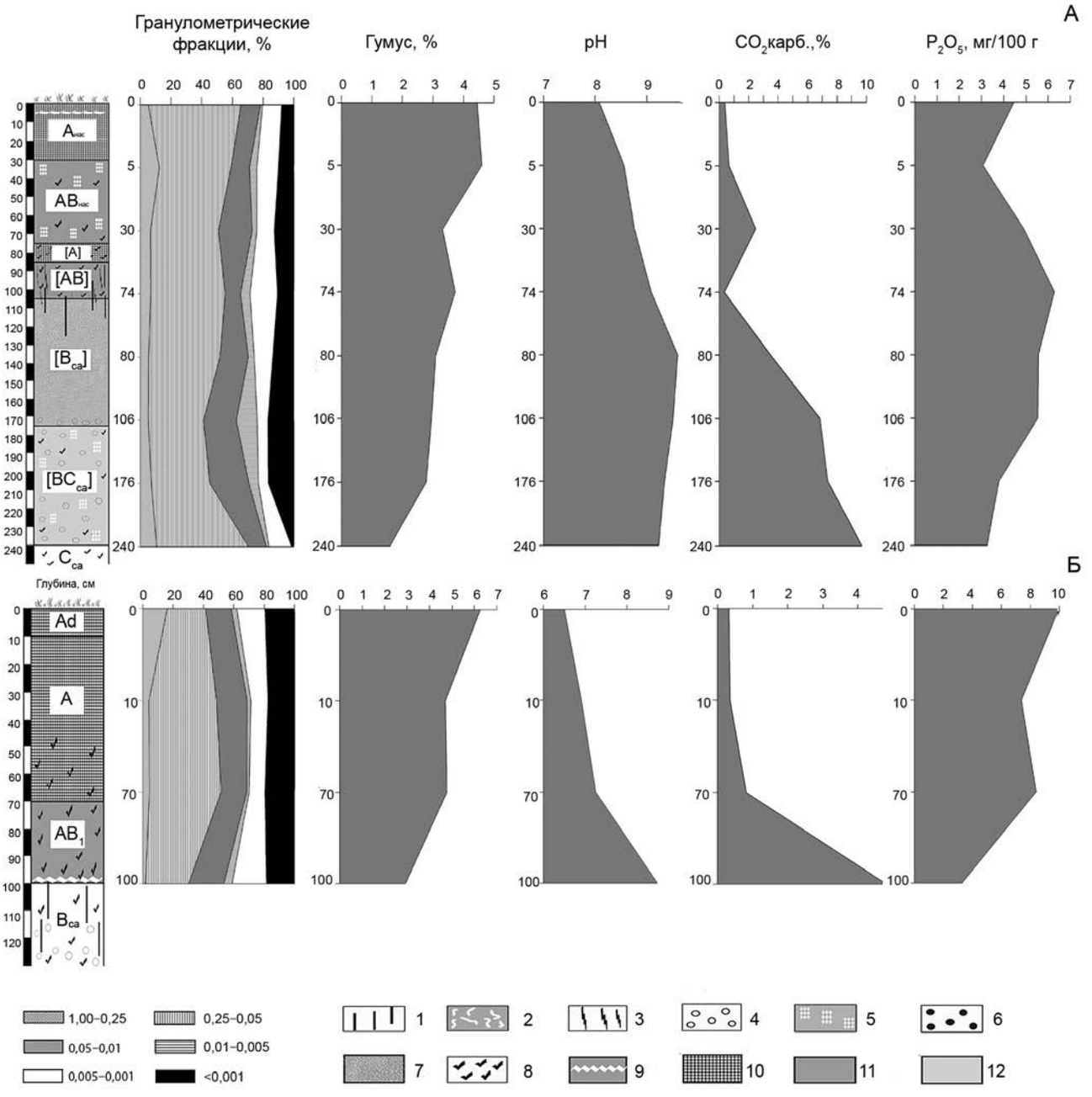


Рис. 3.7. Морфологические профили и физико-химические свойства погребенной почвы кургана-могильника «Дюнный» (А) и современной фоновой почвы (Б). 1 – червороины; 2 – карбонатный мицелий; 3 – затеки гумуса; 4 – белоглазка; 5 – выцветы карбонатов в виде прожилок; 6 – глинистые кутаны; 7 – карбонатная пропитка; 8 – железистые новообразования; 9 – линия вскипания карбонатов; 10 – гумусово-аккумулятивный горизонт; 11 – переходный горизонт; 12 – иллювиальный горизонт

из мучнистой белоглазки, прожилки и стяжения карбонатов;

[C_{Ca}] 240 см – дно: буро-желтый, комковатой структуры, легкосуглинистого гранулометрического состава, местами окарбоначен и ожелезнен.

Разрез современной фоновой почвы был заложен на залежи в 20 м к северо-востоку от кургана. Почва – лугово-черноземная слабогумусированная мощная среднесуглинистая на среднесуглинистых аллювиальных наносах (отложениях), что соответствует черноземy гидрометаморфизованному [Классификация и диагностика … 2004]. Ее профиль состоит из следующих генетических горизонтов:

A_d 0–10 см: насыщенного темно-серого цвета, не вскипает от 10 %-ной HCl, порошисто-комковато-зернистой структуры, среднесуглинистого гранулометрического состава, густо корешковат, переход заметный по плотности;

А 10–70 см: темно-серого цвета, не вскипает от 10 %-ной HCl, комковато-зернистой структуры, среднесуглинистого гранулометрического состава, имеет железистые новообразования в виде пятен и примазок, корни растений, переход постепенный по цвету;

АВ 70–100 см: темно-серый с буроватым оттенком, вскипает от 10 %-ной HCl, зернисто-комковатой структуры, среднесуглинистого гранулометрического состава, имеет железистые примазки по всей мощности горизонта, затеки гумуса, корни, переход заметный по новообразованиям;

B_{Ca} 100–130 см: неоднородный, по цвету желто-бурый, сильно вскипает от 10%-ной HCl, призмовидно-комковатой структуры, среднесуглинистого гранулометрического состава, имеет массовые скопления белоглазки, железистые примазки, железисто-марганцевые конкреции, затеки гумуса, корни растений.

Анализ свойств почв кургана «Дюнный» показал, что гранулометрический состав палеопочвы относится по классификации Н.А. Качинского [1965] к легкому и среднему суглинку пылевато-песчаному (табл. 3.6). Фракции мелкого и среднего песка являются преобладающими. Особенностью внутрипрофильного изменения гранулометрического состава является среднесуглинистый состав погребенного гумусового горизонта [А], что согласуется со среднесуглинистым гранулометрическим составом современной почвы. Почвообразующая порода C_{Ca}, на которой сформирован профиль палеопочвы – аллювиальные отложения, схожа по гранулометрическому составу с верхней современной частью курганной насыпи $A_{нас}$. Это указывает на то, что верхняя насыпная толща кургана-могильника росла вверх и формировалась за счет привноса аллювиального мелкопесчаного материала с весенними паводками и эолового переноса песчаных фракций на территорию поймы.

Установлено, что всему профилю палеопочвы соответствуют достаточно высокие значения реакции pH среды (от 9,09 до 9,60), что по градации pH почвенного раствора соответствует сильнощелочной, вероятно, это обусловлено нисходящей миграцией водорастворимых веществ из насыпной толщи кургана. Эти значения существенно отличаются от значений реакции pH среды современной фоновой почвы, которые составляют 6,50–8,72, при этом наблюдается постепенное увеличение значений pH от нейтральной в верхней части профиля до сильнощелочной – в нижней (см. рис. 3.7), что является характерным признаком для пойменных почв [Яблонских, 2000].

При распределении карбонатов в луговых и аллювиальных почвах Доно-Аксайской поймы большое значение играет приуроченность почв к определенным элементам мезорельефа. Так как исследованный курган-могильник и фоновая почва расположены на песчаной дюне (гриве), то в профиле современной почвы отмечаются признаки промытости от углесолей до глубины 70 см, что подтверждают морфологические описания и определение линии вскипания карбонатов. Верхние горизонты изученных почв A_d и АВ характеризуются значениями 0,33–0,82 %, складывающимися за счет рассеянных форм карбонатных новообразований. В иллювиальном горизонте B_{Ca}, где отмечается массовое скопление карбонатных новообразований в виде мучнистой белоглазки, значения карбонатов увеличиваются до 4,81 % (см. рис. 3.7Б).

Профиль палеопочвы отличается достаточно своеобразным распределением углесолей (см. рис. 3.7А). Отмечается вскипание от 10%-ной HCl верхних горизонтов насыпной толщи, в горизонте $A_{нас}$0,38–0,65 %, в горизонте $AB_{нас}$ 2,49 %. В погребенном горизонте [А], четко диагностируемом по морфологическим признакам, вскипание обнаружено не было, значения карбонатов соответствуют 0,35 %. Горизонт [АВ] вскипает локально – 3,51 %. Значительно возрастает количество карбонатов в горизонте [B_{Ca}] (6,85 %) за счет того, что карбонатные новообразования представлены не в виде агрегированных форм, а сплошной карбонатной пропиткой, что, вероятнее всего, связано с древними особенностями почвообразования и климатическими условиями. В нижележащих горизонтах значения CO_2 карбонатов увеличиваются: в [BC_{Ca}] – 7,38 %, с максимумом в аллювиальных окарбоначенных отложениях C_{Ca} – 9,67 %.

По степени обеспеченности подвижными фосфатами современные почвы Доно-Аксайской поймы относятся к очень высоко обеспеченным, так в горизонте А их содержание составляет 7,37–9,97 мг/100 г. Вниз по профилю отмечено постепенное уменьшение подвижных форм фосфора: так, в горизонте B_{Ca} – до 3,27 мг/100 г, что по градации соответствует повышенному содержанию P_2O_5. Это связано с тем,

что, в отличие от карбонатного чернозема, в выщелоченной части профиля лугово-черноземной почвы до горизонта B_{Ca} фосфаты представлены в основном легкорастворимыми формами фосфорной кислоты, так как здесь не происходит их связывания карбонатами и переход в труднорастворимую форму трифосфата кальция.

Наряду с морфологическими свойствами и содержанием гумуса диагностировать погребенные горизонты и слои можно по содержанию элементов питания, особенно фосфатов. Известно, что для погребенных гумусовых горизонтов характерно повышенное содержание фосфатов [Сычева, 1994], данное утверждение подтверждается полученными нами результатами: так, погребенному гумусовому горизонту [А] соответствует несколько большее содержание P_2O_5 – 6,29 мг/100 г (см. рис. 3.7А), что характеризует очень высокую степень обеспеченности почв P_2O_5. Далее по профилю наблюдается следующее распределение подвижных фосфатов: в погребенных горизонтах [АВ] – 5,55 мг/100 г, [B_{Ca}] – 5,54 мг/100 г, что соответствует высокой степени обеспеченности подвижными фосфатами, в нижележащих горизонтах происходит уменьшение до средней степени обеспеченности.

Анализ данных по содержанию плотного остатка водной вытяжки, позволяющий судить об общем количестве легкорастворимых солей в почве, показал, что курганная толща по классификации Н.И. Базилевич и Е.И. Панковой [1968] является незасоленной, величина плотного остатка не превышает 0,15 %. Профиль палеопочвы характеризуется слабой степенью засоления (0,158–0,184 %) начиная с горизонта [АВ] и вплоть до породы – слабозасоленных аллювиальных отложений. Современный профиль пойменной почвы относится к незасоленным разновидностям.

Выявлены различия количественного содержания органического вещества между курганной насыпью, погребенной и современной почвами. В современной лугово-черноземной почве поймы содержание гумуса колеблется от 6,26 % до 4,71 % в гумусово-аккумулятивном горизонте – за счет активного дерново-лугового процесса, далее по профилю значения гумуса снижаются (рис. 3.7Б), составляя 2,93 % в иллювиальном горизонте B_{Ca}. В насыпной курганной толще значения гумуса соответствуют по своим величинам содержанию гумуса в горизонте АВ фоновой почвы. В профиле палеопочвы наблюдается аккумуляция гумуса в горизонте [А] – 3,72 %, далее по профилю идет плавное снижение, хотя значения гумуса достаточно велики для древней почвы (см. рис. 3.7А).

Курган-могильник «Темерницкий-I». Курганный комплекс «Темерницкий-I» включает несколько подряд расположенных курганов. Для изучения нами был выбран курган № 8. Курганный могильник «Темерницкий-I» расположен на территории земель хозяйства (поселка) «Темерницкий» Северного жилого массива г. Ростова-на-Дону.

В геоморфологическом отношении данный регион представляет собой часть Приазовской эрозионно-аккумулятивной равнины. Памятник расположен на склоне водораздела, на территории пахотного поля. Высота кургана 0,7 м, диаметр по линии запад – восток – 42 м, по линии север – юг – 35 м. Основное погребение кургана датируется эпохой средней бронзы (рис. 3.8).

Морфологические свойства кургана-могильника «Темерницкий-I». В этом курганном комплексе был изучен курган-могильник № 8, где были заложены разрезы палеопочвы и современного аналога. Палеопочва – палеочернозем карбонатный незасоленный маломощный слабогумусированный легкоглинистый на легкой лёссовидной глине (палеочернозем южный), близкий к современным черноземам восточноевропейской фации, что соответствует чернозему текстурно-карбонатному [Классификация и диагностика … 2004]. Палеопочва, вскрытая под курганом, относится к периоду средней бронзы – около 4 тыс. лет назад, что согласуется с данными по палеореконструкции почв Нижнего Дона в интервале 4000–3700 лет назад (см. табл. 3.6).

Следует отметить, что земли, на которых располагался курганный комплекс, находились в сельскохозяйственном обороте, поэтому морфологически он характеризуется появлением пахотного горизонта. Курганная насыпь составляет 110 см.

Горизонт $A_{нас\ (пах)}$ имеет темно-серый с буроватым оттенком цвет, рыхлое сложение, комковато-зернисто-порошистую структуру, тяжелосуглинистый гранулометрический состав, неравномерно вскипает от 10 %-ной HCl, переход резкий по плотности и цвету.

Под пахотным горизонтом залегает переходный горизонт $АВ_{нас}$, неоднородный по окраске за счет активного перемешивания в результате зоотурбационных процессов почвенного материала из горизонтов насыпной толщи и погребенной почвы, вскипает от 10 %-ной HCl, в нем встречаются различные формы карбонатных новообразований (карбонатный мицелий, мучнистые прожилки белоглазки, выцветы карбонатов по вертикальным внеагрегатным трещинам) зернисто-комковатой структуры, легкоглинистого гранулометрического состава.

Горизонт $B_{нас}$, так же как и $АВ_{нас}$, подвержен активным процессам зоотурбации, имеет многочисленные ходы землероев и кротовины. Почвенный материал горизонта сложен различными фрагментами из темно-серого и желто-бурого материала, отмечено активное вскипание от 10 %-ной HCl, встречаются различные формы карбонатных новообразований, как и в предыдущем горизонте, имеет зернисто-

Рис. 3.8. Курганный могильник «Темерницкий-I»

комковатую структуру, легкоглинистый гранулометрический состав.

Следует отметить, что граница погребенной почвы нечетко отделяется от насыпного материала вследствие протекания активных процессов зоотурбации (переход от насыпной толщи к горизонту палеопочвы нечеткий и слабо выражен – ↓↑. Верхние горизонты погребенной почвы сильно перерыты ходами и норами землероев, почва характеризуется следующими морфологическими особенностями:

[A]↓↑ 100–110 см: мощность погребенного гумусового горизонта составляет 10–12 см, цвет темно-серый с буроватым оттенком, неравномерно вскипает от 10 %-ной HCl, легкоглинистого гранулометрического состава, из новообразований встречается биологическая плесень, имеет порошисто-зернисто-комковатую структуру, нижняя граница неровная, языковатая, с гумусовыми затеками и норами землероев, встречается много копролитов, переход постепенный;

[AB]↓↑ 110–125 см: неоднородный горизонт по цвету с участками темно-серого почвенного материала из горизонта [A] и желто-бурого материала нижних горизонтов, имеет признаки процесса зоотурбации, затеки гумуса, неравномерно вскипает от 10 %-ной HCl, легкоглинистого гранулометрического состава, призмовидно-комковатой структуры, встречается много карбонатных новообразований, переход постепенный;

[B_{Ca}] 125–200 см: желто-бурый с палевым оттенком, призматически-комковатой структуры, активно вскипает от 10 %-ной HCl, имеет много карбонатных новообразований (в виде мучнистой белоглазки, прожилок карбонатов, выцветов и налетов), легкоглинистого гранулометрического состава, есть кротовины, затеки гумуса, структура призмовидно-комковатая, переход постепенный по цвету;

[C_{Ca}] 200–215 см: горизонт желто-палевого цвета, комковато-крупно-призмовидной структуры, легкоглинистого гранулометрического состава, много карбонатных новообразований в виде мучнистой и конкреционной белоглазки, карбонатных выцветов и прожилок, имеет кротовины, затеки гумуса.

Разрез современной фоновой почвы (разрез 02/07) был заложен на пашне в 30 м к северо-западу от кургана. Почва – чернозем обыкновен-

ный карбонатный малогумусный среднемощный легкоглинистый на легкой лёссовидной глине, что соответствует черноземy миграционно-сегрегационному [Классификация и диагностика почв России, 2004]. Профиль этой почвы состоит из следующих генетических горизонтов:

$А_{пах}$ 0–25 см: темно-серого цвета, не вскипает от 10 %-ной HCl, порошисто-комковато-зернистой структуры, легкоглинистого гранулометрического состава, корешковат, встречаются единичные включения понтического известняка, который раньше покрывал насыпную толщу кургана, переход заметный по плужной подошве и цвету;

$А_{п/пах}$ 25–37 см: темно-серый цвет, не вскипает от 10 %-ной HCl, комковато-зернистой структуры, легкоглинистого гранулометрического состава, имеет корни растений, биологическую плесень, включения известняка, переход по линии вскипания и цвету;

АВ 37–75 см: темно-серый с буроватым оттенком, бурно вскипает от 10 %-ной HCl, ореховато-зернисто-комковатой структуры, легкоглинистого гранулометрического состава, имеет карбонатный мицелий, рассеянные карбонаты, корни, переход заметный по цвету;

$В_{Са}$ 75–100 см: желто-бурый цвет, бурно вскипает от 10 %-ной HCl, призмовидно-комковатой структуры, легкоглинистого гранулометрического состава, отмечены единичные корни растений, затеки гумуса, червороины, кротовины, в незначительном количестве карбонаты в виде белоглазки, переход ясный по новообразованиям;

$ВС_{Са}$ 100–115 см: палево-желто-бурого цвета с затеками гумуса, бурно вскипает от 10 %-ной HCl, крупно-призмовидно-комковатой структуры, легкоглинистого гранулометрического состава, имеет массовые скопления мучнистой белоглазки.

В таблице 3.7 представлены полученные данные по гранулометрическому составу изучаемых палеопочв и современных почв. Профильное распределение гранулометрического состава изученных почв показано на рисунке 3.9. Анализ свойств почв кургана «Дюнный» показал, что гранулометрический состав палеопочвы относится по классификации Н.А. Качинского к легкому и среднему суглинку пылевато-песчаному. Фракции мелкого и среднего песка являются преобладающими. Особенностью внутрипрофильного изменения гранулометрического состава является среднесуглинистый состав погребенного гумусового горизонта (А), что согласуется со среднесуглинистым гранулометрическим составом современной почвы. Почвообразующая порода $С_{Са}$, на которой сформирован профиль палеопочвы, – аллювиальные отложения, схожи по гранулометрическому составу с верхней современной частью курганной насыпи $А_{нас}$. Это указывает на то, что верхняя насыпная толща кургана-могильника росла вверх и формировалась за счет привноса аллювиального мелкопесчанистого материала с весенними паводками и эолового переноса песчаных фракций на территорию поймы.

Анализ данных профиля палеопочвы из кургана-могильника «Темерницкий-I» № 8 показал, что гранулометрический состав относится к легкой глине иловато-пылеватой с преобладанием фракций крупной пыли (лёссовидной фракции), тонкопылеватой фракции и ила [Качинский, 1965]. Песчаные фракции представлены незначительно (см. табл. 3.7). Характерная особенность внутрипрофильного изменения гранулометрического состава палеопочвы и современной фоновой почвы – отсутствие резко выраженной дифференциации отдельных фракций. Некоторые колебания численности значений гранулометрических фракций отмечаются для насыпной толщи курганной насыпи, что связано с процессами антропогенной турбации почвенного материала при сельскохозяйственном использовании данной территории.

В почвенном профиле палеопочвы реакция pH среды имеет значения 8,86–9,19, что соответствует сильнощелочной. По профилю современной почвы pH изменяется от щелочной (pH = 8,09) в верхней части профиля до сильнощелочной (pH = 8,79) в нижней части (рис. 3.9).

В карбонатных черноземах современной почвы количество CO_2 карбонатов по профилю распределяется следующим образом: в горизонте А – 0,59–0,64 %, в иллювиальном горизонте ВСа – 6,33 %, а в горизонте $ВС^{Са}$ – 7,50 %. Такое распределение согласуется с наличием морфологических форм карбонатов в профиле чернозема, и аналогичные закономерности были установлены Ф.Я. Гаврилюком [1955]. Для горизонта А ясно выраженных форм карбонатов не наблюдалось, только при мезоморфологическом исследовании обнаруживаются рассеянные формы карбонатов. В горизонте АВ количество карбонатов возрастает, поскольку диагностируется карбонатный мицелий. В горизонте $В_{Са}$ и ВССа появляются массовые скопления белоглазки, поэтому значения CO_2 карбонатов возрастают до 6,33–7,50 % (см. рис. 3.9Б).

Профиль курганной почвы отличается по распределению углесолей от современной. Отмечена поверхностная карбонатность насыпной курганной толщи. Уже в горизонте $А_{нас}$ визуализировались различные формы карбонатных новообразований, значения карбонатов достигают в горизонте $А_{нас}$ 1,58 %. Нижележащие горизонты, как было отмечено при морфологическом описании, подвержены зоотурбации, следовательно, карбонатные новообразования перемешаны с почвенной массой. В горизонте $АВ_{нас}$ –3,62 %, в горизонте $В_{нас}\downarrow\uparrow$ – 7,12 %. В профиле палеопочвы значения более последовательны и увеличиваются от горизонта [А]$\downarrow\uparrow$ – 1,26 % до горизон-

Таблица 3.7. Гранулометрический состав курганной насыпи, погребенных и современных почв курганов-могильников «Дюнный» и «Темерницкий-I»

Горизонт, граница горизонта, см	Гранулометрические фракции, %							Название по ГМС
	1–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001	<0,01	
«Дюнный», курганная насыпь – погребенная почва								
$A_{d\ нас}$ 0–5	5,10	60,50	12,70	1,40	12,30	11,00	24,70	Суглинок легкий
$A_{нас}$ 5–30	12,40	46,60	12,10	4,70	14,30	9,90	28,90	Суглинок легкий
$AB_{нас}$ 30–74	6,60	44,30	22,00	3,00	11,30	13,80	28,10	Суглинок легкий
[A] 74–80	6,90	48,40	10,10	6,20	17,60	10,80	34,60	Суглинок средний
[AB] 80–106	5,40	46,60	18,50	3,80	12,00	13,70	29,50	Суглинок легкий
[B_{Ca}] 106–176	5,00	36,30	21,40	13,60	6,90	16,80	37,30	Суглинок средний
[BC_{Ca}] 176–240	7,10	38,40	25,40	6,20	6,40	21,50	29,10	Суглинок легкий
[C_{Ca}] 240–дно	10,70	59,70	11,70	1,90	14,60	1,40	17,90	Суглинок легкий
«Дюнный», современная почва								
A_d 0–10	16,10	25,50	16,60	3,80	18,40	19,60	41,80	Суглинок средний
A 10–70	4,20	44,60	20,00	2,30	11,50	23,40	37,20	Суглинок средний
AB 70–100	4,30	47,40	16,70	1,90	10,30	19,40	31,60	Суглинок средний
B_{Ca} 100–130	1,80	28,20	23,30	5,70	22,60	18,40	46,70	Суглинок средний
«Темерницкий-I», курганная насыпь – погребенная почва								
$A_{нас}$ 0–27	0,60	4,40	35,70	7,00	21,30	31,00	59,30	Суглинок тяжелый
AB	–	3,50	32,50	10,00	8,10	45,90	64,00	Легкая глина
	2,80	1,40	34,60	7,10	23,90	30,20	61,20	Легкая глина
	–	1,30	33,70	9,00	23,80	32,20	65,00	Легкая глина
	–	2,80	33,20	8,80	24,30	31,50	64,60	Легкая глина
	–	2,50	32,20	9,40	26,70	29,20	65,30	Легкая глина
	–	3,90	36,00	9,60	20,70	29,80	60,10	Легкая глина
«Темерницкий-I», современная почва								
$A_{пах}$ 0–25	0,90	2,50	36,30	10,30	21,30	28,70	62,30	Легкая глина
$A_{п/пах}$ 25–37	0,90	1,90	36,60	7,70	20,10	32,80	62,60	Легкая глина
AB 37–75	–	2,20	35,20	9,10	15,70	37,80	62,60	Легкая глина
B_{Ca} 75–100	–	4,90	32,40	7,30	29,10	26,20	62,60	Легкая глина
BC_{Ca} 100–115	0,20	3,00	34,20	3,80	31,00	27,80	62,60	Легкая глина

та [BCa] – 8,63 %, где имеются массовые скопления карбонатных новообразований (рис. 3.9А).

В современной почве наблюдается постепенное снижение содержания подвижного фосфора вниз по почвенному профилю, с максимумом в пахотном горизонте 5,14 мг/100 г, что соответствует высокой степени обеспеченности. В пахотных горизонтах увеличение происходит за счет поступления растительных остатков в виде пожнивной и корневой массы. В нижележащих горизонтах наблюдается снижение P_2O_5 от 3,59 мг/100 г в горизонте $A_{п/пах}$ до 1,99 мг/100 г в горизонте BC_{Ca} (см. рис. 3.9Б), что соответствует средней и низкой степени обеспеченности подвижными формами фосфора.

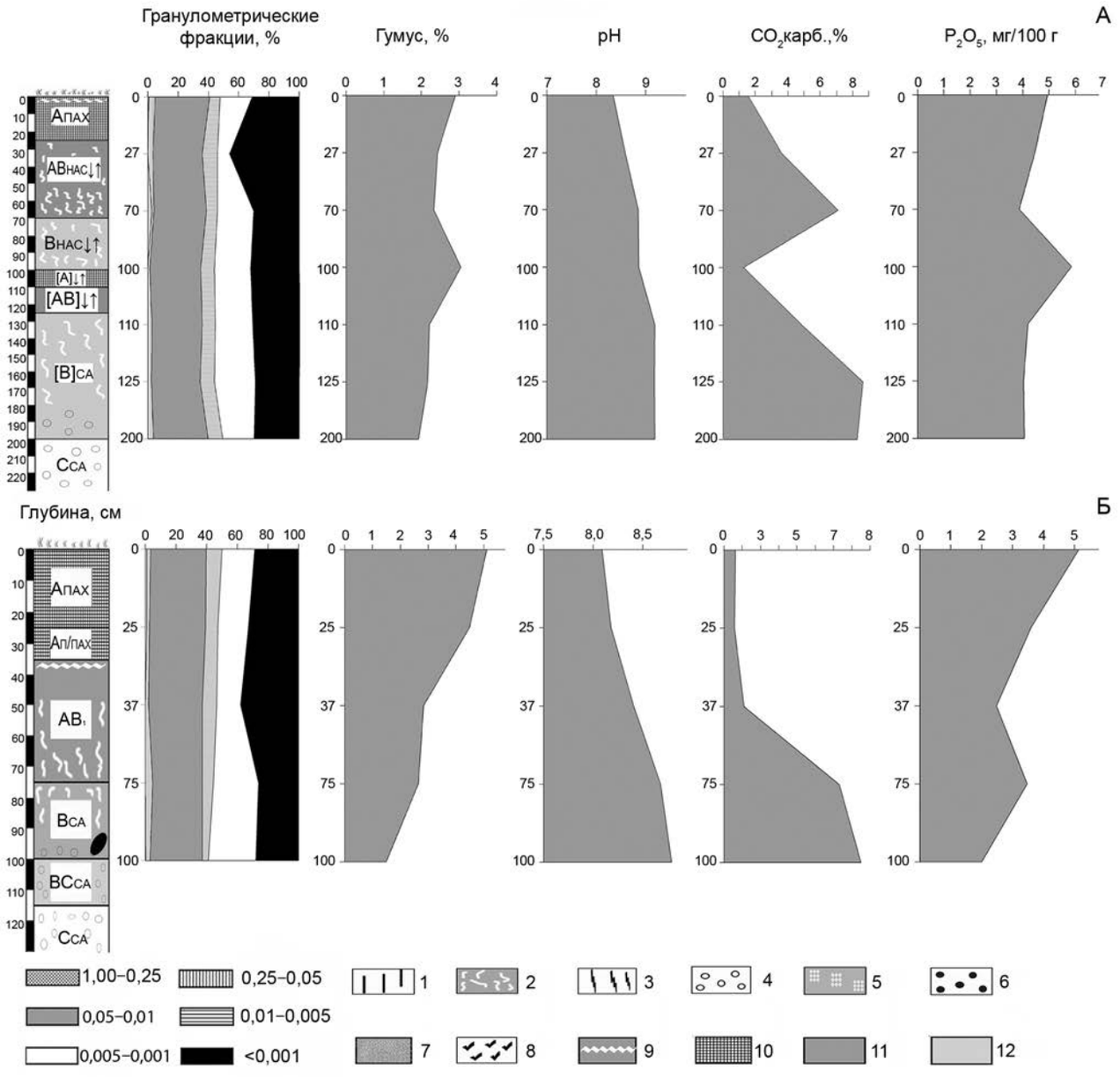


Рис. 3.9. Морфологические профили и физико-химические свойства погребенной почвы кургана-могильника «Темерницкий-I» (А) и современной фоновой почвы (Б): 1 – червороины; 2 – карбонатный мицелий; 3 – затеки гумуса; 4 – белоглазка; 5 – выцветы карбонатов в виде прожилок; 6 – глинистые кутаны; 7 – карбонатная пропитка; 8 – железистые новообразования; 9 – линия вскипания карбонатов; 10 – гумусово-аккумулятивный горизонт; 11 – переходный горизонт; 12 – иллювиальный горизонт

В профиле палеопочвы значение подвижных форм P_2O_5 максимально в горизонте [А]↓↑ – 5,86 мг/100 г – по сравнению с курганной насыпной толщей (см. рис. 3.9А), в нижних горизонтах постепенно снижается, что по шкале обеспеченности подвижными фосфатами соответствует высокой и повышенной степени обеспеченности почв.

По суммарному содержанию легкорастворимых солей почвенные профили современной и палеопочвы относятся к незасоленным разновидностям, так как значения плотного остатка не превышают 0,15 %.

Количество гумуса в гумусово-аккумулятивном горизонте современной почвы находится в пределах 4,50–5,12 %, в иллювиальном горизонте B_{Ca} снижается в среднем вдвое – 2,64 %, а в горизонте BC_{Ca} составляет 1,50 %. По содержанию гумуса почва относится к малогумусной разновидности.

В курганной толще содержания гумуса были невелики, достигая в $A_{нас}$ 2,90 % (см. рис. 3.9А), что еще раз подтверждает тот факт, что горизонты курганной насыпи являются генетически слабосформированными слоями, образованными под воздействием древнего и современного (агроценоз) антропогенного факторов.

В погребенном горизонте (А)↓↑ отмечается увеличение содержания гумуса до 3,05 %, что наряду с элементами питания (подвижными P_2O_5) и морфологическими признаками позволяет диагностировать погребенный гумусово-аккумулятивный горизонт. Вниз по профилю величины содержания гумуса уменьшаются (см. рис. 3.9А).

В результате захоронения погребенные почвы претерпевают изменения (диагенез), которые прежде всего обусловлены прекращением поступления растительного опада и нисходящей миграцией водорастворимых веществ из насыпи. В первую очередь это отражается на изменении таких морфологических признаков, как мощность гумусового горизонта, характер и распределение почвенных новообразований, а также на таких химических показателях, как гумусированность, карбонатность, засоление, плодородие почвы.

Выводы. На период 5–6 тыс. лет назад, к которому относятся археологические памятники эпох энеолита и ранней бронзы в различных регионах Евразии, наблюдался голоценовый климатический оптимум, сопровождающийся мощным и стабильным потеплением [Климанов, 2002]. О более теплой палеоклиматической фазе на территории Доно-Аксайской поймы в эпоху ранней бронзы свидетельствует сплошная карбонатная пропитка иллювиального горизонта в палеопочве кургана-могильника «Дюнный». По данным И.В. Иванова [1988], в атлантический период почвы речных пойм степного почвообразования формировались на молодых отложениях, почвенный профиль был незасоленным, несолонцеватым. Подобные процессы можно диагностировать в исследуемой нами погребенной почве. Подтверждением того, что почва датируется атлантическим периодом, является тот факт, что содержание гумуса в погребенном горизонте [А] только в два раза меньше, чем в современной почве, хотя мощность горизонтов А+АВ невелика. Это обстоятельство напрямую связано с комплексом условий почвообразования, существовавшим более 5 тыс. лет назад. Как свидетельствуют многочисленные палеопочвенные исследования [Губин, 1984; Дергачева, Зыкина, 1988; Демкина, Демкин, 1994; Демкин, 1997 и др.], уменьшение содержания гумуса и мощности верхних горизонтов в погребенных почвах – явление повсеместное, а степень снижения гумусированности зависит от возраста захоронения и факторов окружающей среды, сопутствующих погребению, и составляет 50–70 %. Обращает на себя внимание тот факт, что достаточно сократилась мощность гумусово-аккумулятивного горизонта [А] палеопочв по сравнению с фоновой почвой. Если предположить, что с погребением почвы прекращается поступление свежих органических веществ растительных остатков, а процессы минерализации гумусовых веществ не прекращаются, так как температура и влажность почвы способствуют деятельности микроорганизмов, то вероятно, что гумусово-аккумулятивный горизонт древней почвы превышал по мощности существующие современные аналоги. Погребенная почва была диагностирована как аллювиальная дерновая (луговая) насыщенная слоистая маломощная почва, и на мощность древнего гумусово-аккумулятивного горизонта могли существенно влиять активные аллювиальные процессы, так как реки Дон и Аксай были полноводнее и ежегодному поступлению аллювия с паводковыми водами ничего не препятствовало. В современных условиях Доно-Аксайской поймы ведущую роль играет антропогенный фактор: в 70-х годах прошлого столетия был построен защитный вал, поэтому паводковые воды не затапливают территорию поймы и поступление аллювия на современные почвы прекратилось [Безуглова и др., 2008].

Признаки суббореальной аридизации степных почв (интервал 4700–3000 лет назад) [Иванов, 1988] просматриваются в исследуемом кургане-могильнике №8 курганного комплекса «Темерницкий-I». Для изученной погребенной почвы характерна небольшая мощность гумусового горизонта, наличие языковатости, зоотурбации, копролитность, призмовидная структура почвенных горизонтов, что диагностировалось при описании морфологических свойств. В эпоху бронзы на дренированных возвышенных пространствах доминировали палеочерно-

земы карбонатные незасоленные и разной степени засоленные, тяжелого и глинистого гранулометрического состава, близкие к современным черноземам восточноевропейской фации, которые на территории Ростовской области представлены обыкновенными и южными черноземами. Данные почвы явились предшественниками современных обыкновенных карбонатных черноземов, распространенных на большей части Азово-Кубанской низменности и Приазовской наклонной равнины.

Таким образом, в эволюции изученных палеопочв археологических памятников основную роль сыграло время как фактор почвообразования. Комплекс условий почвообразования, существовавший на период погребения, отражается в основных почвенных свойствах, что позволяет реконструировать древний почвенный покров в различных типоморфных ландшафтах. Эволюция почв дренированных равнин, к которым относится объект «Темерницкий-I», под влиянием длиннопериодных изменений климата является менее резкой по сравнению с реакцией почв других групп. Процесс почвообразования в недренированных бессточных системах является зависимым от изменений, прежде всего водного режима территории, и влияет на формирование облика погребенной почвы второго объекта – кургана-могильника «Дюнный» [Невидомская, Ильина, 2009].

На основании проведенных исследований выявлены основные особенности почвообразования в системе *курганная насыпная толща – погребенная почва – современная почва*, которые определяются профильным строением и мощностью генетических горизонтов (для палеопочв отмечена четкая дифференциация и незначительная мощность гумусового горизонта, в насыпной толще формируется гумусовый горизонт, близкий по свойствам к современной почве), характером и распределением новообразований (карбонатные новообразования в пойменной палеопочве представлены в виде сплошной карбонатной пропитки, также в профиле имеются пятна ожелезнения и железисто-марганцевые конкреции), количественным содержанием гумуса (отмечено уменьшение гумуса в погребенных горизонтах) и подвижных фосфатов (для погребенных гумусовых горизонтов характерно повышенное содержание фосфатов), а также значениями pH среды (в палеопочвах pH увеличивается до щелочной и сильнощелочной). Следует отметить, что схожим элементом в изученной системе является дифференциация на генетические горизонты, которая в каждом случае имеет свои особенности. Для современной почвы она обусловлена естественными природными факторами, исторически формирующими почвенный профиль; в условиях древнего захоронения профиль почвы видоизменяется под влиянием диагенеза. Таким образом, насыпная толща является продуктом древнего и современного антропогенеза [Невидомская, Ильина, 2009].

Курган-могильник «Высочино». Курган-могильник № 6 расположен в Азовском районе, в 0,6 км северу от с. Высочино. Объект относится к курганной группе «Высочино VI/VIII» (рис. 3.10).

Подкурганные почвы вскрыты двумя разрезами – на западной (разрез 5–19) и восточной (разрез 6–19, рис. 3.11) стенках – и относятся к эпохе средней бронзы (1-я половина 2-го тысячелетия до н.э.), погребение соответствует раннекатакомбной культуре. Погребенный гумусовый горизонт палеопочвы слабо диагностируется по цвету, просматривается только на незачищенной стенке, а также по изменению плотности и содержанию $C_{орг}$ (рис. 3.12А). Профиль палеопочвы разреза восточной стенки, погребенной под слоем глины, морфологически выражен и лучше диагностируется. В гумусовом горизонте палеопочвы на глубине 3–5 см от погребения встречаются отдельные «линзы» глины.

Палеопочвы представлены черноземами обыкновенными карбонатными слабогумусированными маломощными тяжелосуглинистыми, сформированными на легкой глине. Мощность погребенных гумусовых горизонтов [A+AB] небольшая – 35–37 см. Почвообразующие породы – бурые глины с высоким содержанием карбонатов. Отмечено вскипание почвенной массы от 10 % HCl по всему профилю погребенной почвы, а также вскипание курганной насыпи. Исследуемые погребенные почвы отличаются сильным проявлением зоотурбации, обилием кротовин, небольшим количеством карбонатных конкреций (диаметром до 0,5 см), неясными переходами от гумусовых горизонтов к горизонту В (языковатыми границами) и обилием затеков гумуса из гумусово-аккумулятивных в нижележащие горизонты.

Морфологическое описание почв. Палеопочва разреза 5–19 кургана-могильника «Высочино» характеризуется неясными цветовыми переходами между генетическими горизонтами вследствие сильной зоотурбированности (обилия кротовин) и состоит из следующих генетических горизонтов:

0+7 см: часть курганной насыпи, цвет темно-коричневый, уплотнена;

[A] 0–22 см: темно-коричневый, мелкокомковатая структура, свежий (холодит руку), пористый, присутствуют остатки корней, мелкие остатки корней с белым налетом, натеками более темного материала по граням структурных отдельностей (до глубины 14 см), с 14 см появляется карбонатная пропитка по направлению роста корней; присутствуют червороины, заполненные более светлым материалом;

[AB] 22–37 см: немного светлее, сухой, пористый, комковатая структура (мелкие комки объединяются в крупные агрегаты), свежий (холодит руку),

Рис. 3.10. Палеопочвенные и археологические работы на объекте курганной группы «Высочино VI/VIII»

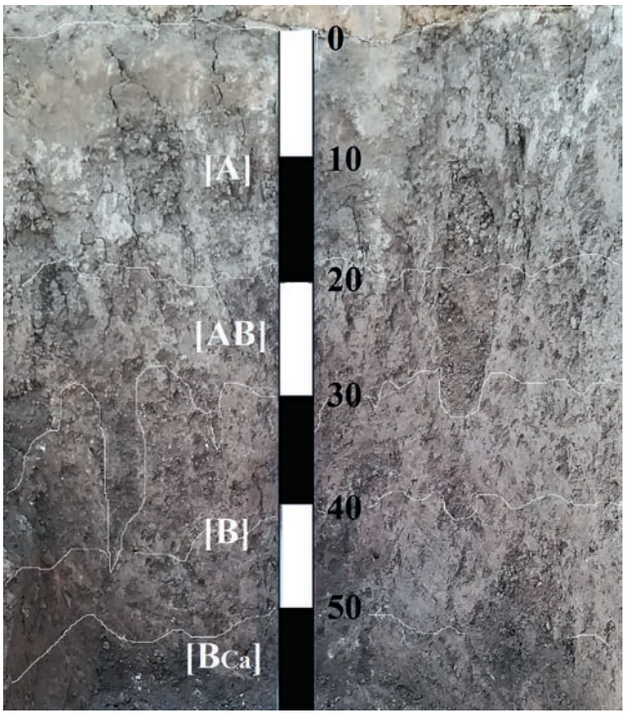


Рис. 3.11. Разрез восточной стенки погребенной почвы эпохи средней бронзы кургана-могильника «Высочино» ([A] – горизонты погребенной почвы и их границы)

более тяжелый по гранулометрическому составу, мицелий, на глубине 35–40 см – обратная кротовина вытянутой формы 5×20 см, натеки по границам структурных агрегатов исчезают, переход неясный;

[B] 37–60 см: коричневый с палевым оттенком, пористый, холодит руку, крупнокомковато-глыбистая структура, уплотнен, остатки корней, карбонатная пропитка, мелкие коричневые пятна по граням структурных агрегатов со слабым глянцем;

[B_{Ca}] 60–70 см: коричневый с палевым оттенком, пористый, столбчатая структура, карбонатные скопления до 0,8 см в диаметре, затеки гумуса по ходам крупных корней;

[C] 70–77 см и ниже: светлее, более влажный.

Разрез 6–19 палеопочвы восточной стенки состоит из следующих почвенных горизонтов:

[A] 0–18 см: серовато-коричневый, обратные кротовины вытянутой формы 5×20 см, мелкокомковатая структура, сухой, пористый, уплотнен, встречаются корнеходы, червороины, карбонатная пропитка (по старым корневым ходам), переход по плотности и сложению;

[AB] 18–30 см: светлее, комковатая структура, сухой, пористый, более уплотненный, мицелий, переход по цвету и плотности, неясный, языковатый, с затеками гумуса в нижележащие горизонты;

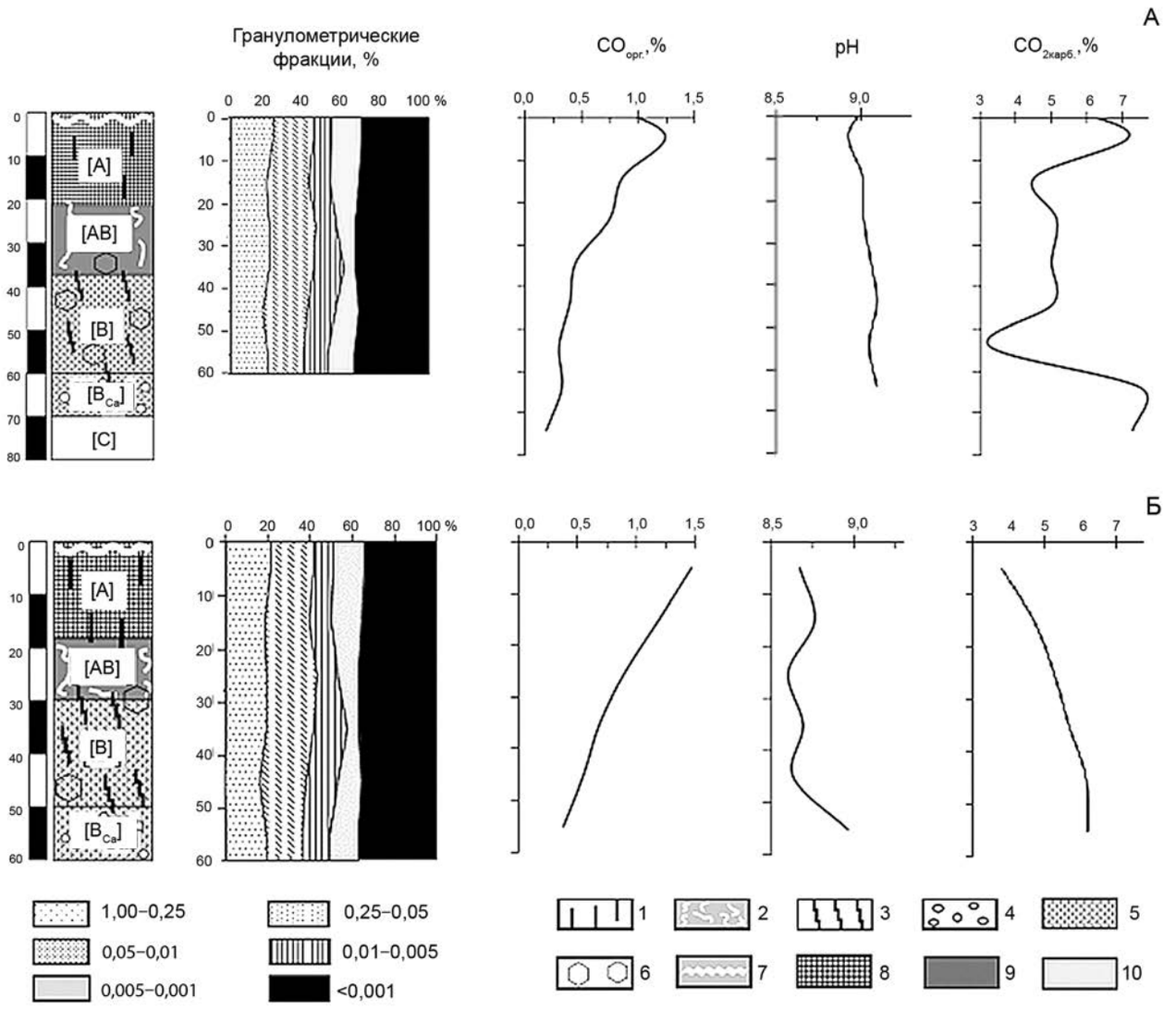


Рис. 3.12. Морфологические профили и физико-химические свойства погребенных почв кургана-могильника «Высочино»: разрез западной стенки (А) и разрез восточной стенки (Б). 1 – червороины; 2 – карбонатный мицелий; 3 – затеки гумуса; 4 – белоглазка; 5 – карбонатная пропитка; 6 – кротовины; 7 – линия вскипания карбонатов; 8 – гумусово-аккумулятивный горизонт; 9 – переходный горизонт; 10 – иллювиальный горизонт

[B] 30–40 см – коричневый, сухой, менее плотный, более тяжелый по гранулометрическому составу, крупнокомковато-глыбистая структура, карбонатная пропитка с глубины 30 см, также отмечены мелкие карбонатные конкреции, затеки гумуса, более темный материал по граням структурных агрегатов, переход по структуре и цвету;

[B] 40–50 см – немного светлее, глыбистая структура, переход – по плотности, цвету почвенной массы и характеру карбонатных новообразований;

[B_{Ca}] 50–60 см – палево-коричневый, свежий (холодит руку), уплотнен, с глубины 59 см – крупные карбонатные конкреции.

Основные физико-химические свойства палеопочв кургана-могильника «Высочино» представлены на рисунке 3.12 и в таблице 3.8.

Исследованные палеопочвы по классификации Н.А. Качинского относятся к легким глинам и тяжелым суглинкам пылевато-иловатым с преобладанием фракций ила и крупной пыли, почвообразующая порода – легкая глина также с преобладанием илистой, крупно- и мелкопылеватых фракций.

Содержание органического вещества в погребенном гумусовом горизонте [A] исследуемых палеопочв невысокое 1,23–1,47 %, вниз по профилю плавно уменьшается. Особенно низкие значения $C_{орг}$ по профилю разреза 5п-19 обусловлены сильным перемешиванием почвенной массы гумусовых горизонтов и почвообразующего материала вследствие зоотурбации.

Значения pH гумусовых горизонтов варьируют в пределах 8,60–8,76 (см. рис. 3.12Б), достигая 9,00

Таблица 3.8. Гранулометрический состав палеопочв кургана-могильника «Высочино»

Глубина, см	ГВ*, %	Размер фракции, мм, и ее содержание, %								Название по гранулометрическому составу (ГМС)
		1–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001	<0,01	>0,01	
Разрез западной стенки. Чернозем обыкновенный карбонатный маломощный тяжелосуглинистый на легкой глине										
0–7	4,42	0,5	21,2	20,8	8,3	27,7	21,5	57,6	42,4	Тяжелый суглинок
7–17	3,10	0,6	17,3	24,3	6,9	21,6	29,3	57,8	42,2	Тяжелый суглинок
17–27	3,69	0,5	19,2	19,4	10,0	19,8	31,1	60,9	39,1	Тяжелый суглинок
27–37	3,50	0,4	15,0	24,7	5,2	21,5	33,2	59,9	40,1	Тяжелый суглинок
37–47	3,55	0,4	20,4	20,0	12,1	13,2	33,9	59,2	40,8	Тяжелый суглинок
47–57	3,57	0,4	14,5	20,3	12,0	18,4	34,4	64,8	35,2	Легкая глина
Разрез восточной стенки. Чернозем обыкновенный карбонатный маломощный легкоглинистый на легкой глине										
0–10	5,08	0,7	15,9	21,9	9,5	20,0	32,0	61,5	38,5	Легкая глина
10–20	4,78	0,5	13,6	22,1	11,1	19,0	33,7	63,8	36,2	Легкая глина
20–30	4,78	0,6	14,1	25,1	10,9	13,5	35,8	60,2	39,8	Легкая глина
30–40	4,47	0,5	12,9	24,0	16,6	10,7	35,3	62,6	37,4	Легкая глина
40–50	4,41	0,4	10,1	23,6	15,4	16,8	33,7	66,0	34,0	Легкая глина
50–60	3,76	0,5	15,9	18,5	12,7	16,4	36,0	65,0	35,0	Легкая глина

*ГВ – гигроскопическая влага.

при проявлении зоотурбации (см. рис. 3.12А), что соответствует сильнощелочной среде. Почвообразующая порода (горизонт С) и горизонты карбонатных новообразований [B_{Ca}] отличаются высокими показателями pH 8,96–9,1 (см. рис. 3.12).

Отмечено высокое содержание карбонатов в исследуемых почвах (см. рис. 3.12), включая гумусовые горизонты. Не исключено влияние диагенеза на увеличение содержания карбонатов в верхних горизонтах погребенной почвы. Общая картина возрастания содержания CO_2 карбонатов с глубиной (см. рис. 3.12Б) нарушается наличием привнесенного почвенной фауной материала (см. рис. 3.12А). Содержание карбонатов в ППК увеличивается вниз по профилю почв, в верхних горизонтах составляет 30,8–42,8 мг экв/100 г почвы, в нижележащих горизонтах, имеющих карбонаты в виде белоглазки, – до 73,0 мг экв/100 г почвы.

Палеопочвенные исследования древних некрополей и городищ на Нижнем Дону

Некрополь Кобякова городища. Кобяково городище относится к шести крупным древним памятникам, приуроченным к долине р. Дон, на территории современного города Ростова-на-Дону. В результате научных исследований и археологических раскопок, проводимых в разное время на территории Кобякова городища, были описаны четыре культурных и хронологических слоя [Ларенок, 2008]. Первый культурный слой датируется X в. до н.э. и назван археологами «кобяковской археологической культурой». Дальнейшая история городища связана с появлением поселений меотов-земледельцев в I–III вв. н.э. Меоты обживали места, где раньше селились носители кобяковской культуры. Хозяйство меотов было схоже с занятиями племен позднебронзового века. Третий культурный хронологический слой – средневековый (XI–XIII вв. н.э.). Еще один культурный слой относится к более поздней истории Дона – новой, ко времени появления казачьих станиц.

Некрополь Кобякова городища (рис. 3.13) – наиболее исследованное кладбище донских меотских поселений, которое является практически единственным источником материальных свидетельств жизни меотов. Большая часть территории Кобякова городища подверглась сильным разрушениям при строительстве железной дороги в конце XIX века и подъездных путей к автомобильному мосту через Дон во второй половине XX века.

Объектами изучения явились палеопочвы раскопа № 1, включающие временной срез состояния почв раннего железа (I в. до н.э. – I в. н.э.) и современную фоновую почву.

Горизонты насыпной курганной толщи характеризуются ясно выраженными особенностями техногенно нарушенных почв. Агрегатный материал неоднородный, с преобладанием остроугольных пластинчато-плитчатых форм. Техногенное уплотнение (переуплотнение) приводит к изменению струк-

Рис. 3.13. Раскопки некрополя Кобякова городища (фото с сайта rslovar.com)

туры почвенных горизонтов в сторону слоеватости и формированию крупнопластинчатых отдельностей, неоднородных по цвету. В данных техногенных горизонтах отмечается большое содержание антропогенных включений (гранитный щебень, обломки кирпича, уголь, кусочки полиэтилена и другой бытовой мусор). Поверхностные горизонты сильно вскипают от взаимодействия с 10 %-ной HCl. Такие изменения в морфологии диагностировались при изучении почв территорий полигонов твердых бытовых отходов [Безуглова и др., 2007]. Гранулометрический состав меняется от среднесуглинистого до легкоглинистого.

При изучении палеопочв археологических памятников в различных типоморфных ландшафтах Нижнего Дона было установлено, что дифференциация на генетические горизонты в системе *курганная толща – погребенная почва – современная почва* имеет свои особенности. Так, для современной почвы она обусловлена естественными природными факторами, исторически формирующими почвенный профиль – в условиях древнего захоронения профиль почвы видоизменяется под влиянием диагенеза – насыпная толща является продуктом древнего и современного антропогенеза [Невидомская, Ильина, 2009; Nevidomskaya et al., 2010].

Граница погребенной почвы нечетко отделяется от насыпного материала за счет активных процессов зоотурбации. В горизонтах погребенной почвы отмечается много кротовин и ходов землероев. Некрополь Кобякова городища относится к грунтовым могильникам с легкоглинистым гранулометрическим составом по всему профилю палеопочвы. Все горизонты палеопочвы сильно вскипают от 10 %-ной HCl. Характер карбонатных новообразований меняется от карбонатного мицелия и паутины в погребенном горизонте [AB] до обильных образований мучнистой белоглазки и прожилок карбонатов в горизонте [$B_{Ca,h}$]. В нижних горизонтах палеопочвы отмечается много затеков гумуса.

Современная фоновая почва представлена черноземом террасовым (долинным) среднемощным слабоэродированным легкоглинистым на древнеаллювиальных отложениях. Профиль данной почвы слабовыщелочен от карбонатов, так как линия вскипания отмечается только с 58 см, а новообразования белоглазки – с 89 см. Мощность гумусовых горизонтов A+AB составляет 60 см.

Анализ химических свойств палеопочвы показал (рис. 3.14А), что в погребенном горизонте [А] 60–70 см содержание гумуса составляет 1,57 %, в горизонте [АВ] – 1,18 %. При длительной консервации происходит уменьшение гумусированности, так как нарушается связь *почва – растение* и прекращается присущий для степной зоны круговорот веществ. В первую очередь трансформационным изменениям подвергается состав гумуса. Прежде всего перестают диагностироваться фракции свободных гумусовых кислот, так как процессы минерализации и трансформации гумуса приводят к тому, что эти фракции переходят в более стабильные формы гуминовых и фульвокислот, связанных с кальцием. Повышенное содержание карбонатов кальция ($CaCO_3$ карб.) в профиле палеопочвы способствует химическому взаимодействию гуминовых кислот с кальцием за счет частичной минерализации нерастворимого остатка – гумина.

Исследованиями М.И. Дергачевой и В.С. Зыкиной [1988] показано, что в ископаемых почвах отсутствуют неполно гумифицированные растительные остатки, но система гумусовых веществ может поддерживать свой состав за счет разложения и минерализации истинных гуминов, т.е. гумусовых кислот, наиболее прочно связанных с минеральной частью почвы, а также за счет химических взаимодействий с почвенным поглощающим комплексом.

Высокие значения pH среды палеопочвы (8,5–9,54) по градации pH почвенного раствора, относящиеся к сильнощелочной, подтверждают наличие процессов миграции водорастворимых веществ, особенно бикарбонатов и сульфатов кальция и натрия [Nevidomskaya et al., 2010]. В современной фоновой почве (см. рис. 3.14Б) pH среды является щелочным, при этом наблюдается постепенное увеличение значений этого показателя с характерным максимумом в иллювиальном карбонатном горизонте «белоглазки».

Еще одним диагностическим признаком для выделения погребенных горизонтов является содержание подвижного фосфора, что подтверждается достаточно высокими значениями P_2O_5 в профиле палеопочвы от 5,1 мг/100 г в горизонтах [А] и [АВ], и соответствует высокой степени обеспеченности фосфатами (см. рис. 3.14А). В современной почве содержание фосфатов не столь высоко, что связано с проявлением эродированности верхних гумусовых горизонтов [Невидомская, Ильина, 2011].

Раннежелезный век характеризовался периодическим чередованием аридных и гумидных климатических условий. По данным В.А. Климанова [2002] на основании анализа палеоклиматических кривых установлено, что экстремумы потеплений – 2000 и 1800 лет назад – тесно граничат с экстремумами похолоданий – 2200 и 1900 лет назад. Скачкообразная динамика процессов почвообразования влияла на формирование гумусового, карбонатного и солевого профилей. Антропологический анализ погребенных в некрополе свидетельствует о высокой детской смертности и смертности молодых женщин в возрасте 20–25 лет [Ларенок, 2008], что косвенно может подтверждать неблагоприятные условия существования, в том числе аридность и континентальность климата в рассматриваемый период.

В результате полученных данных морфологических и химических свойств установлено, что исследуемые палеопочвы уже прошли стадию остепнения, дифференциации генетических горизонтов и структуры, образования новообразований углесолей, благодаря промыванию последних нисходящими токами и т.д. Связь с грунтовыми водами ослаблена, так как последние находятся на достаточной глубине и существенно не влияют на процесс почвообразования. В профиле палеопочв не были диагностированы прямые гидроморфные признаки почвообразования, которые могут встречаться в виде реликтовых следов луговой стадии на глубине 2,5–3 м. Следовательно, палеопочвы имеют специфические черты современных террасовых черноземов, но в отличие от современной фоновой почвы характеризуются большей мощностью горизонтов А+В и отсутствием эродированности.

Темерницкое и Нижне-Гниловское городища г. Ростова-на-Дону. Исследованы палеопочвы на территории г. Ростова-на-Дону, погребенные под конструкциями древних поселений, датируемых меотской культурой начала II в. н.э. (Темерницкое городище) и конца II в. н.э. (Нижне-Гниловское городище). Изученные палеопочвы относятся к черноземному типу почвообразования, и их профиль имеет следы активной зоотурбации (обилие кротовин), сформированные цепочки карбонатных конкреций до 1 см в диаметре с неясно очерченными (размытыми) границами, а также отсутствием конкреций гипса. Высокая карбонатность профиля унаследована от почвообразующей породы и подтверждена на микроморфологическом уровне наличием зёрен литогенных карбонатов [Khokhlova et al., 2019].

Погребенная почва в разрезе из Темерницкого городища представлена черноземом обыкновенным карбонатным среднемощным среднесуглинистым на лёссовидном суглинке. Палеопочва была вскрыта под глиняным основанием древнего жилого помещения (рис. 3.15А) и перекрывается 1-метровой толщей «асфальтовая подушка – урбиковый горизонт – глиняный пол». На поверхности погребенной почвы лежит тонкий углистый прослой. Почва вскипает от взаимодействия с 10 % HCl с глубины 55 см от уровня погребения.

Профиль палеопочвы (разрез 1–17) состоит из следующих горизонтов:

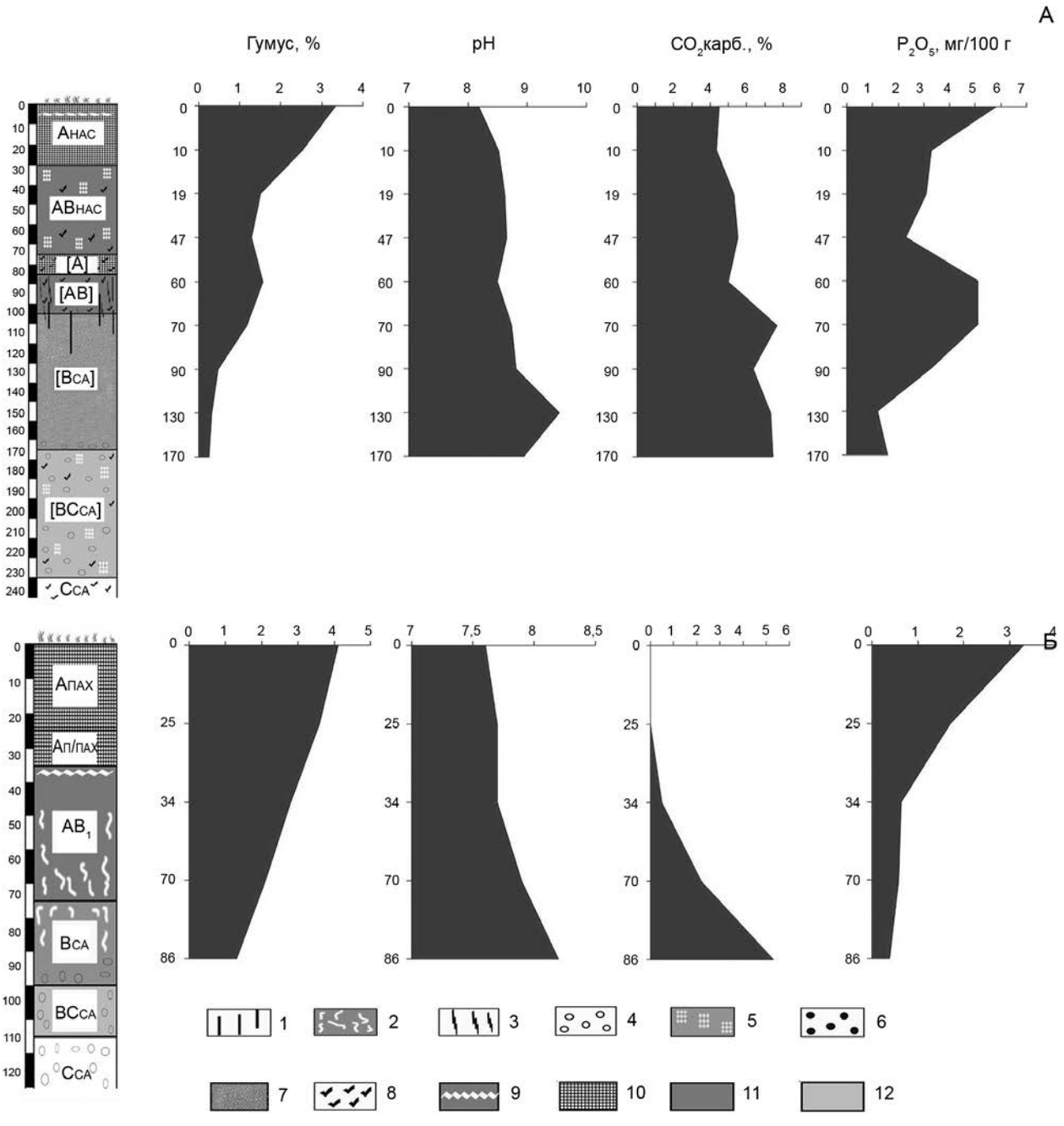


Рис. 3.14. Морфологические профили и физико-химические свойства погребенной почвы древнего памятника меотов – некрополя Кобякова городища (А) и современной фоновой почвы (Б): 1 – червороины; 2 – карбонатный мицелий; 3 – затеки гумуса; 4 – белоглазка; 5 – выцветы карбонатов в виде прожилок; 6 – глинистые кутаны; 7 – карбонатная пропитка; 8 – железистые новообразования; 9 – линия вскипания карбонатов; 10 – гумусово-аккумулятивный горизонт; 11 – переходный горизонт; 12 – иллювиальный горизонт

[A_d] 0–5 см: темно-серый, сухой, непрочная мелкокомковатая структура, переходящая в зернистую, легкий суглинок, разбит трещинами усыхания длиной до 30 см (через 8–12 см), редкие охристые включения (диаметром до 2–3 мм), граница волнистая, переход постепенный по цвету.

[A_1] 5–35(40) см: светлее, темно-серый, сухой, слабая мелкокомковато-порошистая структура, слабо уплотнен, суглинистый, присутствуют ходы червей с четко выраженной копрогенной структурой, переход постепенный по цвету.

[AB] 35(40)–55 см: коричневый, сухой, в структуре более крупные комки и зернистые остроугольные и обычные агрегаты, более плотный, суглинистый, представлены старые норы крупных землероев (диаметром до 12 см) и слабо прокрашенные гумусом ходы червей (диаметром 0,5–0,8 см), единичные мертвые корни, оливковый оттенок на гранях структурных отдельностей, углистые или марганцевые конкреции (диаметром 0,2 см), переход очень постепенный.

[B_{Ca1}] 55–75 см: желтовато-коричневый, свежий (холодит руку), пористый, комковатый с признаками призматичности, уплотнен, суглинистый, карбонатная пропитка, марганцевые конкреции, оливкового оттенка нет, ходы червей, заполненные темным материалом, старые диффузные кротовины, переход четкий (по появлению белоглазки).

[B_{Ca2}] 75–105(110) см: горизонт белоглазки (диаметром 0,5–0,8(1,0) см), палево-коричневый, влажный, пористый, уплотнен, суглинистый, карбонатные конкреции образуют цепочки, имеют диффузионные расплывчатые границы, контуры нор почвенной фауны трудно различимы, корнеходы по старым кротовинам, граница слабоволнистая, переход по цвету и по исчезновению белоглазки.

[BC] 105(110)–140 см: палево-коричневый, влажный, слабо оструктурен, уплотнен, суглинистый, белесые пятна, редкие марганцевые конкреции, кротовины (диаметром 8 см) заполнены гумусированным материалом, встречаются ходы землероев (длиной 40 см и диаметром 8 см), переход по цвету.

[C] 140–180 см: светлее, палево-коричневый, белесый оттенок, слабо оструктурен, уплотнен, суглинистый, единичные белесые остатки корней в материале заполнения кротовин, встречаются корнеходы (до 0,1 см в диаметре), прокрашенные гумусированным материалом, редкие карбонатные прожилки.

В северной части некрополя Нижне-Гниловского городища под каменной конструкцией была вскрыта палеопочва – чернозем обыкновенный карбонатный среднемощный легкосуглинистый на лессовидном суглинке (см. рис. 3.15). Верхняя граница погребенной почвы неровная. Почвенный профиль отличается обилием корневых каналов, заполненных гумифицированным материалом, в то же время отсутствием марганцевых стяжений. По сравнению с разрезом палеопочвы Темерницкого городища, белоглазка данной палеопочвы сильно дезинтегрирована и размазана, кротовины относительно молодые с четко очерченными границами. На глубине 10–20 см от уровня погребения находится вертикальная кротовина, заполненная материалом из нижележащего горизонта с примесью обломков известняка. Граница вскипания карбонатов от взаимодействия с 10 %-ной HCl – 15 см ниже уровня погребения.

Профиль палеопочвы (разрез 3–17) состоит из следующих горизонтов:

[A_1] 0–40 см: темно-коричневый с примесью белесого, структура комковатая (слабо оструктурен), сильно уплотнен, легкий суглинок (опесчанен), червороины с поверхности в виде камер и длинных ходов, корни мертвые и единичные (диаметр – 0,5 см), граница волнистая, переход, заметный по цвету и обилию нор.

[AB] 40–57(62) см: неоднородный по цвету: на общем желтовато-коричневом фоне встречаются «языки» более светлого материала того же оттенка, карбонатные «выпоты» в виде запятых и точек, комковато-порошистая слабая структура, распадается, легкосуглинистый, заполненные гумусированным и мешаным материалом кротовины (диаметром до 15 см), прокрашенные гумусом корнеходы (диаметром 0,8–1,0 см), граница волнистая, переход очень постепенный.

[B_{Ca}] 57(62)–110 см: горизонт белоглазки, основной цвет – коричнево-палевый, белоглазка – светло-палевый, свежий (холодит руку), бесструктурный, легкосуглинистый, обилие мицелия, белоглазка в виде пятен и отдельных полос дезинтегрированной белоглазки (с диффузионными границами) диаметром 1–1,8 см, корнеходы заполнены гумусированным материалом, кротовины (диаметром до 15 см) и норы землероев заполнены гумусированным материалом, граница плохо выражена, переход очень постепенный, диагностируется по отсутствую белоглазки.

[BC_{Ca}] 110–170 см: коричнево-палевый, увлажнен, легкосуглинистый, бесструктурный, кротовины и норы.

Анализ физико-химических свойств погребенных палеопочв Темерницкого и Нижне-Гниловского городищ представлен на рисунке 3.16 и в таблице 3.9. Выявлено, что в профиле палеопочвы Нижне-Гниловского городища наблюдается аккумуляция гумуса, в то же время для палеопочвы Темерницкого городища распределение $C_{орг.}$ равномерное и низкое по всему профилю (рис. 3.16).

В изученных палеопочвах накопление CO_2-карбонатов отмечено в горизонтах [B_{Ca}] и [BC_{Ca}]. При

относительно плавном изменении уровней содержаний карбонатов по профилю палеопочвы Темерницкого городища, в погребенной почве Нижнегниловского городища выявлена тенденция их выноса из верхних в нижние горизонты. Это подтверждается резким увеличением содержания карбонатов в пересчете на (CO_2) с 1,1 до 6,1 % на глубине 60 см от погребения. Высокое содержание карбонатов в горизонтах [B_{Ca}] и [BC_{Ca}] обусловливается обилием в них мицеллярных форм и появлением белоглазки.

В профиле палеопочв значения pH водной вытяжки варьируют от 7,7 до 8,7 в пределах слабощелочной и щелочной среды (см. рис. 3.16Б), наибольшие значения pH = 8,7 отмечены в горизонте [AB_{Ca}] (на глубине 50–80 см) [Khohlova et al., 2019].

Показатели потерь при прокаливании при 900 °C аналогичны распределению содержания гигроскопической влаги. Значения потерь при прокаливании палеопочвы разреза Темерницкого городища превышают значения в палеопочве Нижне-Гниловского городища (см. рис. 3.16А, табл. 3.9).

По гранулометрическому составу палеопочва Темерницкого городища – средний суглинок с преобладанием фракций крупной пыли, мелкого и среднего песка и ила (табл. 3.9). Палеопочва Нижне-Гниловского городища легко- и среднесуглинистая с преобладанием фракций мелкого и среднего песка, крупной пыли. Распределение фракций физической глины и ила по профилю изученных палеопочв относительно равномерное с тенденцией к небольшому уменьшению их доли вниз по профилю. Отмечено, что верхние горизонты палеопочвы Нижнегниловского городища опесчанены. В горизонтах [А] и [АВ] увеличивается доля крупного песка при уменьшении количества мелкой пыли и ила (см. табл. 3.9).

Микроморфологический анализ в изученных палеопочвах показал наличие карбонатных скоплений с признаками ожелезнения внутренней части и четких участков с повышенной активностью мезофауны, признаками которой являются рассеянные по всему профилю пятна ожелезнения и дезинтегрированные карбонатные скопления [Khokhlova et al., 2019].

Рис. 3.15. Почвенные разрезы палеопочв Темерницкого (а) и Нижне-Гниловского (б) городищ на территории Ростова-на-Дону [Khokhlova et al., 2019]

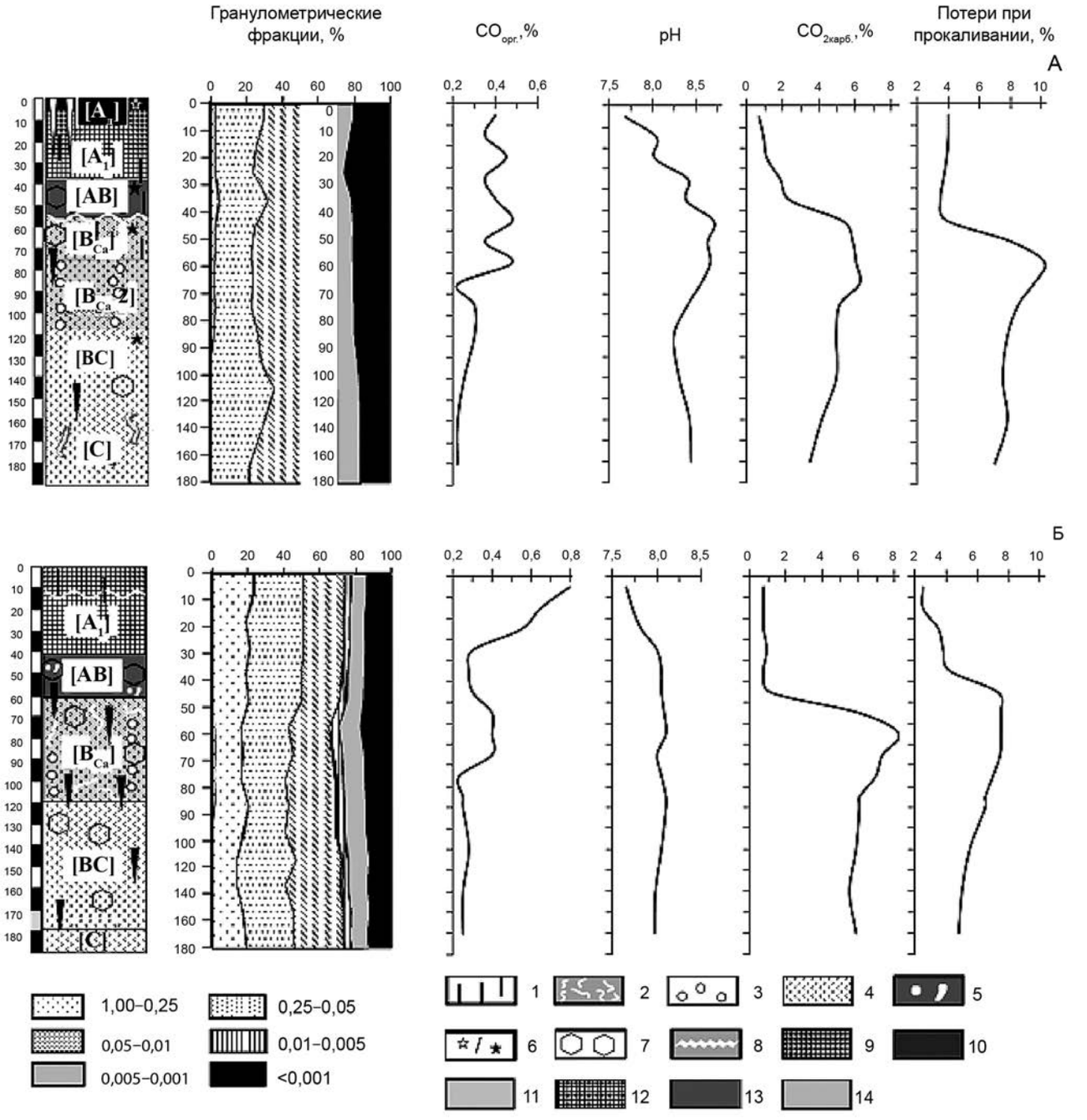


Рис. 3.16. Морфологические профили и физико-химические свойства погребенных почв древних поселений на территории г. Ростова-на-Дону – Темерницкого (А) и Нижнегниловского (Б) городищ: гранулометрические фракции (%); $C_{орг.}$ (%); pH водной вытяжки; потери при прокаливании (%) [Khokhlova et al., 2019 с дополнениями]. 1 – червороины; 2 – карбонатные прожилки; 3 – белоглазка; 4 – карбонатная пропитка; 5 – карбонатные «выпоты»; 6 – единичные железистые / марганцевые конкреции; 7 – кротовины; 8 – линия вскипания карбонатов; 9 – трещины усыхания; 10 – единичные корнеходы; 11 – дерновый горизонт; 12 – гумусово-аккумулятивный горизонт; 13 – переходный горизонт; 14 – иллювиальный горизонт

Таблица 3.9. Гранулометрический состав погребенных почв древних поселений на территории Ростова-на-Дону

Глубина, см	ГВ, %	Размер фракции, мм, и ее содержание, %								Название по ГМС
		1–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001	<0,01	>0,01	
Чернозем обыкновенный карбонатный среднемощный среднесуглинистый на лёссовидном суглинке (Темерницкое городище)										
0–10	5,57	3,5	27,5	32	5,7	10,8	20,5	37,0	63,0	Средний суглинок
10–20	5,80	3,6	23,2	33,9	5,9	10,5	22,9	39,3	60,7	Средний суглинок
20–30	5,85	3,4	21,6	31,9	6,5	11,2	25,4	43,1	56,9	Средний суглинок
30–40	5,62	6,2	26,7	29,3	5,6	11,1	21,1	37,8	62,2	Средний суглинок
40–50	5,69	3,4	22,6	36,1	4,9	12,5	20,5	37,9	62,1	Средний суглинок
50–60	4,63	3,8	20,8	36,4	6,3	11,9	20,8	39,0	61,0	Средний суглинок
60–70	4,37	3	21,7	33,8	6,0	15,3	20,2	41,5	58,5	Средний суглинок
70–80	5,69	3,9	20,1	32,7	6,0	17,4	19,9	43,3	56,7	Средний суглинок
80–90	4,58	2,6	24,5	31	5,9	16,1	19,9	41,9	58,1	Средний суглинок
90–100	4,74	2,2	27	31,1	6,0	15,7	18,0	39,7	60,3	Средний суглинок
100–120	3,74	2,3	34,4	27,3	5,8	13,6	16,6	36,0	64,0	Средний суглинок
120–140	3,52	1,4	30,9	33	5,1	13,2	16,4	34,7	65,3	Средний суглинок
140–160	3,38	2,2	25	36,3	6,8	13,4	16,3	36,5	63,5	Средний суглинок
160–180	3,32	1,3	21,3	42,8	5,4	12,8	16,4	34,6	65,4	Средний суглинок
Чернозем обыкновенный карбонатный среднемощный легкосуглинистый на лёссовидном суглинке (Нижне-Гниловское городище)										
0–10	3,39	22,2	28,2	22,8	3,5	9,2	14,1	26,8	73,2	Легкий суглинок
10–20	3,32	17,7	33,2	21,6	3,4	8,7	15,4	27,5	72,5	Легкий суглинок
20–30	3,61	20,0	30,9	21,9	3,3	9,0	14,9	27,2	72,8	Легкий суглинок
30–40	3,30	17,3	32,6	21,9	3,0	9,8	15,4	28,2	71,8	Легкий суглинок
40–50	3,24	19,1	30,8	20,6	3,8	9,8	15,9	29,5	70,5	Легкий суглинок
50–60	3,50	15,2	27,3	22,5	4,8	12,7	17,5	35,0	65,0	Средний суглинок
60–70	3,77	15,7	29,4	21,7	4,7	13,0	15,5	33,2	66,8	Средний суглинок
70–80	3,00	14,8	27,1	26,2	4,1	12,7	15,1	31,9	68,1	Средний суглинок
80–90	3,97	19,3	22,8	26,1	4,8	12,5	14,5	31,8	68,2	Средний суглинок
90–100	4,08	16,2	24,4	27,5	4,9	12,8	14,2	31,9	68,1	Средний суглинок
100–110	3,62	13,4	33,3	24,9	3,5	12,1	12,8	28,4	71,6	Легкий суглинок
110–120	3,41	13,1	28,6	29,0	4,3	11,5	13,5	29,3	70,7	Легкий суглинок
120–140	3,49	15,9	29,0	27,4	4,4	10,7	12,6	27,7	72,3	Легкий суглинок
140–160	3,82	17,6	27,2	27,9	3,6	10,1	13,6	27,3	72,7	Легкий суглинок
160–180	3,92	18,2	29,2	27,8	2,8	10,1	11,9	24,8	75,2	Легкий суглинок

В то же время в современных черноземах обыкновенных карбонатных наблюдается распад скоплений карбонатов около пустот (вследствие деятельности мезофауны) и наличие карбонатных конкреций в железо-глинистом мелкодисперсном материале. Диагностировано присутствие гипса в нижней части профиля [Khokhlova et al., 2019].

Палеопочва Темерницкого городища в отличие от палеопочвы Нижне-Гниловского городища характеризуется наличием единичных гумусированных корневых каналов, более заметными на макроморфологическом уровне цветовыми переходами между генетическими горизонтами, низким содержанием $C_{орг.}$ в гумусовом горизонте, высоким содержанием карбонатных новообразований и меньшей глубиной залегания, высокими значениями pH среды, максимальными показателями потери при прокаливании верхних горизонтов, аналитически выявленным присутствием гипса с глубины 1 м, а также наименьшей дезинтеграцией карбонатных скоплений и большей степенью пропитки тонкодисперсной массы карбонатами.

Палеопочва Нижне-Гниловского городища имеет постепенные, размытые переходы между почвенными горизонтами, обилие мощных корневых каналов, прокрашенных темным гумусированным материалом, сильно размытые границы карбонатных новообразований, более выраженную степень зоотурбированности всего профиля, накопление органического углерода в верхних горизонтах, с глубины 60 см отмечено резкое возрастание CO_2-карбонатов, более низкие значения pH, потерь при прокаливании и гипса в нижней части профиля по сравнению с палеопочвой Темерницкого городища.

Проведенными исследованиями выявлено, что палеопочва Темерницкого городища, относящаяся к началу II в. н.э., имеет четкие признаки засушливости климата того времени. Палеопочва Нижне-Гниловского городища, относящаяся к концу II в. н.э., диагностируется морфологическими признаками и физико-химическими свойствами, подтверждающими то, что климат этого времени был более влажным.

Выводы. Основные характеристики изученных в хронологической последовательности палеопочв представлены в таблице 3.10. Анализ морфологических и физико-химических свойств палеопочв курганов «Дюнный», «Высочино» и «Темерницкий» показал, что с начала III тысячелетия, вплоть до конца II тысячелетия до н.э. палеоклиматическая фаза характеризовалась более теплым и влажным климатом. Это диагностируется высокой карбонатностью, гумусированностью и зоотурбацией профиля, наличием сплошной карбонатной пропитки горизонта B_{Ca} и сильнощелочной реакцией pH среды.

Полученные нами данные для разновозрастных палеопочв археологических объектов согласуются с данными, полученными другими авторами [Песочина, 2004, 2006, 2017, 2018; Нестерук, 2019; Khokhlova et al., 2019], которые установили, что для педогенеза Приазовья характерна нисходящая миграция легкорастворимых солей и гипса, трансформация солонцовых признаков, активное накопление гумуса, преобразование карбонатного профиля с увеличением подвижности карбонатов и выносом их на большие глубины, с ярко выраженным псевдомицелием. О более теплой палеоклиматической фазе на территории Приазовья в голоценовый период (III–I вв. до н.э. и V–X вв. н.э.) свидетельствует сплошная карбонатная пропитка иллювиальных горизонтов палеопочв. Миграционные формы карбонатных новообразований в виде псевдомицелия и прожилок преимущественно образуются в условиях постоянной подвижности карбонатов в черноземах в условиях повышенной увлажненности почвенного профиля. Сегрегационные формы карбонатов формируются в виде скоплений углекислых солей кальция, преимущественно в виде белоглазки, при недостаточном увлажнении и иссушении почвенного профиля [Лебедева, Овечкин, 2003].

В профиле погребенной почвы периода раннего железного века (объект «Кобяково городище») выявлены признаки, по которым можно определить, что изученные палеопочвы – террасовые черноземы – уже прошли стадию остепнения, дифференциации генетических горизонтов и структуры, формирования сегрегационных новообразований форм карбонатов в виде белоглазки. Профиль этой палеопочвы отличается высокой карбонатностью, зоотурбированностью и отсутствием признаков гидроморфизма. Раннежелезный век характеризовался периодическим чередованием аридных и гумидных климатических условий. По данным Климанова [2002] на основании анализа палеоклиматических кривых установлено, что экстремумы потеплений – 2000 и 1800 лет назад – тесно граничат с экстремумами похолоданий – 2200 и 1900 лет назад. Скачкообразная динамика процессов почвообразования влияла на формирование гумусового, карбонатного и солевого профилей. Аридность и континентальность климата донских степей рассматриваемого периода подтверждается данными антропологического анализа [Ларенок, 2008].

О смене палеоклиматических условий к началу II в. н.э. свидетельствуют полученные данные палепочв, погребенных под Темерницким городищем и имеющих признаки засушливости климата – уменьшение гумусированности, количества кротовин, отсутствие корневых каналов, наличие засоленности и загипсованности нижней части почвенного

Таблица 3.10. Морфологические характеристики почв археологических объектов и современной почвы на территории Приазовья

Показатели	Почвы							
	Аллювиальная (дерновая) насыщенная слоистая маломощная легкосуглинистая на пойменном суглинистом аллювии	**Чернозем обыкновенный карбонатный маломощный тяжелосуглинистый на глинистых отложениях**	**Чернозем карбонатный маломощный легкоглинистый на легкой лёссовидной глине (чернозем южный)**	**Чернозем террасовый маломощный легкоглинистый на глинистых отложениях**	**Чернозем обыкновенный карбонатный среднемощный легкосуглинистый на лёссовидном суглинке**	**Чернозем обыкновенный карбонатный среднемощный легкосуглинистый на лёссовидном суглинке**	**Чёрнозем обыкновенный карбонатный легкоглинистый на лессовидной глине**	**Чернозем обыкновенный карбонатный среднемощный тяжелосуглинистый на лёссовидном суглинке [Хохлова и др., 2018]**
Мощность гумусовых горизонтов (А+АВ), см	32	35–37	25	30	55	57–62	75	50–55
Глубина вскипания, см	32	0	37	0	55	15	37	7–9
Новообразования карбонатов в [B_{Ca}] горизонте: формы /встречаемость/ характер границ	Белоглазка, пропитка, пятна, прожилки /+++/ размыты	Пропитка (+++), мицелий (++), белоглазка (+)/ четкие	Белоглазка, пропитка, выцветы и налёты /+++	Карбонатный мицелий и паутина, пропитка, белоглазка /+++	Карбонатная пропитка и белоглазка /+	Мицелий, пропитка, белоглазка / +++/сильно размытые	Белоглазка, пропитка, мицелий /+++	Белоглазка, карбонатные выпоты, мицелий /+++/ нечеткая, диффузная
Затеки гумуса в нижние горизонты	+++	++	+	+++	+	++	+	++
Корневые каналы в [B_{Ca}]: частота	+++	+	Нет	+++	Нет	+++	Нет	+++
Кротовины в средней части профиля: частота	++	+++	++	+++	+	+++	+	+
Новообразования железа и марганца	Ожелезнения по ходам корней	Нет	Нет	Нет	+	Нет	Нет	Нет
Археологический объект	Курган-могильник «Дюнный»	Курган-могильник «Высочино»	Курган-могильник «Темерницкий-I»	Кобяково городище	Темерницкое городище	Нижне-Гниловского городище	Нет	Нет
Археологическая датировка	Начало 3 тыс. до н.э. (ранняя бронза)	1-я половина 2-го тыс. до н.э. (средняя бронза)	Конец 2-го тыс. до н.э. (средняя бронза)	раннее железо (I в. до н. э. – I в. н. э.)	Начало II в. н.э.	Конец II в. н.э.	Современная фоновая почва («Темерницкий-I»)	Современная фоновая почва, Танаис
Номера разрезов	03/07	5п-19, 6п-19	01/07		1п-17	3п-17	02/07	1–15

Примечание: – не обнаружено, + – редко, ++ – обычно, +++ – обильно

профиля. Следует отметить, что период аридизации был непродолжительный.

В палеочве, погребенной в конце II в. н.э. («Нижне-Гниловского городище»), появляются признаки увлажненности климата, что диагностируется в профиле наличием корневых каналов, прокрашенных гумусом, и затеков гумуса по корнеходам, большим количеством карбонатных новообразований в виде карбонатной пропитки и прожилок, сильно дезинтегрированной белоглазки, а также наличием зоотурбированности.

Проведенный анализ морфологических характеристик и физико-химических свойств палеопочв в хронологической последовательности показал, что в условиях климатической изменчивости на территории Приазовья в период голоцена формировались черты современных черноземов обыкновенных, при этом наиболее динамичными были процессы, формирующие гумусовый, карбонатный и солевой профили степных почв.

Почвенный покров островных и прибрежных ландшафтов дельты Дона

Таганрогский залив Азовского моря в литературе принято рассматривать как затопленную морем и расширенную абразией приустьевую часть долины Дона [Геология Азовского моря … 1974]. Побережье Таганрогского залива по строению рельефа и новейших отложений обнаруживает с одной стороны черты террасового комплекса долины Дона, с другой стороны – лиманного и дельтового устьевого комплекса [Величко, 1973; Сафронов, 1983]. Определяющую роль в формировании рельефа и почвообразующих пород Северо-Восточного Приазовья в плиоцен-четвертичное время сыграла флювиальная деятельность Дона и его притоков. В конце плиоцена и антропогене в связи с колебанием уровня вод в приемном бассейне дельта Дона и реки донского бассейна мигрировали на широком пространстве от Новочеркасска до Керченско-Таманской зоны [Величко и др., 2006; 2010]. Это привело к формированию на территории Северо-Восточного Приазовья сложно организованного аллювиального комплекса, включающего в себя русловые, пойменные, дельтовые и лиманные отложения.

Почвенный покров дельты Дона и Северного Приазовья отличается сложностью и комплексностью, которая связана с совокупностью природных факторов и разнообразием форм антропогенного воздействия на почвы. Значительные по протяженности берега Таганрогского залива и Азовского моря сложены лёссами и лёссовидными отложениями, чередующимися с горизонтами погребенных почв [Панов, Хрусталев, 1966; Попов, 1983]. Постилающие лёссы аллювиально-морские отложения, часто являющиеся водоносными или водоупорными горизонтами, вскрываются только в основании береговых обрывов. Такое строение берегов способствует развитию абразии, поскольку при размыве лёссовые породы, практически полностью лишенные песчаной фракции, по большей части выносятся в виде взвесей за пределы береговой зоны, не давая достаточного количества материала для формирования пляжей [Беспалова и др., 2015а, б].

Разрушение и отступание береговых обрывов происходит не только за счет волноприбойного воздействия, но и за счет склоновых процессов (преимущественно гравитационных, а также блокового смещения). Процесс этот происходит круглогодично и не прекращается даже в те периоды, когда волноприбойное воздействие на берег не осуществляется, хотя, вероятно, скорости разрушения в эти периоды снижаются.

В условиях, когда значительная часть рекреационных объектов и важнейших элементов инфраструктуры расположена непосредственно в береговой зоне, чрезвычайно важными являются оперативные мониторинговые мероприятия, связанные с состоянием берегов и трансформациями почвенного покрова.

Дельта Дона – это уникальная территория с различными ландшафтами, плодородными почвами, продуктивными пастбищами и сенокосами, богатым растительным и животным миром, которая участвует в формировании биоресурсного потенциала Азовского моря и Таганрогского залива. Современная дельта Дона представляет заболоченную низину, пересеченную прирусловыми валами современных рукавов и множеством ериков. В центральной части дельты возвышаются останцы надпойменной террасы – песчаные холмы до 5–6 м высотой. Множество мелких островов ограничивают дельту со стороны моря. Мелкие острова – приморская часть, остальные – внутренняя часть. Дельтовые острова (Джулька, Бирючий, Свиной и др.) поднимаются невысоко над уровнем воды, на некоторых из них имеются небольшие озера, из которых вытекают ерики с извилистыми очертаниями. Количество проток, ериков, рукавов, их густота увеличиваются по мере приближения к морю, а размеры островов уменьшаются. В дельте преобладают мелкие острова, оконтуренные узкими невысокими (0,2–0,5 м) грядами, которые образовались в результате отложения речных наносов. Исследованию экосистем дельты Дона посвящено немало работ [Курепин, 1989; Миноранский, 2004; Безуглова, Хырхылова, 2008; Дельта Дона, 2009; Экологический атлас Азовского моря, 2011; Польшина и др., 2011, 2014; Матишов и др., 2017; Матишов, 2018], однако островные и прибрежные ландшафты изучены недостаточно.

В данном разделе рассматриваются особенности формирования аллювиальных почв островных и прибрежных ландшафтов дельты Дона. Исследования проводили в 2014–2019 гг. в ходе комплексных экспедиций ЮНЦ РАН. Образцы почв и грунтов отбирались на островных и прибрежных частях дельты Дона: в северной части (гирло Мериново, гирло Кутерьма, гирло Широкое, река Мертвый Донец, ерик Церковный, гирло Свиное) и южной части (центральная, северо-западная и восточная части острова Свиной, восточный берег гирла Свиного, прибрежная территория р. Кагальник при впадении в гирло Свиное) (рис. 3.17).

В результате проведенных исследований выявлено, что в прибрежных и островных ландшафтах дельты Дона широко распространены аллювиально-луговые, лугово-аллювиальные, а также слоистые песчаные почвы дельтовых песков на почвообразующих породах различного генезиса. Почвенный профиль аллювиальных почв состоит из нескольких горизонтов (Ад–А–В–Bg–С), неоднороден и имеет четкую слоистость, связанную с чередованием песчаных слоев с темными суглинистыми прослойками (рис. 3.18).

Аллювиально-луговые слоистые оглеенные почвы на аллювиальных легкосуглинистых и среднесуглинистых отложениях имеют с поверхности дернину слоем до 5–10 см, мощность гумусового горизонта А не превышает 40 см, переходный горизонт В – слабослоистый со следами оглеения в виде отдельных ржавых и сизых пятен (см. рис. 3.18). В карбонатных разновидностях аллювиально-луговых почв отмечено вскипание соляной кислоты с поверхности и сплошная пропитка почвенной массы карбонатами. Глубина залегания грунтовых вод 100–150 см. Этот тип почв формируется на заливных лугах с луговой разнотравной растительностью при развитии следующих почвообразовательных процессов: поемного, аллювиального, дернового и глееобразования.

Аллювиально-луговая слоистая карбонатная почва на аллювиальных отложениях имеет мощность гумусового горизонта А+В не более 85 см, по гранулометрическому составу верхние горизонты среднесуглинистые, нижележащие – тяжелосуглинистые. Почвенный профиль неоднороден и имеет четкую слоистость, связанную с чередованием песчаных слоев с темными суглинистыми прослойками. Формируются аллювиально-луговые почвы под воздействием следующих почвообразовательных процессов: поемного, аллювиального, дернового и глеевого, они занимают свыше 60 % территории островов дельты Дона (см. рис. 3.18).

Лугово-болотные почвы дельты Дона сочетают признаки как луговых, так и болотных почв. Мощность гумусового горизонта А+В не более 40 см, вниз по профилю отмечены затеки гумуса, ржавые пятна оксидов железа появляются с 25 см, сизый (голубоватый) оттенок нижней части профиля связан с постоянным затоплением и развитием восстановительных

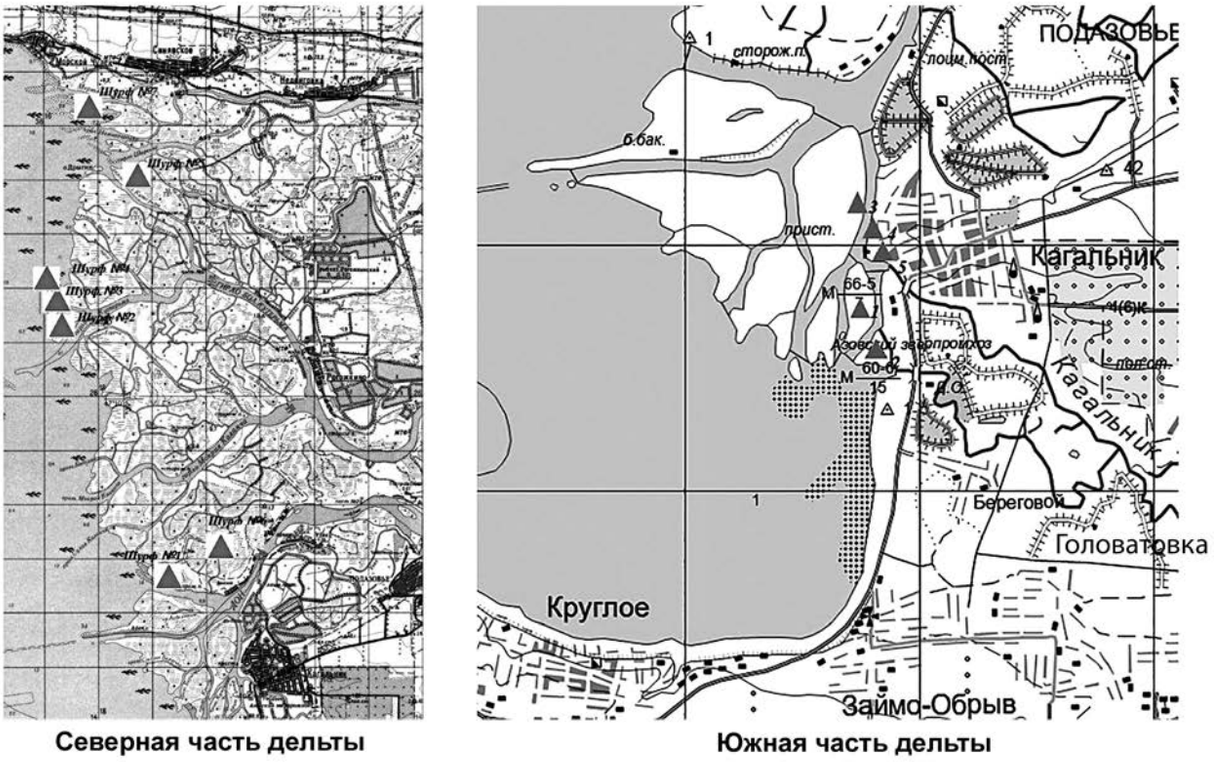


Рис. 3.17. Схема расположения ключевых участков островных и прибрежных ландшафтов дельты Дона

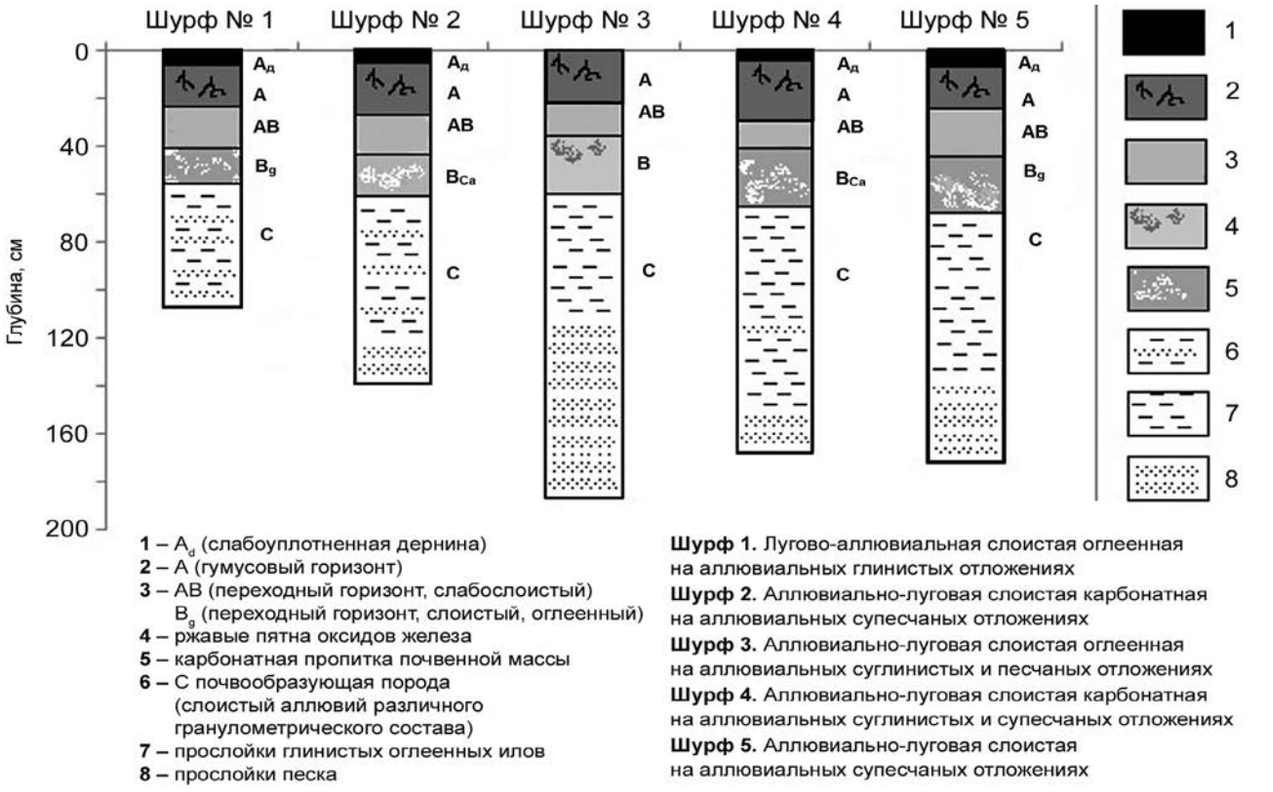
процессов. Для образования лугово-болотных почв разной степени засоления характерными почвообразовательными процессами являются дерновый, солончаковатый и глеевый. Они зачастую занимают внутренние части островов.

В период полевых работ выявлено, что в структуре почвенного покрова островных и прибрежных ландшафтов дельты Дона образуются комплексы различных аллювиальных почв с чередованием ареалов слоистых дельтовых песков на почвообразующих породах различного генезиса. Почвообразующей породой для 58–62 % аллювиальных почв островов является слоистый аллювий различного гранулометрического состава. Дельтовые песчаные почвы характеризуются рыхлым строением, слабой оструктуренностью и небольшим содержанием органического вещества. В строении профиля отмечены верхний горизонт с более высокой оструктуренностью, насыщенный корнями растений, темными затеками гумуса и нижележащие песчаные горизонты, сменяющиеся однородной толщей светлых песков. Ими сложена западная часть о. Джулька, периферийные части островов Бирючий, Кривой, Свиной [Сушко, Ильина, 2018, 2019].

Вся дельта сложена отложениями голоценового возраста и интенсивно расчленена многочисленными гирлами, ериками и староречьями, многие из которых прослеживаются в море под современными морскими осадками. В голоцене протекала интенсивная аккумуляция различных типов отложений, формировавшихся как в субаэральных, так и в прибрежно-морских условиях при регулярных сгонно-нагонных явлениях, затоплениях паводковыми водами и периодических отложениях слоев аллювия. Со второй половины XX в. осадконакопление в дельте происходит на фоне зарегулированного речного стока. Это привело к увеличению площадей, занятых тонкими илистыми осадками, и сокращению площадей аккумуляции песчаных наносов [Матишов и др., 2017].

Почвы островных и прибрежных территорий дельты Дона относятся к группе типов аллювиальных пойменных и дельтовых почв. Отличительной чертой почв является регулярное затопление паводковыми водами и отложением слоев аллювия [Безуглова, Хырхырова, 2008]. Периодическое затопление паводками и близость грунтовых вод обусловливают особенности водного режима и генезиса, что отражается в специфике их строения [Классификация и диагностика … 1977].

Анализ полученных данных почвенных шурфов, а также литературных исследований середины XX в. [Полынов, 1921; Захаров, 1946; Шанцер, 1951; Смирнов, 1966] показал, что доля русловых и дельтовых песков сокращается, а возрастает доля пойменных и старичных песков. Пойменные и старичные пески сложены преимущественно пылеватыми фракциями, горизонтально- или линзовидно-слоистыми, содержащими примесь глинистого, а иногда и органиче-



1 – $A_д$ (слабоуплотненная дернина)
2 – A (гумусовый горизонт)
3 – AB (переходный горизонт, слабослоистый)
B_g (переходный горизонт, слоистый, оглеенный)
4 – ржавые пятна оксидов железа
5 – карбонатная пропитка почвенной массы
6 – C почвообразующая порода (слоистый аллювий различного гранулометрического состава)
7 – прослойки глинистых оглеенных илов
8 – прослойки песка

Шурф 1. Лугово-аллювиальная слоистая оглеенная на аллювиальных глинистых отложениях
Шурф 2. Аллювиально-луговая слоистая карбонатная на аллювиальных супесчаных отложениях
Шурф 3. Аллювиально-луговая слоистая оглеенная на аллювиальных суглинистых и песчаных отложениях
Шурф 4. Аллювиально-луговая слоистая карбонатная на аллювиальных суглинистых и супесчаных отложениях
Шурф 5. Аллювиально-луговая слоистая на аллювиальных супесчаных отложениях

Рис. 3.18. Морфологическое строение почвенных профилей аллювиальных почв дельты Дона

ского материала, мелкозернистый песок заиленный, серого, темно-серого или зеленовато-серого цвета.

Доля маломощных аллювиальных почв, сформированных на слоистом аллювии, представленном пойменными и старичными песками, расширяется. В настоящий момент она занимает не только части крупных островов, омываемые слабопроточными ериками, но и берега крупных водотоков, в частности северо-восточные части гирла Широкого, острова на выходе из гирла Кутерьма. В литературе [Шанцер, 1951; Смирнов, 1966] в данных секторах дельты Дона подобные типы почв не описаны, повсеместно указывалось распространение луговых и лугово-аллювиальных почв.

Увеличение площади маломощных аллювиальных почв, сложенных тонкими отложениями, приводит к уменьшению их устойчивости при ветровой эрозии, особенно в засушливые периоды, изменению гранулометрического состава, потери органического вещества и формированию ареалов почв с низким уровнем плодородия.

Дельтовые пески представлены в основном тонко- и мелкозернистыми отложениями, которые формируются в условиях активного влияния морской воды. Они распространены по периферии района исследования дельты Дона (Мертвый Донец, северный берег гирла Мокрая Каланча). Серо-желтые пески обогащены пылеватым и глинистым материалом, часто встречаются остатки ракуши. Согласно фондовым данным, дельтовые пески слагали практически всю западную границу дельты [Захаров, 1946; Самохин, 1958; Смирнов, 1966], в настоящий момент их площадь не превышает 10 % изученной территории.

На основе анализа картографических данных и результатов лабораторных анализов выделено 3 почвенно-экологических ареала дельты Дона с проявлением определенных почвенных процессов. Для каждого ареала характерны различные почвенные показатели, сформированные при развитии преобладающих почвообразовательных процессов: поемного, аллювиального, дернового и глееобразования в условиях интенсификации антропогенной нагрузки в современный период (рис. 3.19).

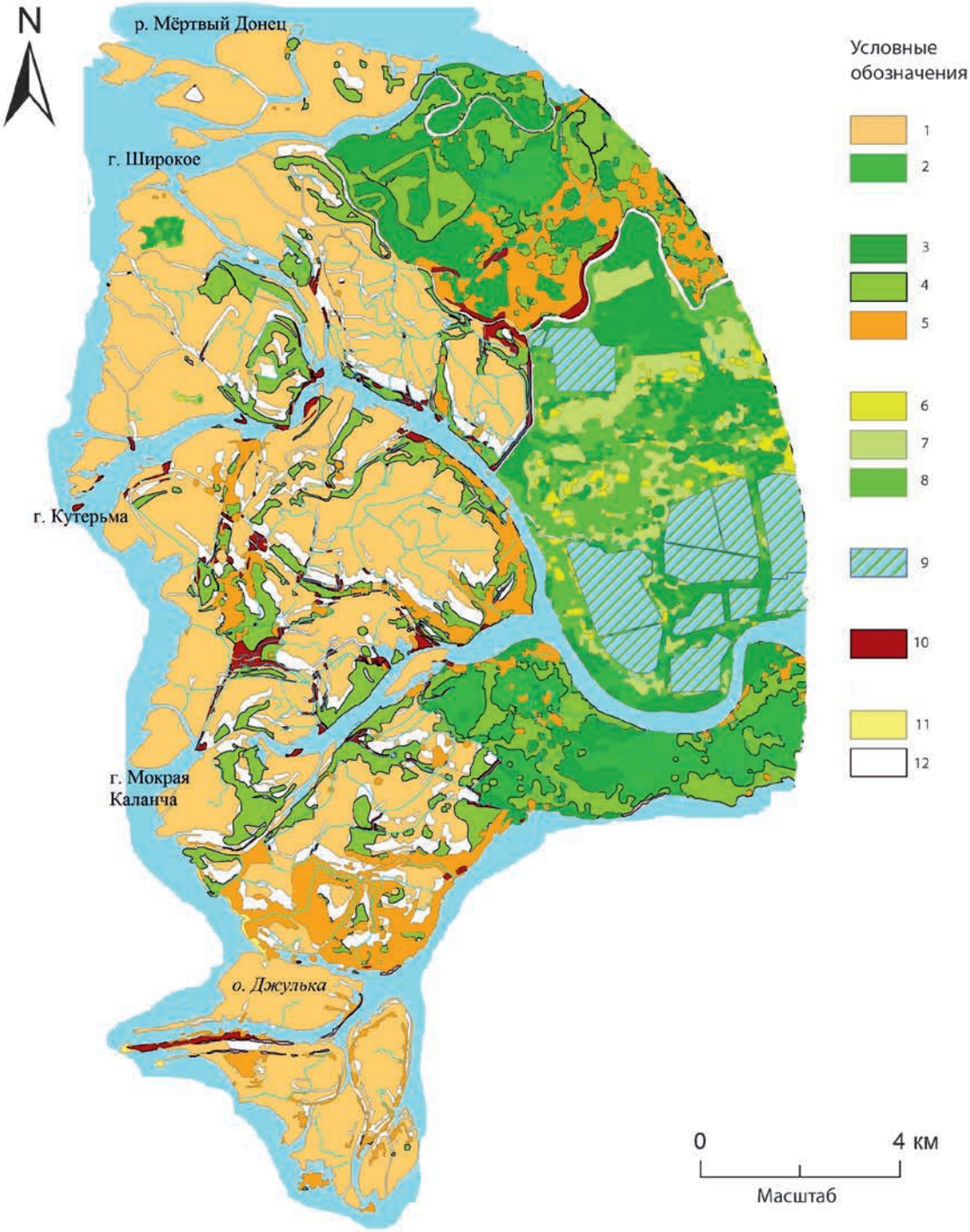
Почвенный ареал в северной части дельты Дона (острова между р. Мёртвый Донец и гирлом Кутерьма; площадь изученных островов составляет 10,784 км^2) характеризуется развитием глеевого процесса и заилением верхних горизонтов.

Для центральных островов дельты Дона (между гирлом Кутерьма и ериком Церковный; площадь изученных островов составляет 29,014 км^2) характерно развитие солонцового процесса, а также здесь формируются большие площади сильносмытых почв с различной степенью деградации.

Южные острова (между ериком Церковный и протокой Каменик; площадь изученных островов составляет 7,334 км^2) характеризуются дегумификацией, развитием процессов слитизации, а также периодическим подтоплением и смывом верхнего плодородного слоя почвы.

Выводы. В результате проведенных исследований выявлено, что в настоящее время происходит перераспределение слоистого песчаного аллювия по профилю дельтовых почв, который является основной почвообразующей породой. В почвенном профиле отмечены четкие признаки гидрогенной аккумуляции веществ (потеки гумуса, ржавые пятна оксида железа, сизые пятна оглеения) и дельтовых условий почвообразования (горизонтальная слоистость профиля, прослойки песка, глинистых оглеенных илов и др.). Физико-химические свойства аллювиальных почв связаны с условиями развития почвообразовательных процессов – поемного, аллювиального, дернового и глееобразования [Сушко, Ильина, 2018, 2019].

Сравнительный анализ полученных данных с фондовыми материалами исследуемой территории середины XX в. показал, что в структуре почвенного покрова дельты Дона произошли изменения: луговые и лугово-аллювиальные почвы крупных водотоков преобразовались в маломощные аллювиальные слоистые почвы, сформированные на пойменных и старичных песках, в результате заиления и перераспределения стоков твердых наносов. Это связано с усилением антропогенной нагрузки на экосистему Нижнего Дона, развитием гидротехнического строительства, сельского хозяйства, увеличением плотности населения Северо-Восточного Приазовья.



1. Маломощные аллювиальные почвы на слоистом песчаном аллювии
2. Маломощные аллювиальные карбонатные почвы на супесчаных отложениях
3. Лугово-болотные и болотные почвы
4. Лугово-аллювиальные слоистые оглеенные почвы на отложениях пойменных и старичных песков
5. Аллювиально-луговые карбонатные почвы в комплексе с лугово-аллювиальными солонцеватыми почвами
7. Аллювиально-луговые слоистые оглеенные почвы на аллювиальных суглинистых и песчаных отложениях
8. Аллювиальные слоистые оглеенные почвы на аллювиальных супесчаных отложениях
9. Антропогенные пруды, валы
10. Интразональные почвы древесных насаждений
11. Маломощные песчаные почвы, сформированные на дельтовых песках
12. Сильносмытые лугово-аллювиальные почвы с различной степенью деградации

Рис. 3.19. Общая почвенная карта островной и прибережной части дельты Дона

3.4. ЭТАПЫ СООРУЖЕНИЯ ПЛОТИН, ПЕРЕСЫПЕЙ, КАНАЛОВ И ТРАНСФОРМАЦИЯ РЕЧНОГО СТОКА В АВАНДЕЛЬТЕ ДОНА (XVIII–XXI вв.)

Строительство Цимлянской плотины, а в последующем Константиновского, Кочетовского и других низконапорных гидроузлов, образовавших русловые водохранилища со слабыми скоростями стокового течения, кардинально изменило гидрологический, гидрохимический и гидробиологический режимы Нижнего Дона. Вместе со значительным изменением перераспределения жидкого стока за счет срезки максимального стока в период весеннего половодья резко уменьшилась величина твердого стока. Если до возведения Цимлянского гидроузла среднегодовой суммарный твердый сток составлял 4358 тыс. т, то в конце XX – начале XXI в.он снизился до 236 тыс. т, то есть в 18,5 раз. Такая трансформация жидкого и твердого стоков в условиях зарегулированного режима явилась последним аккордом на пути антропогенного преобразования рельефа авандельты Дона и таганрогского взморья. Важно знать более ранние этапы индустриального воздействия на рельеф низовий Дона, историю сооружений плотин, пересыпей каналов и, как следствие, хронику трансформации речного стока в дореволюционный и советский периоды.

Анализ динамики максимальных значений водности бассейна р. Дон дает основание выделить в XVIII–XXI вв. два крупных цикла. Первый охватывает период с 1880 по 1942 г. В нем выделяются 1881–1882, 1915–1918 и 1940–1942 гг. с максимальным годовым стоком более 50 км^3 (табл. 3.11). Второй, более засушливый цикл характерен для второй половины XX в. Наибольшие годовые объемы стока реки, до 35 км^3, отмечались в 1962–1963, 1979–1981, 1993–1995 гг. Явный спад водных ресурсов в бассейне Дона отражает эпоху маловодья.

Донская дельта представлена множеством больших и малых островов, разделенных гирлами, протоками и судоходными каналами (рис. 3.20, 3.21) [Белявский, 1872, 1888; Матишов, Ермолаев, 2017]. За г. Азовом река начинает делиться на Каланчу, собственно Дон и другие рукава, а за х. Донским разветвляется на гирла: Свиное, Песчаное, Кривое, Бирючье. На спутниковых снимках островов всей дельты

Таблица 3.11. Характеристика водности рукава Старый Дон в исторический период 1735–2018 гг.

Исторический период	Гидрологические условия	Среднегодовой расход, м^3/с	Средний из максимальных, м^3/с / Средний из минимальных, м^3/с	Средний из максимальных расходов при затоке морских вод, м^3/с (обратные течения)
до 1736 г.	Естественные условия	200	1000 / 0	700
1735–1894	Искусственное засорение, формирование Азовского переката	120	600 / 0	700
1853–1856	В устьях основных гирл были созданы искусственные преграды в виде затопленных барж с камнем	80	600 / 0	400
1894–1902	Были произведены дноуглубительные работы на участке Азовского переката до 8 футов (2,4 м) (при сильных сгонах глубина составляла всего 4 фута (1,2 м))	120	700 / 0	400
1903	Дноуглубительные работы позволили углубить Азовский перекат до 3,6 м	140	800 / 0	400
1910	Городское управление Азова ходатайствует о расчистке искусственных заграждений в гирле Мериново с целью получения в нем глубины 12 футов (3,6 м) и возможности сообщения с Таганрогским рейдом	150	800 / 0	600
с 1928 г. по настоящее время	Завершение строительства Азово-Донского морского канала. Прорезь основного судоходного канала на участке рукава Старый Дон составила 5–11 м	230	1000 / 0	800

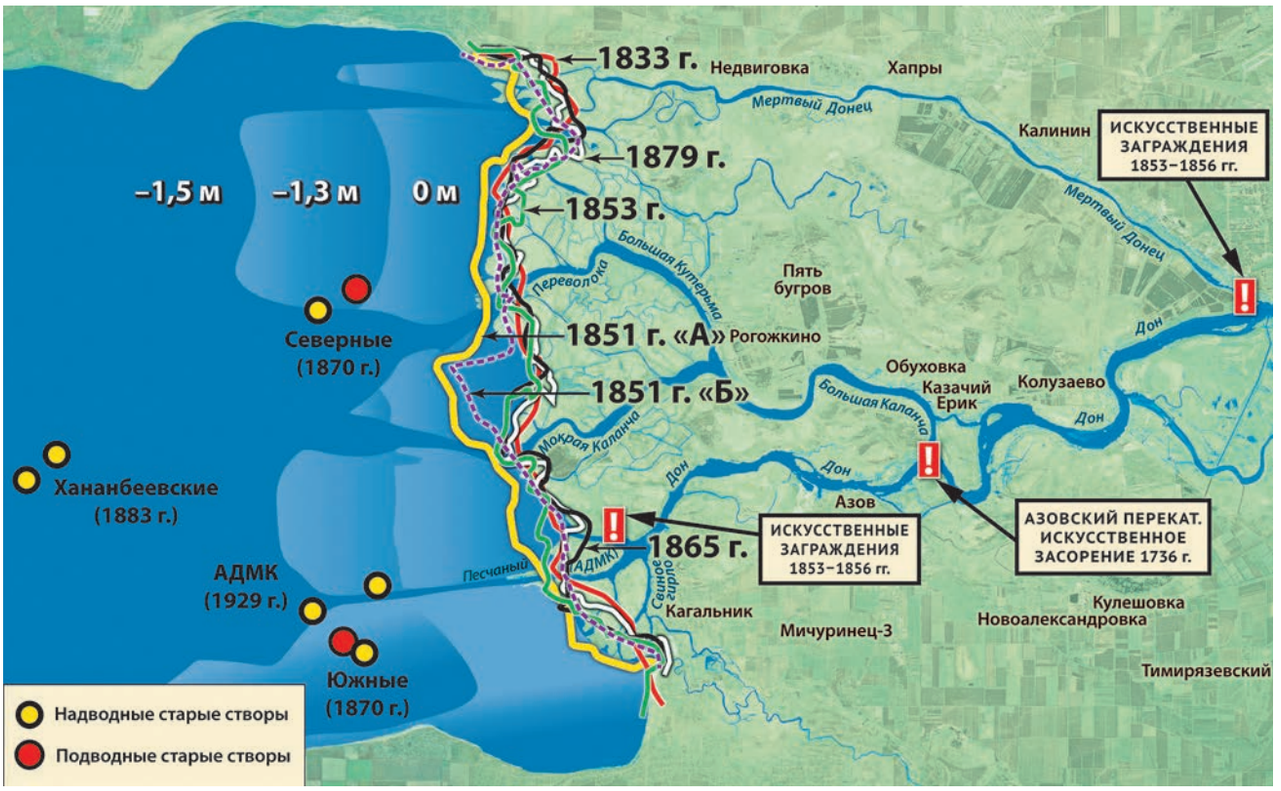


Рис. 3.20. Современная гидрографическая сеть дельты Дона

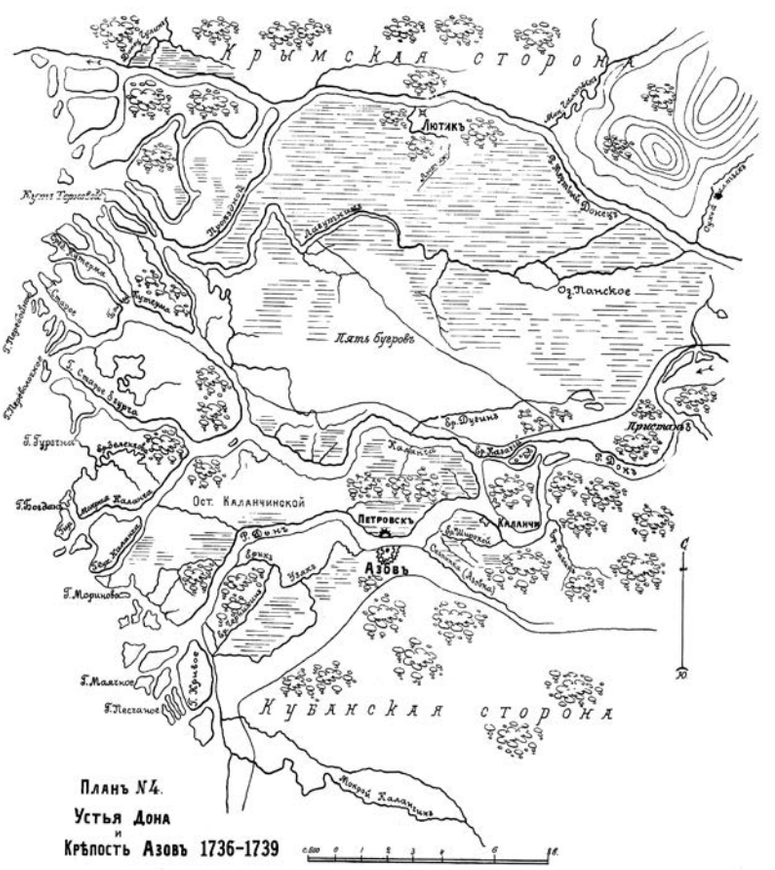


Рис. 3.21. Дельта р. Дон, основные рукава и протоки в 1736–1739 гг.

отчетливо видны мелкие речки. Ерики являются неглубокими рукавами донских проток и гирл. Они служат каналами-дренажами, по которым вода скатывается после выхода на поверхность островов во время нагонов.

Штормовые юго-юго-западные ветры, «черноморки», формируют экстремальный (на 3–4 м) подъем уровня воды в Таганрогском заливе. В ходе сильной бури в ноябре 1831 г. в окрестностях Кагальника вода поднялась на 14 футов (более 4 м) [Григорьев, 2011]. Летом серьезные проблемы создает т.н. верховка – юго-восточный ветер с Сальских степей. Суховей выгоняет воду из Таганрогского залива. Происходит обмеление речного русла на значительном расстоянии и пересыхание мелководий устьевой части. При штиле вода стремится заполнить протоки и гирла дельты со скоростью в среднем 0,5–1,5 км/ч. В период оборотной низовки, при резкой смене верховки на сильную черноморку, скорость течения оказывается намного больше. После зарегулирования стока Дона в 1952 г. резко возросли темпы заиления взморья и в результате произошло преобразование всей экосистемы дельты.

На историческом этапе, охватывающем последние 320 лет, авандельта Дона и в частности Старый Дон подверглись рукотворной «перестройке». В период Азовских походов Петра I в 1696 г. корабли с осадкой 3,5 м могли проходить все рукава Старого Дона и выходить в Таганрогский залив. В период Русско-турецкой войны 1735–1739 гг. при оставлении турками крепости Азов рукав Старый Дон был намеренно пересыпан строительным материалом и забит затопленными плоскодонными судами. В результате образовался знаменитый Азовский перекат (см. рис. 3.20). В своей работе «Донские гирла» [Белявский, 1872, 1888] П.В. Белявский высказывает следующее предположение: «Столь значительное обмеление этого рукава произошло не только по естественным причинам, но также и вследствие умышленного засорения, произведенного турками. При оставлении османами Азова русским весь камень от взорванных азовских укреплений бросили в воду с целью засорить реку. Есть также основания предполагать, что с той же целью ими было затоплено несколько судов на самом фарватере. Предположение это представляется довольно правдоподобным, так как и в настоящее время глубина выше и ниже Азова достигает 20 футов (6 м) и более, и только перед самым Азовом образуется обширный перекат с наименьшей глубиной 4–5 футов».

В период Крымской кампании 1853–1856 гг. для недопущения прохода в Дон эскадр английского и французского флотов в устьях гирл были созданы искусственные преграды в виде затопленных барж с камнем. В работе А. Туишева «Хроники истории строительства АДМК[1]» [Туишев, 2013] отмечается, что в 1853–1856 гг. главные протоки Дона оказались полностью перекрыты затопленными баржами, груженными камнем, и заградительными сооружениями. Этот факт был подтвержден специальной комиссией под руководством контр-адмирала Г.И. Бутакова, прибывшего в 1857 г. для обозрения портов Азовского и Черного морей [Туишев, 2013].

В 1893 г. в результате дноуглубительных работ на участке Азовского переката глубина достигла 8 футов (2,4 м). Но при сильных сгонах глубина составляла всего 4 фута (1,2 м). В 1903 г. углубить Азовский перекат удалось до 3,6 м. В 1910 г. городское управление Азова ходатайствовало о расчистке искусственных заграждений в Мериновом гирле с целью получения в нем глубины 12 футов (3,6 м) и возможности сообщения с Таганрогским рейдом. В начале XX в. в рукаве Старый Дон после значительных работ по дноуглублению Азовского переката улучшился водообмен, увеличились скорости стокового течения, произошло незначительное перераспределение стока [Соколов, 1911; Зилов, 1913].

Заметным фактором, изменявшим естественную циркуляцию водных масс в кутовой части Таганрогского залива и, как следствие, ставшим условием седиментации речных выносов на устьевом взморье Дона была сеть искусственных островов – навигационных створных знаков. Еще в конце XVII в. по Указу Петра I от января 1699 г. напротив гирла Кутерьма были построены два маяка, а от кутюрьминского устья в сторону залива был забит свайный ряд, предназначенный для ограждения будущего судового хода. Остальные гирловые рукава были перегорожены плотинами, а их судоходное значение отчасти было утрачено.

В период начала активной деятельности Комитета донских гирл в 1870-х гг. были выстроены монументальные створные знаки: два в южной части Таганрогского залива и два в морской части гирла Переволока. В 1883 г. на подходном участке к порту Таганрог построены еще два створных знака, получившие название Ханбеевские. При строительстве Азово-Донского морского канала в 1929 г. в его створе появились два насыпных острова и на них – два створных знака. В итоге вдоль взморья на протяжении 9 км выстроились в цепь восемь искусственных островов (см. рис. 3.21).

Искусственные насыпи-преграды в виде Азовского переката и искусственная преграда в устье гирла Мериново создавали условия для слабого водообмена и заболачивания проток. Искусственная насыпь просуществовала до начала XX в. и была окончательно срезана в 1926–1927 гг. при строительстве Азово-Донского морского канала. Кардинальное изменение гидрологического режима рукава Старый Дон

[1] АДМК – Азово-Донской морской канал.

произошло после завершения строительства АДМК. Прорезь основного судоходного канала на участке рукава Старый Дон составила 5–11 м. Канал был прорыт глубиной 13,5 футов (4,11 м), его протяженность составила 21 км. Подходной глубоководный канал значительно изменил уровневый режим, увеличил уклон дна, что привело к увеличению дальности действия стоковых течений на предустьевом взморье.

Результатом интенсивных дноуглубительных работ стали судоходные подводные каналы. Так, в 1902 г. ширина судоходного канала составляла 120 м, глубина – до 4 м. Углубленный участок гирла Егурча прорезал наиболее возвышенную часть бара с глубинами не менее 1,5 м [Соколов, 1911; Зилов, 1913; Туишев, 2013]. В естественных условиях донской бар до проведения интенсивных дноуглубительных работ являлся «природной» насыпной низконапорной плотиной, которая значительно регулировала расходы воды, способствуя тем самым уменьшению скорости водного потока как на устьевом взморье, так и в дельте. То есть в период межени и маловодья гидрологический режим в дельте Дона носил «лиманный» характер с минимальными скоростями стокового течения, что способствовало в том числе и более интенсивному прогреву водной массы.

С отсутствием естественной преграды увеличился уклон. Вместе с этим увеличилась скорость водного потока, что отразилось на понижении уровня воды в дельте в период сгонных явлений. В подтверждение этого приведем вывод из отчета Комитета донских гирл за 1904 г.: «В последние года, когда с общим углублением всего судоходного канала совершенно исчез морской бар, служивший могучим препятствием для чрезмерного падения воды во время сильных сгонных северо-восточных ветров, стали наблюдаться необычайные понижения горизонта воды, которые ранее даже не были известны местным старожилам. Так, например, в 1904 г. сгон воды был настолько силен, что рейки у плавучего маяка, поставленного в конце канала на расстоянии 18 верст от устья р. Переволоки, показывали 10,5 фут ниже нуля» [Отчёт Комитета … 1906; Зилов, 1913].

На представленном графике (рис. 3.22) отражены годовые минимальные уровни воды на Лоцмейстерском посту Комитета донских гирл в период с 1872 по 1912 г. [Белявский, 1888; Журналы Ростовского … 1892; Зилов, 1913]. Здесь наблюдаем значительное изменение уровневого режима с начала 1900-х гг. Такое участившееся обмеление в дельте р. Дон связано с отсутствием естественной преграды в виде донского бара и со значительным увеличением уклона дна на участке подводной гряды.

Анализ распределения стока на узловом участке рукава Старый Дон в естественных условиях

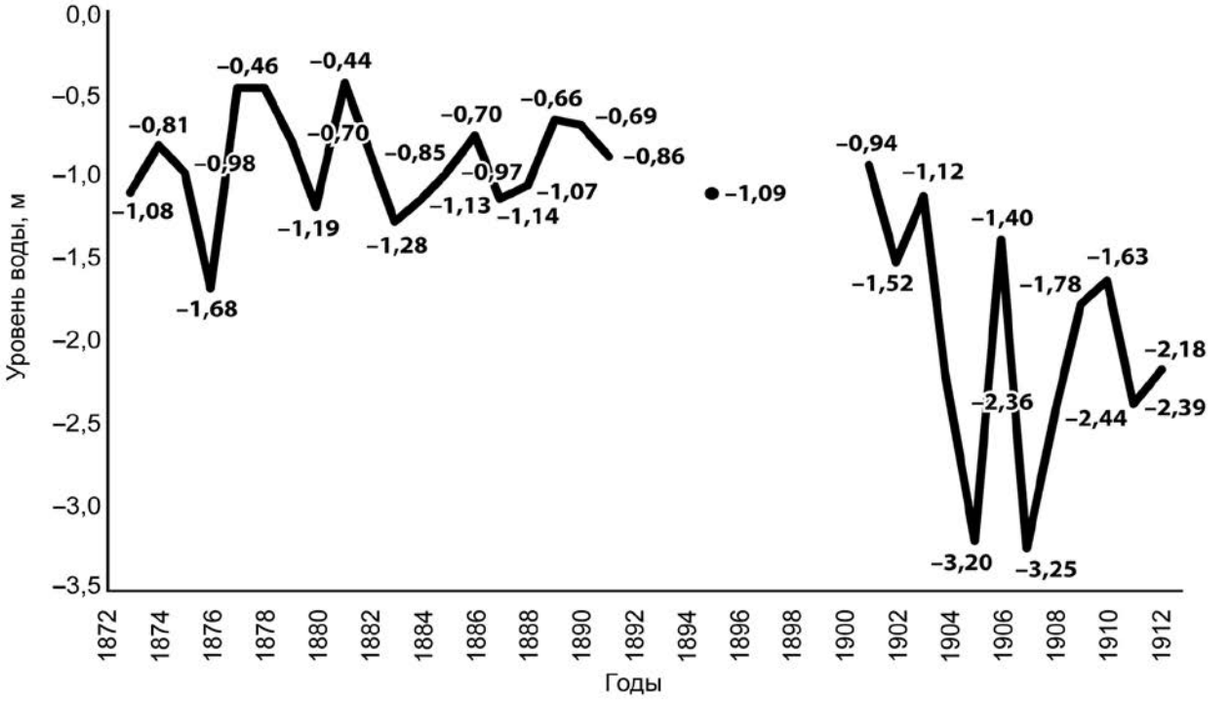


Рис. 3.22. Годовые минимальные уровни воды (м) на Лоцмейстерском посту Комитета донских гирл в период 1872–1911 гг.

в 1924–1927 гг., а также после строительства АДМК в 1928–1932 гг. позволяет заключить, что произошло значительное увеличение стока в гирле Песчаном (почти в 2 раза) и небольшое (на 5 %) уменьшение стока в гирлах Мериново, Свиное и Кривое. В дальнейшем по результатам съемок для самого полноводного (1963) и самого маловодного (1972) годов наблюдаем резкое, в 5,7–12 раз, уменьшение стока в гирле на юге дельты Дона. Резкое уменьшение стока в гирле в период уже после основных дноуглубительных работ при прокладке морского канала позволяет сделать вывод, что для еще большего увеличения стока в АДМК в истоках гирл были проведены работы по созданию искусственных насыпей.

Появление углубленных участков в дельте Дона привело к значительному переформированию стока в крупных рукавах. У ключевого узла разветвления Дона между рукавами Большая Каланча и Старый Дон произошло значительное перераспределение стока. Доля водного стока в рукаве Старый Дон достигла 30 % (рис. 3.23). Закономерно увеличились скорости стокового течения как в речной, так и в морской части канала. Существенная трансформация и перераспределение стока произошли на узловом участке между гирлами Свиное, Мериново, Песчаное и Кривое. Так как основная прорезь прошла на участке протоки Песчаной, доля стока увеличилась в 4–6 раз. В это же время значительно уменьшился сток в гирла Свиное и Кривое – в 6–12 раз. В гирло Мериново доля стока уменьшилась в 1,5–3,8 раза (см. рис. 3.23).

Основной тенденцией геоморфологических процессов в дельтах рек является более интенсивная эрозия правого берега. И из-за наращивания конуса выноса наносов и отчасти искривления русла происходит уменьшение уклона до критических значений. Вероятно, в период весеннего половодья происходит прорыв преграды и устремление водотока в сторону большего уклона, что сопровождается даже спрямлением русла (аналог меандрирования). На отрезке времени, когда основной поток вод Дона был направлен по руслу Мертвого Донца, произошло упомянутое удлинение. В итоге уклон вдоль русла Старого Дона стал в 1,14 раза выше, чем уклон вдоль русла рукава Мертвый Донец. Тогда основной поток стока направился по рукаву Старый Дон. Прорезь судоходных каналов вдоль рукава Старый Дон еще более увеличила этот уклон.

Значительно возросшая амплитуда сгонов – нагонов усилила этот процесс в связи с концентрацией

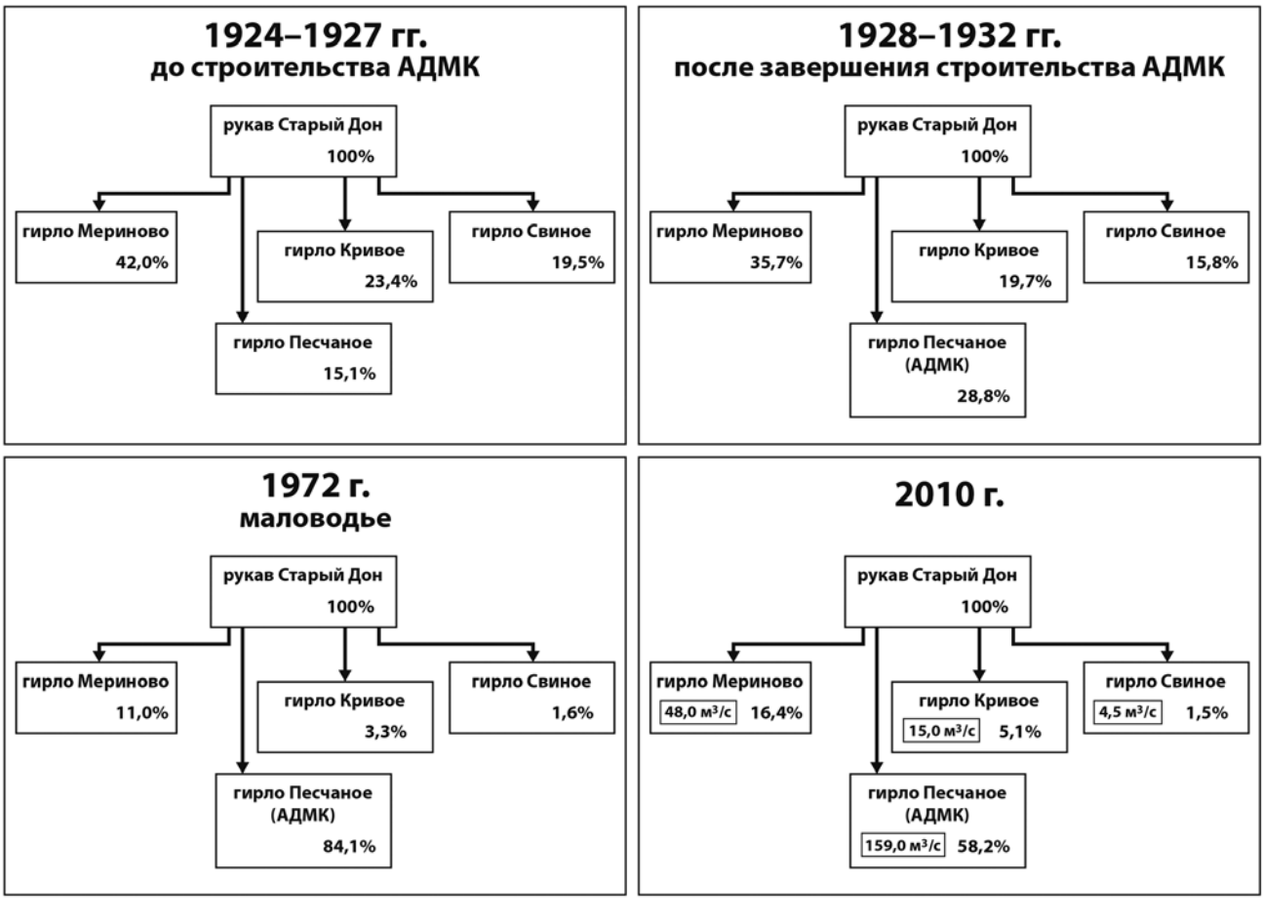


Рис. 3.23. Перераспределение стока Дона между рукавами за 100 лет

на единицу ширины потока волновой энергии. При этом более свободное проникновение морских потоков увеличило подмыв (эрозию) левого берега Старого Дона. Водоток на спаде после нагонов уровня вкупе со стоковым потоком и потоком весеннего половодья приводил к усиленной эрозии правого берега рукава Старый Дон. Таким образом, в том числе из-за гидравлико-морфологических, морфолитологических причин, происходит перестройка стока в дельте Дона. В устье рукава Старый Дон следует ожидать размыва берегов с приданием очертания устью в форме диффузора, как это происходит в приливных устьях рек. Однако это предварительные выводы. Следует дополнительно вести измерения течений на стадии подъема и спада уровней при нагонах и сгонах.

Целесообразно разработать двумерную численную гидродинамическую модель устьевой области Дона, опираясь на существующие модели Азовского моря.

Несколько сглаживающий или даже противоположный эффект имеет строительство Цимлянского водохранилища. В связи с изъятием части стока растянулись во времени весенние паводки, уменьшилось влияние волны весеннего половодья. В результате усилился вынос из дельтовой зоны наносов, отложившихся в рукавах в течение года. При этом уменьшался уклон русла рукава Старый Дон и, соответственно, снижалась доля стока через этот рукав (рис. 3.24).

Очевидно, что решающее значение в дельте имеют морфометрические характеристики водопо-

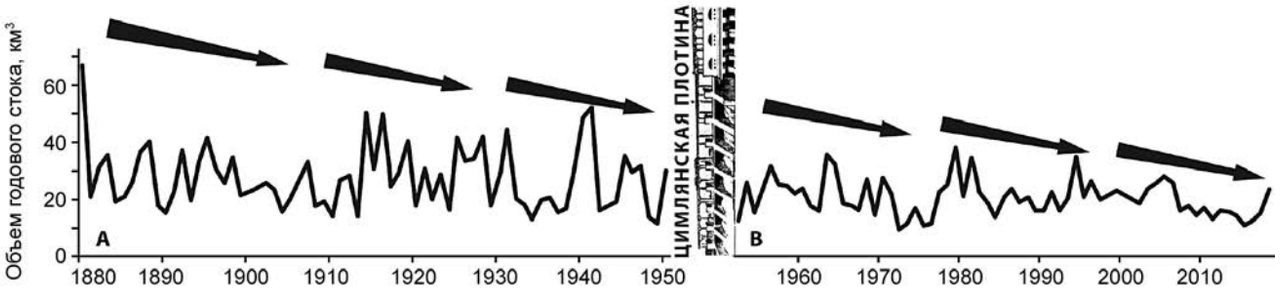


Рис. 3.24. Многолетнее колебание объемов годового стока Дона в ГП Раздорское в период 1880–1951 гг. (естественный сток) и в период 1952–2018 гг. (зарегулированный сток)

токов. Так, если на некотором участке Старого Дона имеется рукав, такой как гирло Кривое, то распределение водного потока будет пропорционально площадям сечений указанных объектов. Разумеется, такой подход – это грубое допущение, но качественно правдоподобное. Предстоит собрать информацию о площадях сечения донского стока и основных рукавов Дона. Тогда можно будет определить уровень и потоки донской воды в рукава.

Целесообразно выделить два типа рукавов (рис. 3.25): мелководный (+ широкий) и глубоководный (+ узкий). У них разная чувствительность к колебаниям уровня воды и объемам стоков. Очевидно, что мелководный (см. рис. 3.25а) тип сильно, а глубоководный (см. рис. 3.25б) слабо реагирует на такие изменения. Поэтому при снижении донского стока основной поток будет поступать в глубокое гирло Песчаное. Зато при увеличении донского стока относительно резко возрастает поток в мелкие гирла Кривое и Свиное. При наличии информации о динамике сечений представляется возможность реализовать довольно простую модель для расчетов.

Результатом собранного и проанализированного архива из нескольких исторических источников является вывод о значительном изменении подводной топографии и гидрологического режима дельты р. Дон со второй половины XIX и в начале XX века. К главным факторам относятся сооружение искусственных каналов и проведение интенсивных дноуглубительных работ на устьевом донском баре. Созданный в 1865 г. Комитет донских гирл для поддержания устойчивого судоходства произ-

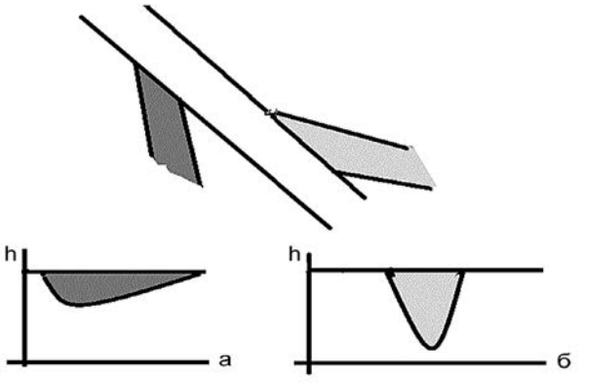


Рис. 3.25. Сечение мелководного (а) и глубоководного (б) рукавов

водил дноуглубительные работы как в дельте, так и в устьевом донском баре. Следует также учитывать, что участившиеся в последний период процессы адвекции, то есть проникновения соленых вод в дельту р. Дон, не были характерны в условиях до прорытия двух глубоководных каналов [Матишов, Ермолаев, 2017; Матишов, Григоренко, 2017]: из-за естественных поднятий в виде устьевого донского бара черноморские интрузии наблюдались значительно реже, только при прохождении исключительно редких по высоте и скорости продвижения нагонных явлений.

В будущем при проектировании новых судоходных каналов важно учитывать намеченные закономерности перераспределения речного стока во времени и пространстве.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение Азовского моря имеет длительную историю (около полутора веков). В целом на сегодняшний день наметилось сближение взглядов исследователей на общую схему развития Азово-Черноморского бассейна в конце плейстоцена и в голоцене. Подавляющее большинство из них пришли к выводу, что в течение указанного периода этот внутренний водоем пережил крупный регрессивно-трансгрессивный цикл развития, связанный с позднеплейстоценовым похолоданием и различными климатическими фазами во время последующего потепления в голоцене. В то же время отмечается расхождение взглядов по вопросу о времени проявления и размаха наложенных колебаний, осложнявших общий ход развития трансгрессии.

В последние годы было накоплено довольно много информации об особенностях развития водных и наземных экосистем Приазовья и Предкавказья. Полученные новые данные позволяют проследить с большей детальностью и достоверностью изменения, происходившие на протяжении голоцена.

Большой пласт информации об изменениях окружающей среды в прошлом накоплен в результате комплексных исследований **донных отложений** бассейна Азовского моря. Этот внутренний бассейн имеет сложную историю развития, поэтому данные о них позволяют выявить достаточно подробную последовательность гидрологических событий и коррелировать их с климатическими и ландшафтными региональными изменениями. Сопоставление региональной специфики колебания уровня Азово-Черноморского бассейна, гляциоэвстатических изменений уровня Мирового океана, а также анализ кернов бурения (до 6–10 м) и грунтовых колонок, определение абсолютного возраста отложений позволяют выделить на данный момент до 7–10 чередовавшихся трансгрессий и регрессий Азовского моря на протяжении последних 10 тыс. лет. Установлено, что в центральной части его акватории верхние 2–2,8 м донных отложений сложены осадками новоазовского времени, сформировавшимися в последние 3 тыс. лет [Матишов и др., 2018б]. В единичных случаях в колонках мощностью до 3 м, отобранных в восточной части моря, были отмечены древнеазовские отложения. Противоположная картина наблюдается в акватории Таганрогского залива. Здесь нижние части грунтовых колонок средней мощностью 1–2 м повсеместно сложены преимущественно отложениями древнеазовского или более древнего возраста. Мощность же новоазовских отложений в этом районе сравнительно невелика (20–45 см), что указывает на транзитный характер осадконакопления в указанный временной период.

Древнеазовская стадия развития Азовского моря охватывает временной интервал от 7,5 до 3,1 тыс. л.н. и характеризуется максимальным расширением морских границ в голоцене. Проявлением этого являются древние береговые валы, вскрытые многочисленными скважинами на расстоянии 35–40 км от современного берега Азовского моря в районе современной дельты р. Кубань [Измайлов, 2010]. Большое влияние на все процессы, происходившие в это время в Азовском море, оказала древнеазовская (иначе называемая новочерноморская, или джеметинская) трансгрессия. Ее пик находится в хроноинтервале 6–4 тыс. л.н. и соотносится с климатическим оптимумом голоцена [Матишов и др., 2016, 2018б].

На полученных записях высокоразрешающего непрерывного сейсмоакустического профилирования, проведенного на площади Таганрогского залива, были выявлены характерные различия в строении голоценовой осадочной толщи. На сейсмопрофилях прослеживается выработанная в глинах абразионная терраса, бровка которой расположена на расстоянии около 3 км от клифов южного берега залива. В центральной и восточной частях залива отчетливо выделяются валообразные положительные формы рельефа (с относительной высотой 2–3 м), погребенные под слоями осадков, отложившихся около 4,5–5,5 тыс. л.н. Такое строение погребенного палеорельефа может быть обусловлено деятельностью речных потоков (палео-Дона и его притоков) на ранних этапах голоценовой истории и последующим развитием трансгрессии, в результате которой низменные прибрежные территории были затоплены водами наступающего моря. Комплексный анализ новых данных, полученных нами, также свидетельствует о существовавших около 2,5 тыс. л.н. (время проявления фанагорийской регрессии) мелководных условиях в границах акватории Азовского моря. По всей видимости, обмеление максимально (до −5… −6 м относительно современного уровня) проявилось на площади дна современного Таганрогского залива. В результате падения уровня моря осушенное морское дно залива стало подвергаться активной денудации, а прибрежная зона представляла собой низменную заболоченную сушу, дренируемую реками. С востока в море впадал палео-Дон, протекавший по осушенной кутовой части Таганрогского залива. Судя по строению осадочной толщи донской дельты, основным в это время был ее северный рукав (Мёртвый Донец) [Зайцев, Зеленщи-

ков, 2009]. В целом проведенный анализ донной фауны из грунтовых колонок позволяет с определенной долей уверенности говорить о локализации морского бассейна на стадии фанагорийской регрессии от Темрюкского залива на юге до Белосарайской косы на севере. На акватории Таганрогского залива граница моря, по всей видимости, доходила до современных изобат 5–6 м. Абсолютные датировки отложений указывают, что на уровне 5–6 тыс. л.н. (в начальную стадию развития новочерноморской трансгрессии) начали формироваться береговые аккумулятивные тела (азовские косы).

Около 2,0–2,5 тыс. л.н. уровень моря вновь стал подниматься. В это время проявилась нимфейская трансгрессия, которая достигла своего пика в интервале 1,5–1,8 тыс. л.н. В этот период соленость моря постепенно понижалась, и донные сообщества с доминированием стеногалинных Bivalvia сменялись сообществами с эвригалинными видами. Это хорошо видно по видовому составу малакофауны из донных осадков, образовавшихся около 1,7 тыс. л.н. Следует отметить, что колебания уровня моря в это время не были однонаправленными и состояли из нескольких трансгрессивных и регрессивных фаз [Матишов и др., 2016]. Подъем уровня моря на стадии нимфейской трансгрессии способствовал интенсивной абразии берегов Азовского побережья. В результате этого в морской бассейн стали поступать значительные объемы терригенного материала, в основном пелитовой и алевритовой размерности. В итоге в верхней части осадочной толщи Азовского моря, сформировавшейся за последние 2–2,5 тыс. лет, преобладают илы, чередующиеся с маломощными прослоями ракушечных и песчаных отложений.

Трансгрессией была затронута практически вся площадь современной донской дельты. Здесь отлагались пески, содержащие примесь ракушечного материала (до 30 %), и илы различных типов [Зайцев, Зеленщиков, 2009; Иванов и др., 2013]. Процесс подтопления пригодных для проживания островов в центральной части донской дельты вызвал миграцию населения в III в. до н.э. на возвышенные участки коренного берега. Именно в это время на берегу Мёртвого Донца был основан город Танаис [Экологический атлас … 2011; Матишов, Польшин, 2019].

На протяжении последних 1,0 тыс. лет природные условия в границах акватории Азовского моря и на прилегающих территориях не претерпевали серьезных изменений и в основном были обусловлены влиянием климата. В результате этого могли происходить малоамплитудные (в пределах 1–2 м) повышения и понижения уровня моря. Некоторыми исследователями понижение уровня Чёрного моря, происходившее в интервале 1,2 тыс. л.н. до 600 л.н., связывается с корсуньской регрессией [Martin, Yanko-Hombach, 2011; Болиховская и др., 2016; Ковалева и др., 2017б].

Климатические и ландшафтные реконструкции, а также результаты биостратиграфических и литологических исследований донных отложений, образовавшихся за последние 150 лет, отражают условия, близкие к современным, и свидетельствуют о некотором повышении уровня моря после очередного спада [Матишов и др., 2012а, б].

На протяжении голоцена условия осадконакопления в Азовском море постоянно менялись в зависимости от изменения объемов твердого стока рек, близости абразионных берегов, глубин морского бассейна, течений, штормовой активности и условий развития гидробионтов. Одной из особенностей седиментации Азовского моря являются чрезвычайно высокие темпы накопления осадочного материала, благодаря чему за эпоху голоцена на морском дне сформировалась толща отложений, мощность которой в некоторых местах может достигать 40 м [Геология Азовского моря ... 1974].

Использование результатов абсолютного датирования донных отложений позволило нам произвести оценку интенсивности поступления осадочного материала на акваторию моря за последние 6,5 тыс. лет его развития. По нашим данным, полученные усредненные значения скоростей осадконакопления на протяжении древне- и новоазовского этапов развития Азовского моря могли меняться от 0,2 до 2 мм/год в зависимости от районов аккумуляции аллохтонного и автохтонного материала. Минимальные значения скоростей седиментации отмечены в районах транзита и слабой аккумуляции осадочного материала и совпадают с направлениями основных морских течений. В геоморфологическом плане эти площади приурочены к участкам абразионных и абразионно-аккумулятивных равнин. Максимальные значения скорости осадконакопления характерны для центрального района моря, являющегося основной зоной аккумуляции и совпадающего с областью максимальных глубин [Матишов и др., 2009].

Свои коррективы в распределение осадочного материала вносит тектонический режим. Так, скорость седиментогенеза значительно выше в районах, приуроченных к прогибам и испытывающих в голоцене опускание со скоростью более 3 мм/год. Участки с интенсивностью движений от 1 до 3 мм/год характеризуются меньшей скоростью осадконакопления, а со значениями менее 1 мм/год – даже абразией коренного субстрата дна [Хрусталев, 1989; Матишов и др., 2016].

Важный вклад в понимание происходивших в Азовском море и на прилегающей территории палеоэкологических изменений вносят **биострати-**

графические данные. Проведенные исследования позволили достаточно подробно изучить **флору диатомовых водорослей**, существовавшую на протяжении среднего и позднего голоцена в открытой части Азовского моря и на акватории Таганрогского залива [Ковалева, Золотарева, 2013; Ковалева и др., 2017а; Kovaleva et al., 2015]. В результате анализа донных отложений, накопившихся за последние 6,5 тыс. лет, было выявлено 87 таксонов диатомовых водорослей (рангом ниже рода), а также покоящиеся споры динофитовых водорослей (Dinophyta) и стоматоцисты золотистых водорослей (Chrysophyta). В целом можно отметить, что диатомовая флора средне- и верхнеголоценовых отложений Азовского моря и Таганрогского залива быстро реагировала на смену палеоэкологических условий (повышение или снижение уровня моря), на что указывает частота смены доминирующих таксонов. Важно, что результаты, полученные по материалам диатомового анализа, хорошо коррелируют с кривой колебания уровня моря, построенной на основе геолого-морфологических методов [Измайлов, 2005; Ковалева и др., 2015, 2017а]. Несмотря на то что точные хронологические привязки трансгрессивно-регрессивных фаз Азовского моря в голоцене еще нуждаются в уточнениях, уже сейчас можно с уверенностью сказать, что временные интервалы изменений уровня моря в Азовском море не совпадают с трансгрессивно-регрессивными циклами в Черноморском бассейне, имеют свои региональные особенности, связанные с относительной изолированностью от Черного и Каспийского морей.

За период существования Азовского моря в его бассейне отмечены неоднократные и довольно значительные изменения климата (периоды аридизации и гумидизации) и связанная с ними смена гидрологогидрохимического режима (трансгрессивно-регрессивные фазы). Результаты диатомового анализа показывают довольно четкую корреляцию изменений видового состава микроводорослей с этими колебаниями. Так, начало суббореального периода (5500–5000 лет назад) характеризовалось гумидными условиями, что совпало с трансгрессивной зоной, выделенной по диатомовым (Aa2a). Следующая фаза отличалась усилением аридизации и сопоставима с регрессивной зоной (Aa2c). Очередной этап гумидизации климата в Приазовье совпадает с началом новочерноморской трансгрессии (Aa3). Длительный период аридизации в середине суббореального периода можно связать с возникновением фанагорийской регрессии, а начало нимфейской трансгрессии (около 2000 лет назад) определенно совпадает с периодом увлажнения климата в субатлантический период. Таким образом, можно отметить, что климатические изменения имели разный масштаб воздействия на бассейн Азовского моря, иногда совпадая по времени, а чаще предшествуя периодам подъема или снижения уровня в водоеме [Ковалева и др., 2017а].

Весьма информативными для реконструкции условий окружающей среды в прошлом являются **спорово-пыльцевые спектры** колонок донных отложений Азовского моря и датированных культурных слоев археологических памятников.

Как показали полученные данные о составе спорово-пыльцевых спектров донных отложений, ведущим компонентом в растительном покрове Приазовья на протяжении всего голоцена являются травянистые растения – полыни, маревые и злаки. Такое стабильное содержание основных доминант свидетельствует о широком развитии степей как зонального типа растительности на протяжении голоцена. Структура интразональных элементов растительного покрова при этом подвергалась заметным трансформациям [Дюжова, 2013].

Согласно полученным данным, наиболее теплым и засушливым был атлантический период голоцена, к концу которого, в интервале около 6200–5700 календ. л.н., произошло некоторое увлажнение климата. Суббореальный период в Приазовье отличался довольно продолжительное время благоприятными условиями увлажнения. На протяжении последних 6000 лет в растительном покрове происходили постоянные динамические процессы, отражающие смену климатических условий. Вторая половина голоцена включала в себя четыре относительно гумидные (5500–4000, 3200–2500, 1800–1500, 650–150 лет назад) и четыре более сухие фазы (4700–4600, 4000–3200, 2500–1800, 1500–650 лет назад) [Матишов и др., 2018а].

Ландшафты современного типа сформировались на юге Европейской России только в позднем голоцене, около 2500 л.н. [Кременецкий, 1991; Спиридонова, 1991]. Формирование современной зональности связано с процессом постепенного ослабления роли природных ключевых видов (крупных фитофагов) и замены ее антропогенными воздействиями на фоне незначимых колебаний климата. В ходе формирования современной зональности ареалы ключевых видов растений с конца плейстоцена до позднего голоцена оставались практически неизменными. Существенные изменения областей распространения этих видов датируются уже историческим временем. Присутствие пыльцы видов – индикаторов человеческой деятельности прослеживается в толще отложений с возрастом около 3500 календ. лет. На развитие земледелия указывает постоянное наличие в спектрах пыльцы культурных злаков Cerealia и грецкого ореха *Juglans regia*. Изменения состава и соотношения основных компонентов спорово-пыльцевых спектров отложений, накопившихся в ин-

тервале с 1500 календ. л.н. до 650 календ. л.н., показали, что климат стал более засушливым [Матишов и др., 2018а].

Результаты палинологического анализа отложений колонок, соответствующих возрасту 650–150 календ. л.н., указывают на заметную перестройку растительного покрова. Изменения в составе растительности, вероятно, были связаны с похолоданием, сопровождающимся расширением площадей пойменных лесов в долине Дона и его притоков и развитием байрачных лесов в Восточном Приазовье. Эта фаза похолодания и увлажнения климата может быть интерпретирована как проявление в Приазовье Малого ледникового периода [Mann et al., 2009], известного на территории Северного полушария [Палеоклиматы … 2009]. Климатические и ландшафтные реконструкции для последних 150 лет отражают условия, близкие к современным, с активным участием антропогенного фактора в формировании растительного покрова.

Изучение **погребенных почв** из ряда многослойных археологических памятников Приазовья (Недвиговское, Кобяковское, Темерницкое, Нижне-Гниловское городища, могильники Дюнный, Темерницкий I, Высочино), а также сравнительно недавно сформированных почв на островах дельты р. Дон вносит свой вклад в понимание динамики трансформации климата и ландшафтов в регионе. Проведенный анализ морфологических характеристик и физико-химических свойств палеопочв в хронологической последовательности показал, что в условиях климатической изменчивости на территории Приазовья в период голоцена формировались черты современных черноземов обыкновенных, при этом наиболее динамичными были процессы, формирующие гумусовый, карбонатный и солевой профили степных почв.

В частности показано, что ранний железный век характеризовался периодическим чередованием аридных и гумидных климатических условий. На основании анализа палеоклиматических кривых установлено, что экстремумы потеплений – 2000 и 1800 л.н. – чередуются с экстремумами похолоданий – 2200 и 1900 л.н. [Климанов, 2002]. Скачкообразная динамика процессов почвообразования влияла на формирование гумусового, карбонатного и солевого профилей. О более теплой палеоклиматической фазе на территории Приазовья в голоценовый период (III–I вв. до н.э. и V–X вв. н.э.) свидетельствует сплошная карбонатная пропитка иллювиальных горизонтов палеопочв. На смену палеоклиматических условий к началу II в. н.э. указывают полученные данные палепочв, погребенных под Темерницким городищем, которые имеют признаки засушливости климата (уменьшение гумусированности, количества кротовин, отсутствие корневых каналов, наличие засоленности и загипсованности нижней части почвенного профиля). Следует отметить, что период аридизации был непродолжительный.

Трансформация почвенного покрова происходит и в настоящее время. Сравнительный анализ полученных данных с фондовыми материалами исследуемой территории середины XX в. показал, что в структуре почвенного покрова дельты Дона произошли изменения: луговые и лугово-аллювиальные почвы крупных водотоков преобразовались в маломощные аллювиальные слоистые почвы, сформированные на пойменных и старичных песках в результате заиления и перераспределения стоков твердых наносов. Это связано с усилением антропогенной нагрузки на экосистему Нижнего Дона, развитием гидротехнического строительства, сельского хозяйства, увеличением плотности населения Северо-Восточного Приазовья.

Территория Приазовья, Прикаспия и Предкавказья в голоценовую эпоху активно осваивалась человеком начиная с мезолита. На протяжении мезолита и неолита основу хозяйствования племен в Восточной Европе составляли охота и рыбалка, но при этом имеются явные свидетельства о развитии сельского хозяйства [Формозов, 2003]. В энеолите роль рыболовства и охоты снижается вдвое, основным источником белковой пищи становятся продукты животноводства. По мере увеличения народонаселения в Приазовье и в Предкавказье на протяжении голоцена все больше сказывалось влияние деятельности человека на водные и наземные экосистемы, больший размах приобретали факторы, влиявшие на изменение биологического разнообразия. О характере и масштабах влияния местных жителей на животный мир можно судить по **костным остаткам** из культурных слоев многочисленных памятников региона.

Анализ добываемой населением Приазовья, а также нижних течений рек Кубани и Дон ихтиофауны на разных этапах голоцена указывает на важную роль рыболовства начиная с энеолита. Количество добываемой рыбы и видовой состав в значительной степени изменялись в разные эпохи в зависимости от предпочтений, наличия других источников белковой пищи, степени вовлеченности в торговлю дарами моря и рек. В неолите рыба составляла существенную часть рациона. Но с развитием животноводства рыболовство уходит на второй план, и это в целом сохраняется до наших дней. Несмотря на активный промысел, заметных различий в размерах и видовом разнообразии рыб на протяжении последних 9,5 тыс. лет не наблюдается. Размеры вылавливаемых в прошлом рыб в общем сходны с современными, отличаются только несколько большими средни-

ми размерами [Цепкин, 1989]. Согласно археоихтиологическим данным, на Нижнем Дону, Кубани и в Азовском море с неолита до современности наблюдается сходный видовой состав рыб, что указывает на отсутствие в этот временной отрезок существенных гидрологических и гидрохимических изменений характеристик низовий Дона и Кубани, Керченского пролива. И только в начале XX в. в связи со значительным увеличением численности населения отдельные формы ценных промысловых видов (белуга, шип, севрюга и тарань) становятся редкими и значительно сокращают свой ареал.

Сокращение ареалов и численности крупных ключевых видов **наземных диких животных** наблюдалось на протяжении всего голоцена. Для бронзового и железного веков отмечается общий тренд уменьшения доли остатков диких и увеличения доли сельскохозяйственных животных в культурных слоях археологических памятников на юге Восточной Европы. Некоторое увеличение доли охоты было отмечено в ряде памятников раннего средневековья (VII–X вв.). Но в период развитого средневековья (XIII–XVI вв.) количество остатков представителей дикой фауны существенно сокращается (рис. 3.5). К этому времени на Дону произошло уменьшение количества тебеневочных животных и увеличение удельного веса крупного рогатого скота, более требовательного к уходу и стойловому содержанию, но и более продуктивного. К концу средневековья (в эпоху Ренессанса) значительно уменьшилась численность дикой лошади тарпана *Equus gmelini* (*=E. ferus*), дикого быка-тура *Bos primigenius*, зубра *Bison bonasus*, сайги *Saiga tatarica* и бобра *Castor fiber*. В итоге на равнинной части юга Восточной Европы в позднем голоцене были уничтожены бурый медведь *Ursus arctos*, переднеазиатский лев *Panthera leo persica*, туранский тигр *Panthera tigris virgata*, тарпан *Equus gmelini* (*=E. ferus*), кулан *Equus hemionus*, зубр *Bison bonasus*, тур, или первобытный бык, *Bos primigenius*, джейран *Gazella subgutturosa*. Учитывая незначительный уровень климатических колебаний в позднем голоцене по сравнению с ранним и средним голоценом, представляется, что исчезновение целого ряда представителей фауны было связано именно с всё увеличивающимся антропогенным прессом и в меньшей степени – с биотическими и абиотическими изменениями условий среды (рис. 3.6). Массовое развитие сельского хозяйства и животноводства, а также разрастание селитебных территорий (благодаря благоприятному географическому положению, климатическим условиям региона и распространению черноземов) привели к значительному сокращению площадей естественных биотопов многих крупных диких представителей фауны.

В конце голоцена (конец средневековья, XVI–XVII вв.) человек стал основным средообразующим фактором в регионе – в это время была достаточно велика численность населения и сельское хозяйство достигло высокого уровня развития. В ходе антропогенной деятельности происходит не только трансформация и истощение почв, изменение биологического разнообразия. Кроме воздействия на наземные экосистемы, осуществляется воздействие на экосистему Азовского моря и крупных рек (Кубань и Дон) путем активного изменения гидрологического режима. Начиная со второй половины XIX в. отмечается значительное изменение подводной топографии и гидрологического режима дельты р. Дон. К главным факторам таких воздействий относятся сооружение искусственных каналов и проведение интенсивных дноуглубительных работ на устьевом донском баре. В итоге за последние 320 лет авандельта Дона, и в частности Старый Дон, подверглась заметному рукотворному преобразованию [Матишов и др., 2019в].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОЙ АНАЛИЗ

Обработка проб для спорово-пыльцевого анализа выполнена по стандартной сепарационной методике В.П. Гричука [1940]. Спорово-пыльцевые диаграммы были построены с помощью специализированных программ [Grimm, 1990]. При расчете для построения пыльцевых диаграмм за 100 % была принята сумма пыльцы древесных и травянистых растений (∑= AP+NAP, где AP: arboreal pollen – пыльца деревьев и кустарников, NAP: non-arboreal pollen – пыльца трав и кустарничков). Процентные соотношения пыльцы водных растений и спор рассчитаны от этой же суммы. В случае малого содержания таксонов в спектре на спорово-пыльцевой диаграмме применялось его изображение с дополнительным контуром с увеличением в 10 раз. Значками “+” и “•” на диаграммах обозначены таксоны, встреченные единично.

ДИАТОМОВЫЙ АНАЛИЗ

В работе обобщены данные диатомового анализа 26 колонок, отобранных на акватории Азовского моря в период с 2006 по 2016 г. при помощи прямоточной грунтовой трубки. Мощность отложений в изученных колонках от 1,5 до 3 м. Отбор образцов для диатомового анализа производили с частотой 2–3 см, иногда через 10 см.

При выделении сворок диатомовых из грунта применяли методику последовательного отмучивания осадка, кипячения (сжигание органики) и обогащения пробы с помощью тяжелой жидкости ПД-6 (с удельным весом 2,6 г/см^3) [Жузе, 1953; Диатомовые водоросли … 1974]. Пробы кипятили с добавлением 3 % перекиси водорода, а в случае, если пробы содержали большое количество органики и требовали дополнительной обработки, – добавляли несколько кристаллов бихромата калия. В дальнейшем пробы несколько раз промывали дистиллированной водой (с использованием центрифугирования) .

В связи с тем что донные отложения Азовского моря содержат большое количество пеллитовых частиц, близких по размеру и удельной плотности к диатомовыми водорослями, для изучения морфологии панцирей диатомовых в сканирующем электронном микроскопе была разработана оригинальная методика пробоподготовки [Ковалева и др., 2015; Неврова и др., 2016]. Образец пробы («кольцо»), полученный после извлечения сворок с помощью тяжелой жидкости ПД-6, отмывали дистиллированной водой методом повторного центрифугирования. Эксикат пробы (0,5–1 мл), отмытой от тяжелой жидкости, фильтровали через ядерные мембранные фильтры Nucleopor (Track-Etch Membrane) с диаметром пор 10 мкм. Фильтрация осуществлялась как самотеком, так и с использованием вакуумного насоса, но во всех вариантах ее скорость не превышала одну каплю за пять секунд. Материал, полученный в осадке на фильтре, повторно (3–5 раз) промывали дистиллированной водой. Фильтр со створками диатомовых водорослей высушивали при комнатной температуре и приклеивали на столик для сканирующего электронного микроскопа, применяя специальный «серебряный клей» (проводящую серебряную краску для создания канала стока заряда на непроводящих образцах). Как показали наши исследования, использование фильтров с диаметром пор менее 10 мкм (2 и 5 мкм) не целесообразно, поскольку они задерживают большое количество пелитовых частиц. В то же время диатомовые водоросли с размером менее 10 мкм обнаружены на фильтре (с диаметром пор 10 мкм) в количестве, достаточном для видовой идентификации и изучения морфологической изменчивости.

Для видовой идентификации диатомовых водорослей в световом микроскопе изготавливали постоянные препараты с использованием анилин-формальдегидной смолы Эльяшева [Эльяшев, 1957] и смолы Naphrax. Для идентификации диатомовых водорослей использовали световой микроскоп Leica DME, а также сканирующий электронный микроскоп Carl Zeiss EVO 40 XVP. Определение таксономической принадлежности микроводорослей выполнено по монографическим сводкам, отдельным работам и определителям, традиционно используемым в диатомовом анализе.

Для построения диатомовых диаграмм в постоянном препарате учитывали не менее 400 створок. При подсчете обломков учитывали сохранность панциря (½, ¾, ¼) и в соответствии с этим пересчитывали, чтобы сопоставить количество обломков разного размера с целыми створками. Исключение составляли образцы, в которых панцири диатомовых водорослей отсутствовали или же были в минимальном количестве. В этом случае подсчет велся в 50 полях зрения микроскопа, при увеличении ×40. Для построения диатомовых диаграмм использовали программу Tilia 2.1.1.

АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Абсолютный возраст определялся радиоуглеродным методом (^{14}C) по образцам раковин моллюсков из колонок донных отложений Азовского моря в Лаборатории геоморфологических и палео-

географических исследований полярных регионов и Мирового океана им. В.П. Кёплена Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета под руководством Х.А. Арсланова [Матишов и др., 2016; 2018б]. В монографии используются значения календарного возраста, приведенные на основании калибровочной программы “OxCal 4.2” (калибровочная кривая “IntCal 13”).

ПЕДОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Почвенные образцы отбирали по генетическим горизонтам насыпной курганной толщи, почвенного профиля погребенной почвы и современной почвы. Макроморфологическое изучение осуществлялось непосредственно в полевых условиях, где определялся характер неоднородности почвенной массы. Мезоморфологическое изучение образцов проводили под бинокуляром МБС-10 в диапазоне увеличений от 5 до 32, что позволило определить характер новообразований и включений, их форму и размеры. Гранулометрический состав почв выполнен методом растирания с раствором пирофосфата натрия в модификации С.И. Долгова и А.И. Личмановой [Вадюнина, Корчагина, 1973], гумус в почве определяли методом И.В. Тюрина в модификации В.Н. Симакова, pH водный – потенциометрически (ГОСТ 26423-85) при помощи pH-метра-иономера «Эксперт-001», карбонаты определяли по методу С.А. Кудрина, подвижные формы фосфора по методу Б.П. Мачигина [Аринушкина, 1970]. Номенклатура исследованных почв приведена в соответствии с новой классификацией почв России [Классификация и диагностика … 2004] и частично отражает подходы старой «Классификации и диагностики почв СССР» [1977].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агаджанян А.К. Раннеплейстоценовые грызуны Приазовья // Вестник МГУ. 1970. № 3. С. 74–78.

Александрова Л.Н., Найденова О.А. Лабораторно-практические занятия по почвоведению. Л.: Агропромиздат, 1986. 295 с.

Александровский А.Л. Изменения почв и природной среды на юге России в голоцене // OPUS: Междисциплинарные исследования в археологии. 2002. № 1–2. С. 109–119.

Александровский А.Л. и др. Эволюция почв и палеосреды античных городов юга Европейской России / А.Л. Александровский, Е.И. Александровская, А.В. Долгих // Изв. РАН. Сер. геогр. 2010. № 5. С. 73–86.

Андреева И.А., Лапина Н.Н. Методика гранулометрического анализа донных осадков Мирового океана и геологическая интерпретация результатов лабораторного изучения вещественного состава осадков. СПб., 1998. 45 с.

Антипина Е.Е., Моралес А. «Ковбои» восточноевропейской степи в позднем бронзовом веке // OPUS: Междисциплинарные исследования в археологии. 2005. № 4. С. 29–49.

Анфимов Н.В. Рыбный промысел у меотов // Проблемы археологии и этнографии. Вып. II. Историческая этнография: традиции и современность. Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1983. С. 117–124.

Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 487 с.

Артюхин Ю.В. Антропогенный фактор в развитии береговой зоны моря. Ростов н/Д.: Изд-во РГУ, 1989. 144 с.

Артюхин Ю.В. К геоморфологической интерпретации природных условий античной колонизации вершины Таганрогского залива // Древности Боспора. Вып. 14. М.: Таус, 2010. С. 28–38.

Артюхин Ю.В. Природные катаклизмы как одна из причин «Великой замятни» в Золотой орде и возникновения Азака // Боспорские исследования. 2012. № 26. С. 314–334.

Артюхин Ю.В. Факторы изменчивости природных условий существования греческих колоний на берегах Меотийского озера и киммерийского Боспора в позднеантичную эпоху // Боспорские исследования. 2016. Вып. 33. С. 163–195.

Артюхин Ю.В., Алексеев В.В. Бентогенная аккумуляция на берегах и шельфе морей. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1989. 84 с.

Археология Нижнего Дона: учебник (проспект) / отв. ред. А.В. Кияшко. Ростов н/Д.: Изд-во ЮФУ, 2013. 64 с.

Ахтырцев Б.П., Ахтырцев А.Б. К характеристике палеопочв среднего голоцена в бассейне Верхнего Дона // Эпоха бронзы восточноевропейской лесостепи. Воронеж, 1984. Вып. 5. С. 146–153.

Ахтырцев Б.П., Ахтырцев А.Б. История формирования и эволюция черноземно-луговых палеосолонцов лесостепи Русской равнины в голоцене // Почвоведение. 1997. № 9. С. 1058–1067.

Базилевич Н.И., Панкова Е.И. Опыт классификации почв по засолению // Почвоведение. 1968. № 11. С. 3–15.

Байгушева В.С. Археологические сведения о степной фауне позвоночных Приазовья // Античная цивилизация и варварский мир. Краснодар, 2002а. С. 109–116.

Байгушева В.С. Костный анализ животных жилищ и ритуальных комплексов домонгольского времени Нижнего Дона (Мартышкина Балка, раскопки Гудименко И.В. 1994–1995 гг.) // Историко-археологические исследования в г. Азове и Нижнем Дону в 2001 г. Вып. 18. Азов, 2002б. С. 365–368.

Байгушева В.С. Сведения о костных остатках животных в поселении XII–XIII вв. н.э. по материалам раскопок в с. Молдавановка Краснодарского края // Проблемы археологии и этнической истории Дона и Северного Кавказа. Ростов н/Д., 2002в. С. 49.

Байгушева В.С. Новые сведения о крупных хищниках Подонья // Историко-археологические исследования в Азове и на Нижнем Дону в 2003 г. Вып. 12. Азов, 2004. С. 165–168.

Байгушева В.С. Орнитофауна и териофауна Приазовья по материалам археологических раскопок // Историко-археологические исследования в Азове и на Нижнем Дону в 2005 г. Вып. 22. Азов, 2006. С. 341–356.

Байгушева В.С. Остеологические данные о связях античного времени в Северном Причерноморье (по материалам поселения Волна I) // Международные отношения в бассейне Чёрного моря в древности и средние века: мат-лы междунар. конф. Ростов н/Д., 2007. С. 115–117.

Байгушева В.С. Субфоссильные остатки рыб в Приазовье // Историко-археологические исследования в Азове и на Нижнем Дону в Дону в 2009 г. Азов, 2011. Вып. 25. С. 456–466.

Байгушева В.С., Житников В.Г. Скотоводство и охота жителей Елизаветовского городища на Дону // Известия СКНЦ ВШ. Общественные науки. 1981. № 4. С. 61–64.

Байгушева В.С., Мягкова Ю.Я. Этнические и экологические аспекты в использовании млекопитающих Елизаветовского городища // Международные отношения в бассейне Черного моря в древности и в средние века: тез. VIII Междунар. научн. конф. Ростов н/Д.: Изд-во РГПУ, 1997. С. 94–97.

Байгушева В.С., Тимонина Г.И. Зооархеологические комплексы Азака XIV века (данные 2005 года) // Историко-археологические исследования в Азове и на Нижнем Дону в 2005 г. Вып. 22. Азов, 2006. С. 139–146.

Байгушева В.С., Тимонина Г.И. Археозоологические результаты многолетних исследований золотоордынского Азака // Азак и мир вокруг него. Донские древности. Вып. 12. Азов: Изд-во Азовского музея-заповедника, 2019. С. 228–233.

Байгушева В.С. и др. Массовое захоронение позднеплейстоценовых зубров в Северо-Восточном Приазовье (Порт-Катон, Ростовская область) / В.С. Байгушева, В.В. Титов, Г.И. Тимонина, А.Н. Симакова, А.С. Тесаков, ван дер Плихт Й. // Доклады Академии наук. 2014. Т. 454. № 6. С. 680–682.

Байгушева В.С. и др. Палеоэкология холодных климатических этапов позднего плейстоцена в перигляциальной зоне Приазовья / В.С. Байгушева, Г.Г. Матишов, В.В. Титов // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований / под ред. Ю.А. Лаврушина и др. М.: ГЕОС, 2017. С. 31–32.

Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Изменение уровневого и гидрохимического режимов Черного и Азовского морей за последние 20 тысяч лет // Водные ресурсы. 1988. № 6. С. 54–62.

Барг И.М., Яценко Ю.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и полезные ископаемые шельфа Азово-Черноморского бассейна // Исследования береговой зоны морей. Киев, 2001. С. 177–185.

Безуглова О.С. и др. Потери гумуса в почвах Ростовской области / О.С. Безуглова З.В. Звягинцева, Н.В. Горяинова // Почвоведение. 1995. № 2. С. 175–183.

Безуглова О.С. и др. Изменения морфологии черноземов Ростовской области в зоне влияния полигонов твердых бытовых отходов / О.С. Безуглова, Д.Г. Невидомская, Т.В. Прокофьева, С.А. Иноземцев // Почвоведение. 2007. № 2. С. 243–254.

Безуглова О.С. и др. Особенности генезиса почв Доно-Аксайской поймы / О.С. Безуглова, С.Н. Горбов, С.А. Тищенко // Мат-лы V Всерос. съезда почвоведов им. Докучаева, 18–23 августа 2008 г. Ростов н/Д.: Ростиздат, 2008. С. 273.

Безуглова О.С., Хырхырова М.М. Почвы Ростовской области. Ростов н/Д.: ЮФУ, 2008. 352 с.

Белановская Т.Д. К вопросу о рыболовстве на Нижнем Дону // Краткие сообщения Института археологии. 1975. Вып. 141. С. 107–111.

Белявский П.Е. Донские гирла. Гидрографическое исследование: с 5 планами. Одесса: Типография Ульриха и Шульце, 1872. 193 с.

Белявский П.Е. Донские гирла. СПб.: Типо-литография Р. Голике, 1888. 336 с.

Беркович К.М., Тимофеева В.В. Морфология и направленные деформации русла Нижнего Дона // Геоморфология. 2007. № 3. С. 54–62.

Беспалова Л.А. Экологическая диагностика и оценка устойчивости ландшафтной структуры Азовского моря. Ростов н/Д.: Изд-во Ростовского ун-та; ООО «ЦВВР», 2006. 271 с.

Беспалова Л.А. и др. Оценка современного состояния опасных экзогенных процессов береговой зоны Азовского моря на основе контактного и спутникового мониторинга / Л.А. Беспалова, О.В. Ивлиева, А.Е. Цыганкова, К.С. Сушко, А.Ю. Комогоров // Экологическая стратегия развития прибрежных регионов: география, окружающая среда, население. Медико-экологические и социально-экономические проблемы прибрежных регионов: мат-лы Всерос. науч. конф. Ростов н/Д., 2015а. С. 34–46.

Беспалова Л.А. и др. Современное состояние азовских берегов Дона, Кубани, Крыма / Л.А. Беспалова, А.Е. Цыганкова, О.В. Ивлиева, К.С. Сушко, И.В. Шевердяев, А.Ю. Комогоров // Материалы XXI Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов» (г. Москва, 16–20 ноября 2015 г.). Т. IV. М.: ГЕОС, 2015б. С. 133–137.

Блаватский В.Д. Работы подводной Азово-Черноморской экспедиции в 1960 г. // Советская археология. 1961. № 4. С. 148–157.

Благоволин Н.С., Щеглов А.Н. Колебания уровня Черного моря в историческое время по данным археолого-геоморфологических исследований в юго-западном Крыму // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1968. № 2. С. 49–58.

Богачёв В.В. Очерки географии Всевеликого Войска Донского. Новочеркасск: Издание Отдела народного просвещения Всевеликого Войска Донского, 1919. 523 с.

Болиховская Н.С. Опыт типизации плейстоценовой перигляциальной растительности лёссовых областей ледниковой и внеледниковой зон Русской равнины // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1999. № 63. С. 20–32.

Болиховская Н.С. и др. Изменение ландшафтно-климатических условий Таманского полуострова на протяжении последних 6000 лет / Н.С. Болиховская, Ю.В. Горлов, М.Д. Кайтамба, К. Мюллер, А.В. Поротов, О.Б. Парунин, Э. Фуаш // Проблемы истории, филологии, культуры. 2002. Вып. XII. С. 257–271.

Болиховская Н.С. и др. Изменения климата и растительности района черноморской дельты Кубани (Таманский полуостров) в последние 7400 лет и их корреляция с климатообусловленными колебаниями уровня Чёрного моря / Н.С. Болиховская, М.Д. Кайтамба, А.В. Поротов, С.С. Фаустов // Морские биологические исследования: достижения и перспективы. Сб. мат-лов Всерос. науч.-практ. конф. с междунар. участием, приуроч. к 145-летию Севастопольской биологической станции (Севастополь, 19–24 сентября 2016 г.). Т. 2. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2016. С. 256–259.

Болиховская Н.С., Поротов А.В. Основные этапы развития растительности и климата Таманского полуострова в последние 7,4 тысяч лет и их корреляция с колебаниями уровня Черного моря // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: мат-лы X Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода (Москва, 25–29 сентября 2017 г.). М.: ГЕОС, 2017. С. 51–53.

Борисова О.К. Результаты палинологических исследований разреза Ракушечный Яр – 2009 // Археологические записки. Ростов н/Д.: Донское археологическое общество, 2011. Вып. 7. С. 5–13.

Брашинский И.Б., Марченко К.К. Елизаветовское городище – поселение городского типа // Советская археология. 1980. № 1. С. 72–95.

Бронфман А.М., Хлебников Е.П. Азовское море. Основы реконструкции. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 271 с.

Бронфман А.М. и др. Гидрологические и гидрохимические основы продуктивности Азовского моря / А.М. Бронфман, В.Г. Дубинина, Г.Д. Макарова. М.: Пищевая промышленность, 1979. 288 с.

Бурчак-Абрамович Н.И., Цалкин В.И. К познанию орнитофауны юга Украины, Крыма и Подонья (по археологическим материалам) // Бюллетень МОИП. Сер. биол. 1971. Т. 76. № 5. С. 54–63.

Бутягин А.М., Каспаров А.К. Костные остатки животных из «Западного зольника» Мирмекия // Боспорский феномен: сакральный смысл региона, памятников, находок: мат-лы Междунар. науч. конф. Ч. 1. СПб., 2007. С. 133–141.

Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов: уч. пос. для студ. вузов. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Высшая школа, 1973. 399 с.

Варущенко С.И. Анализ позднеплейстоценовой и голоценовой истории развития природной среды северо-западного шельфа Черного моря // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975. С. 50–62.

Васильева А.В. Об остатках рыб времен Золотой орды // Историко-археологические исследования в Азове и на Нижнем Дону в Дону в 1995–1997 гг. Азов, 1998. Вып. 15. С. 300–304.

Васильева А.В. Особенности рыбного промысла населения Недвиговского городища // Донская археология. 1999. № 3–4. С. 68–71.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.

Величко А.А. Корреляция событий позднего плейстоцена в ледниковых областях Северного полушария // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1991. № 60. С. 14–28.

Величко А.А. и др. К оценке тренда аридизации юга России по результатам исследований разреза Семибалки-1, Приазовье / А.А. Величко, Н. Катто, Ю.М. Кононов, Т.Д. Морозова, В.П. Нечаев, Е.Ю. Новенко, П.Г. Панин, Я.Г. Рысков, В.В. Семенов, С.Н. Тимирева, В.В. Титов // Современные проблемы аридных и семиаридных экосистем юга России: сб. науч. ст. / под ред. Г.Г. Матишова. Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. С. 108–133.

Величко А.А. и др. Особенности строения плейстоценовой лёссово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья / А.А. Величко, Н.Р. Катто, А.С. Тесаков, В.В. Титов, Т.Д. Морозова, В.В. Семенов, С.Н. Тимирева // Доклады АН. 2009. Т. 428. № 6. С. 815–819.

Величко А.А. и др. Основные подходы к хроностратиграфическому расчленению лёссово-почвенной формации Восточного Приазовья / А.А. Величко, Н.Р. Катто, А.С. Тесаков, В.В. Титов, Т.Д. Морозова, В.В. Семенов, С.Н. Тимирева, Ю.М. Кононов // Современное состояние и технологии мониторинга аридных и семиаридных экосистем юга России. Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2010. С. 52–64.

Величко А.А. и др. Новые данные об изменениях климата и ландшафтов в нижнедонской степной провинции в голоцене / А.А. Величко, О.К. Борисова, Т.Д. Морозова, С.Н. Тимирева // Изв. РАН. Сер. геогр. 2014. № 6. С. 75–90.

Величко А.А. и др. Реконструкция событий позднего плейстоцена в перигляциальной зоне юга Восточно-Европейской равнины / А.А. Величко, О.К. Борисова, Ю.М. Кононов, Е.А. Константинов, Р.Н. Курбанов, Т.Д. Морозова, П.Г. Панин, В.В. Семенов, А.С. Тесаков, С.Н. Тимирева, В.В. Титов, П.Д. Фролов // Доклады Академии наук. 2017. Т. 475. № 4. С. 448–452.

Волго-Донские степи в древности и средневековье (по материалам почвенноархеологических исследований) / В.А. Демкин, А.В. Борисов, Т.С. Демкина, Т.Э. Хомутова, Б.Н. Золотарева, Н.Н. Каширская, С.Н. Удальцов, М.В. Ельцов. Пущино: SYNCHROBOOK, 2010. 120 с.

Вронский В.А. Палинологические исследования донных отложений Азовского моря // Палинология голоцена и маринопалинология. М.: Наука, 1973. С. 124–132.

Вронский В.А. Маринопалинология южных морей. Ростов н/Д.: Изд-во Ростов. ун-та, 1976. 200 с.

Вронский В.А., Хрусталев Ю.П. К биостратиграфической характеристике позднечетвертичных отложений в акватории Азовского моря // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Киев: Изд-во КГУ, 1967. Вып. 1. С. 3–9.

Вронский В.А. и др. Палеогеография Азовского моря в плейстоцене / В.А. Вронский, Л.В. Донская, В.С. Кутилин // Географические исследования Северного Кавказа / ред. В.М. Чупахин. Ростов н/Д.: Изд-во Рост. ун-та, 1974. Вып. 2. С. 38–42.

Гаврилюк Ф.Я. Черноземы Западного Предкавказья. Харьков: Изд-во Харьков. ун-та, 1955. 148 с.

Гей А.Н. Самсоновское многослойное поселение на Дону // Советская археология. 1979. № 3. С. 19–131.

Геология Азовского моря / Е.Ф. Шнюков, Г.Н. Орловский, В.П. Усенко и др. Киев: Наукова думка, 1974. 248 с.

Геология СССР. Т. 46. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. Ч. 1 / ред.: Ф.А. Белов, А.И. Егоров, Н.И. Погребнов. М.: Недра, 1969. 666 с.

Герасименко Н.П. Природная среда обитания человека на юго-востоке Украины в позднеледниковье и голоцене (по материалам палеогеографического изучения археологических памятников) // Археологический альманах. № 6. Донецк, 1997. С. 3–64.

Герасименко Н.П. Развитие зональных ландшафтов четвертичного периода на территории Украины: автореф. дис. … д-ра геогр. наук. Киев, 2004. 41 с.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. V. Азовское море. СПб.: Гидрометеоиздат, 1991. 237 с.

Гогорев Р.М., Ковалева Г.В. Thalassiosira azovica sp. nov. и другие виды рода *Thalassiosira* (Bacillariophyta) из голоценовых отложений Азовского моря // Новости систематики низших растений. 2017. Т. 51. С. 37–56.

Гогорев Р.М. и др. Внутривидовой комплекс *Actinocyclus octonarius* (Bacillariophyta) из голоценовых отложений Азовского моря / Р.М. Гогорев, Г.В. Ковалева, А.В. Назаренко // Новости систематики низших растений. 2018. Т. 52. Вып. 1. С. 33–61.

Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись великого пра-Днепра. М.: Наука, 1970. 491 с.

Горлов Ю.В., Поротов А.В. Изменения уровня Черного моря в позднем голоцене по материалам геоморфологических и археологических исследований // Проблемы истории, филологии, культуры. 1998. Вып. 4. С. 94–101.

Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. Севастополь: МГИ НАНУ, 2006. 210 с.

Григорьев В. Цунами по-азовски. Вольная Кубань. 15 апреля 2011 г. URL: http://gazetavk.ru/index.php?d=2011-04-15&r=19&s=6454.

Гричук В.П. Методика обработки осадочных пород, бедных органическими остатками, для целей пыльцевого анализа // Проблемы физической географии. 1940. Вып. 8. С. 53–58.

Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Атлас / Е.Ф. Шнюков, Ю.В. Соболевский, Г.И. Гнатенко, П.И. Науменко, В.А. Кутний. Киев: Наук. думка, 1986. 152 с.

Губин В.С. Диагенез почв зоны сухих степей, погребенных под искусственными насыпями // Почвоведение. 1984. № 6. С. 5–13.

Деев Ю.Ф. и др. Отчет о комплексной геологогидрогеологической съемке м-ба 1:50 000 на площади планшета L-37-30-Б, проведенной в 1960 г. (Северо-Восточное Приазовье) / Ю.Ф. Деев, Л.В. Донская, Л.В. Зеленщиков; Главгеология РСФСР, Волго-Донское Геолуправление. Ростов н/Д., 1961. 738 с.

Дельта Дона: эволюция в условиях антропогенной трансформации стока / С.В. Жукова, Н.И. Сыроватка, А.Г. Беляев, В.М. Шишкин, А.П. Куропаткин, Л.А. Лутынская, И.Ф. Фоменко. Ростов н/Д.: ФГУП «АзНИИРХ», 2009. 184 с.

Демкин В.А. Палеопочвоведение и археология. Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 213 с.

Демкина Т.С., Демкин В.А. Изменение гумусного состояния почв сухих и пустынных степей за историческое время // Почвоведение. 1994. № 9. С. 5–11.

Дергачева М.И. Археологическое почвоведение. Новосибирск: Изд-во СО РАН; Научно-издат. центр ОИГГМ, 1997. 228 с.

Дергачева М.И., Зыкина В.С. Органическое вещество ископаемых почв. Новосибирск, 1988. 128 с.

Диатомовые водоросли России и сопредельных стран. Ископаемые и современные. Т. 2. Вып. 5. СПб., 2008. 171 с.

Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные) / ред. А.И. Прошкина-Лавренко. Л.: Наука, 1974. Т. 1. 403 с.

Дикарёв В.А. О фанагорийской регрессии Черного моря // Вестник Московского государственного университета. Сер. 5. География. 2011. № 1. С. 35–40.

Динамика ландшафтных компонентов бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Атлас-монография. Вып. II. Общая палеогеография / под. ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.

Добровольская Е.В. Новые археозоологические материалы из раскопок Фанагории (2005–2007 гг.) // Труды II (XVIII) Всероссийского археологического съезда в Суздале. Т. III. М.: ИА РАН, 2008. С. 347–350.

Добровольская Е.В. Охота и рыболовство в жизни населения Фанагории и Мысхако I // XI Боспорские чтения. Керчь, 2010а. С. 117–120.

Добровольская Е.В. Археозоологические исследования в Фанагории хазарского времени // Проблемы истории, филологии, культуры. 2010б. № 1 (27). С. 439–444.

Добровольская Е.В. Охота и рыболовство в жизни населения Фанагории и Мысхако I // Проблемы истории, филологии, культуры. 2013. № 2(40). С. 123–130.

Дюжова К.В. Палеогеографическая реконструкция Азовского бассейна в голоцене по данным палинологического анализа: автореф. дис. … канд. геогр. наук. Мурманск, 2013. 29 с.

Есин Н.В. и др. Абразионный процесс на морском берегу / Н.В. Есин, М.Т. Савин, А.П. Жиляев. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 200 с.

Житенева Л.Д. К вопросу о рыболовстве у синдов (по материалам раскопок Семибратнего городища, VI–II вв. до н.э.) // Бюллетень Московского общества испытателей природы (отдел биологический). 1965. Т. 70. Вып. 5. С. 50–59.

Житенева Л.Д. Рыбы Нижне-Гниловского городища (эпоха бронзы, I–III вв. н.э.) // Вопросы ихтиологии. 1966. Т. 6. Вып. 2. С. 222–236.

Житенева Л.Д. Рыбы Кобякова городища (эпоха поздней бронзы, I–III вв. н.э.) // Зоологический журнал. 1968. Т. 27. Вып. 2. С. 269–282.

Житников В.Г. Рыбный промысел в хозяйственной системе Елизаветовского городища на Дону // Донские древности. Вып. 1 / под. ред. В.Я. Кияшко, В.Е. Максименко. Азов: Азовский краеведческий музей, 1992. С. 68–78.

Житников В.Г. К проблеме возникновения Елизаветовского городища в дельте Дона // Российская археология. 1997. № 1. С. 50–59.

Жузе А.П. К методике технической обработки горных пород в целях диатомового анализа // Диатомовый сборник / ред. А.И. Прошкина-Лавренко, В.С. Шешукова. Л.: Изд-во ЛГУ, 1953. С. 206–220.

Жузе А.П., Мухина В.В. Стратиграфия верхнекайнозойских отложений по диатомеям // Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. С. 52–86.

Журналы Ростовского-на-Дону Гирлового комитета за 1891 год. Ростов н/Д.: Типохромолитография Е.Г. Кундури, 1892. 100 с.

Зайцев А.В., Зеленщиков Г.В. Голоцен дельты Дона // в сб.: Геология, география и экология океана: Мат-лы Междунар. конф., посв. 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова (г. Ростов-на-Дону, 8–11 июня 2009 г.) / ред. Г.Г. Матишов. Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2009. С. 124–126.

Захаров С.А. Почвы Ростовской области и их агрономическая характеристика. Ростов н/Д.: Изд-во Рост. ун-та, 1946. 165 с.

Зеленщиков Г.В. и др. Оценка опасных природных геологических процессов в береговой зоне Таганрогского залива / Г.В. Зеленщиков, В.М. Мошкин, А.Н. Ляшик // Геология, география и экология океана: мат-лы Междунар. науч. конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. Д.Г. Панова (г. Ростов-на-Дону, 8–11 июня 2009 г.). Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2009. С. 129–132.

Зенкович В.П. Берега Чёрного и Азовского морей. М.: Географиздат, 1958. 370 с.

Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.

Зилов Ю.Н. Труды Отдела торговых портов. Вып. 35. Изыскания в восточной части Таганрогского залива 1912–1913 гг. Глубокий морской канал к Ростову-на-Дону, Таганрогу и Азову. СПб.: Тип. В. Киршбаума, 1913. 170 с.

Иванов И.В. Природная эволюция почв степной зоны в голоцене: автореф. дис. … д-ра геогр. наук. М., 1988. 37 с.

Иванов И.В. Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992. 144 с.

Иванов В.В. и др. Строение поймы и динамика русла Нижнего Дона / В.В. Иванов, В.Н. Коротаев, Н.А. Римский-Корсаков, А.А. Пронин, А.В. Чернов // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2013. № 5. С. 60–66.

Ивлиева О.В. Влияние дампинга грунта на современное осадконакопление в Таганрогском заливе // Дноуглубление, дампинг и охрана водных экосистем: мат-лы науч.-техн. конф. М., 1993. С. 56–58.

Ивлиева О.В. Типы донных отложений Азовского моря // Актуальные проблемы региональной геологии, литологии и минералогии. Ростов н/Д., 2005. С. 78–86.

Измайлов Я.А. Эволюционная география побережий Азовского и Чёрного морей. Кн. 1. Анапская пересыпь. Сочи, 2005. 174 с.

Измайлов Я.А. Позднеголоценовые морские береговые валы в дельте реки Кубани // Черноморский регион в условиях глобальных изменений климата: закономерности развития природной среды за последние 20 тыс. лет и прогноз на текущее столетие. М., Изд-во МГУ, 2010. С. 71–78.

Измайлов Я.А. и др. Морской голоцен азовской дельты Кубани и его корреляция с осадками черноморского побережья / Я.А. Измайлов, Х.Ф. Арсланов, И.Н. Гусаков // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: мат-лы X Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода (г. Москва, 25–29 сентября 2017 г.). М.: ГЕОС, 2017. С. 159–161.

Иноземцев Ю.И. Литолого-минералогические особенности прибрежно-морских осадков Азовского моря. Киев: Препр. ИГФМ, 1974. 56 с.

Исагулова Е.З. Палинология Азовского моря. Киев: Наукова думка, 1978. 88 с.

Каспаров А.К. Два хронологических периода в формировании зольника Пантикапея. Специфика костных материалов // Боспорский феномен: проблемы хронологии и датировки памятников. Ч. 1. СПб., 2004.С. 116–119.

Каспаров А.К., Саблин М.В. Фаунистические остатки поселения Мешоко на Северном Кавказе // Мешоко – древнейшая крепость Предкавказья. Отчеты Северокавказской экспедиции Государственного Эрмитажа 1958–1965 гг. СПб.: Изд-во Государственного Эрмитажа, 2009. С. 215–223.

Кауричев И.С. Практикум по почвоведению. М.: Колос, 1980. 280 с.

Качинский Н.А. Физика почвы. Ч. 1. М.: Высшая школа, 1965. 324 с.

Кириков С.В. Промысловые животные, природная среда и человек. М.: Наука, 1966. 348 с.

Классификация и диагностика почв России / Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.

Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 289 с.

Климанов В.А. Изменение климата северной Евразии в позднеледниковье и голоцене и его естественное развитие // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы) / ред. И.И. Спасская. М.: ИГ РАН, 2002. С. 240–252.

Ковалева Г.В. Обнаружение слоев с *Actinocyclus octonarius* Ehr. и *Actinoptychus senarius* (Ehr.) Ehr. в позднечетвертичных осадках Темрюкского залива (Азовское море) // Палеонтология, палеобиогеография и палеоэкология: мат-лы LII сессии Палеонтологического общества РАН: (г. Санкт-Петербург, 2–6 апреля 2007 г.). СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 68–70.

Ковалева Г.В. Систематический список микроводорослей бентоса и планктона прибрежной части Азовского моря и прилегающих водоемов // Современные проблемы альгологии: мат-лы Междунар. науч. конф. и VII Школы по морской биологии (г. Ростов-на-Дону, 9–13 июня 2008 г.). Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2008а. С. 174–192.

Ковалева Г.В. Фитопланктон Азовского моря и прилегающих водоемов // Азовское море в конце XX – начале XXI в.: геоморфология, осадконакопление, пелагические сообщества. Т. X. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008б. С. 134–223.

Ковалева Г.В. и др. Диатомовые водоросли из позднеголоценовых отложений Азовского моря как индикаторы колебания уровня водоема / Г.В. Ковалева, Я.А. Измайлов, А.Е. Золотарева // Вестник Южного научного центра. 2015. Т. 11. № 1. С. 53–62.

Ковалева Г.В. и др. Диатомовые водоросли из средне- и позднеголоценовых отложений Азовского моря как индикаторы колебаний уровня водоема / Г.В. Ковалева, К.В. Дюжова, А.Е. Золотарева // Наука Юга России. 2017а. Т. 13. № 4. С. 83–92.

Ковалева Г.В. и др. Индикаторная значимость спор *Chaetoceros* для реконструкций трансгрессивно-регрессивных циклов Азовского моря в голоцене / Г.В. Ковалева, Р.М. Гогорев, А.Е. Золотарева // Диатомовые водоросли: современное состояние и перспективы исследований: мат-лы XV Междунар. конф. (пос. Борок, Россия, 24–27 августа 2017 г.). Ярославль: Филигрань, 2017б. С. 29–30.

Ковалева Г.В., Золотарева А.Е. Диатомовые водоросли из поверхностных осадков Таганрогского залива (Азовское море) // Диатомовые водоросли: морфология, систематика, флористика, экология, палеогеография, биостратиграфия: мат-лы II Междунар. конф. диатомологов, посвящ. 120-летию со дня рождения А.И. Прошкиной-Лавренко (г. Москва, 19–24 сентября 2011 г.). М.: Университетская книга, 2011. С. 237–240.

Ковалева Г.В., Золотарева А.Е. Трансгрессивно-регрессивные этапы развития Азовского моря (по результатам диатомового анализа новоазовских отложений) // в сб.: Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований / ред. Г.Г. Матишов. Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 280–283.

Ковалева Г.В., Назаренко А.В. Диатомовый анализ голоценовых отложений Таганрогского залива // Наука Юга России. 2019. Т. 15. № 2. С. 53–66.

Копылов В.П. Таганрогское поселение в системе раннегреческих колоний Северного Причерноморья // Вестник древней истории. 1999. № 4. С. 174–178.

Копылов В.П., Рылов В.Г. Историко-географические предпосылки начала освоения греками устьевой области р. Танаис // Древнее Причерноморье. Одесса, 2006. С. 86–94.

Кременецкий К.В. Палеоэкология древнейших земледельцев и скотоводов Русской равнины. М.: ИГ РАН, 1991. 193 с.

Кременецкий К.В. Природная обстановка голоцена на Нижнем Дону и в Калмыкии // Степь и Кавказ. Труды ГИМ. Вып. 97. М., 1997. С. 30–45.

Кукса В.И. Южные моря (Аральское, Каспийское, Азовское и Чёрное) в условиях антропогенного стресса // СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. 320 с.

Кулаков А.А. Рыбный промысел у населения Хазарского каганата (по материалам памятников Нижнего Дона) // Боспорские чтения. Вып. XI. Боспор Киммерийский и варварский мир в период античности и средневековья. Ремесла и промыслы. Керчь, 2010. С. 266–269.

Купцова И.А. Диатомовые водоросли акчагыльских отложений района г. Уральска // Докл. АН СССР. 1957. Т. 113. № 6. С. 1350–1353.

Курепин В.В. Современное состояние почв и растительности // Экологическое обоснование охраны и рационального использования природных ресурсов и исторических памятников дельты Дона. Ростов н/Д., 1989. С. 101–120.

Куршаков С.В. Ихтиофауна археологического памятника Раздорское II // VIII Ежегодн. научн. конф. студентов и аспирантов базовых кафедр Южного научного центра РАН: тез. докл. Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2012а. С. 23–24.

Куршаков С.В. Материалы по ихтиофауне неолита Нижнего Дона // Современная палеонтология: классические и новейшие методы: 9-я Всерос. науч. школа молодых ученых-палеонтологов: тез. докл. М.: ПИН РАН, 2012б. С. 29–30.

Куршаков С.В. Место рыболовства в хозяйственной деятельности человека в эпоху неолита и энеолита // Динамика современных экосистем в голоцене: мат-лы III Всерос. науч. конф. Казань: Отечество, 2013. С. 219–220.

Куршаков С.В. Материалы изучения остатков рыб из меотских городищ Нижнего Дона (по результатам исследования Крепостного городища, г. Азов, I в. до н.э. – I в. н.э.) // Историко-археологические исследования в г. Азове и на Нижнем Дону в 2012 г. Вып. 28. Азов: Изд-во Азовского музея-заповедника, 2014. С. 334–342.

Ларенок В.А. Меотские древности, или Рассказ о древних жителях Ростова. Ростов н/Д.: ЗАО НПО «Наследие Дона», 2008. 32 с. (Сер. Страницы спасенного прошлого).

Лебедев В.Д. Пресноводная четвертичная ихтиофауна европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960. 403 с.

Лебедев В.Д., Лапин Ю.Е. К вопросу о рыболовстве в Боспорском царстве // Материалы и исследования по археологии Северного Причерноморья в античную эпоху II / ред. М.М. Кобылина. М., 1954. С. 197–214. (МИА. № 33).

Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья. М.: Наука, 1972. 106 с.

Лебедева И.И. Генетический профиль черноземов и его изменение в зависимости от биоклиматических условий // Черноземы СССР. Т. 1. М.: Колос, 1974. С. 84–109.

Лебедева И.И., Овечкин С.В. Карбонатный профиль восточно-европейских черноземов // Почвоведение: аспекты, проблемы, решения. Научные труды Почвенного института им. В.В. Докучаева. М., 2003. С. 34–54.

Либеров П.Д. К истории скотоводства и охоты на территории Северного Причерноморья в эпоху раннего железа // История скотоводства в Северном Причерноморье. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 110–164. (Материалы и исследования по археологии СССР. № 53).

Лисицын К.И. Геологические условия предполагаемой трассы канала в дельте р. Дона и у южного берега Таганрогского залива // Водная магистраль Волга – Дон – Азовское море. Вып. 3. Ростов н/Д., 1925. С. 123–165.

Маев Е.Г. и др. Строение верхнего слоя осадков и рельеф дна Таганрогского залива Азовского моря / Е.Г. Маев, В.И. Мысливец, А.С. Зверев // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2009. № 5. С. 78–82.

Макарова И.В. О новом местонахождении и систематическом положении малоизвестного вида *Thalassiosira allenii* Takano // Новости сист. низш. раст. № 14. Л., 1977. С. 31–33.

Макарова И.В. Диатомовые водоросли морей СССР. Род *Thalassiosira* Cl. Л., 1988. 117 с.

Максимов Е.В., Максимова Н.Н. Дендрохронологические аспекты внутривековой изменчивости горных ледников // Известия Всесоюзного географического общества. 1971. Т. 103. № 6. С. 57–61.

Мамлеева Л.А. Становление Великого шелкового пути в системе трансцивилизационного взаимодействия народов Евразии // Vita Antiqua. 1999. № 2. С. 53–61.

Мамыкина В.А. Геологическое строение и рельеф побережья и дна Азовского моря // Вопросы биогеографии Азовского моря и его бассейна. Л., 1977. С. 20–31.

Мамыкина В.А., Хрусталев Ю.П. Береговая зона Азовского моря. Ростов н/Д.: Изд-во РГУ, 1980. 176 с.

Марти В.Ю. Возникновение и развитие рыбного промысла в Азово-Черноморском бассейне // Природа. 1941. № 5. С. 78–83.

Мартино В.Э. Дикие млекопитающие, найденные при раскопках Кобяковского городища Ростовской области // Ученые записки Ростовского-на-Дону государственного университета. 1958. Т. 51. Вып. 6. С. 51–54.

Марченко К.К. и др. Елизаветовское городище – греко-варварское торжище в дельте Дона / К.К. Марченко, В.Г. Житников, Э.В. Яковенко // Советская археология. 1988. № 3. С. 63–79.

Матишов Г.Г. О происхождении и развитии каньонов и долин материкового склона Северо-Западной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна // Океанология. 1975. Т. 15. Вып. 6.

Матишов Г.Г. О характере плейстоценового оледенения Баренцева шельфа // Доклады Академии наук СССР. 1977. Т. 232. № 1. С. 184–187.

Матишов Г.Г. О понятии «океанический перигляциал» // Океанология. 1981. № 3.

Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. М.: Наука, 1984. 194 с.

Матишов Г.Г. Мировой океан и оледенение Земли. М.: Мысль, 1987. 267 с.

Матишов Г.Г. Геоморфологические особенности шельфа Азовского моря // Вестник Южного научного центра. 2006а. Т. 2. № 1. С. 44–48.

Матишов Г.Г. Новые данные о геоморфологии дна Азовского моря // Доклады Академии наук. 2006б. Т. 409. № 3. С. 375–380.

Матишов Г.Г. Сейсмопрофилирование и картирование новейших отложений дна Азовского моря // Вестник Южного научного центра. 2007. Т. 3. № 3. С. 32–40.

Матишов Г.Г. Дельта Дона в условиях климатических изменений и антропогенного воздействия // Дельты рек России: закономерности формирования, биоресурсный потенциал, рациональное хозяйствование и прогноз развития: мат-лы Междунар. молодежной науч. конф. памяти чл.-кор. РАН Д.Г. Матишова (г. Ростов-на-Дону, 4–6 сентября 2018 г.) / [гл. ред. акад. Г.Г. Матишов]. Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2018. С. 5–12.

Матишов Г.Г. и др. Закономерности литохимии и палинологии современных донных отложений Азовского моря / Г.Г. Матишов, В.В. Польшин, Г.В. Ильин, Е.Ю. Новенко, А. Карагеоргис // Вестник Южного научного центра. 2006. Т. 2. № 4. С. 38–51.

Матишов Г.Г. и др. Новые представления о голоценовых отложениях шельфа Азовского моря (по данным картирования и сейсмопрофилирования дна) / Г.Г. Матишов, В.В. Польшин, М.А. Болдырев, В.И. Мысливец, Е.Г. Маев, А.С. Зверев // Экосистемные исследования Азовского, Черного, Каспийского морей и их побережий. Т. IX. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2007а. С. 42–50.

Матишов Г.Г. и др. Результаты спорово-пыльцевого и диатомового анализа грунтовых колонок азовского шельфа / Г.Г. Матишов, Г.В. Ковалева, Е.Ю. Новенко // Доклады Академии наук. 2007б. Т. 416. № 2. С. 250–255.

Матишов Г.Г. и др. Новые данные о скорости седиментации в Азовском море в позднем голоцене / Г.Г. Матишов, Г.В. Ковалева, В.В. Польшин // Доклады Академии наук. 2009. Т. 428. № 6. С. 820–823.

Матишов Г.Г. и др. Влияние геоморфологических особенностей дна Азовского моря на распределение бентоса / Г.Г. Матишов, В.В. Польшин, И.В. Шохин // Вестник Южного научного центра. 2010. Т. 6. № 2. С. 14–20.

Матишов Г.Г. и др. Динамика ландшафтов Приазовья в позднем голоцене / Г.Г. Матишов, Е.Ю. Новенко, К.В. Краснорцкая // Вестник Южного научного центра. 2011. Т. 7. № 3. С. 35–43.

Матишов Г.Г. и др. Изменения климата Приазовья в позднем голоцене / Г.Г. Матишов, Е.Ю. Новенко, К.В. Краснорцкая // Доклады Академии наук. 2012а. Т. 444. № 3. С. 320–324.

Матишов Г.Г. и др. К вопросу о реконструкции береговой линии Таганрогского залива и дельты Дона в античную эпоху / Г.Г. Матишов, В.В. Польшин, И.В. Толочко // Экологическая безопасность приморских регионов: мат-лы междунар. конф. (г. Ростов-на-Дону, 5–8 июня 2012 г.). Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2012б. С. 147–156.

Матишов Г.Г. и др. Нижнее Подонье в эпоху поздней бронзы и раннего железа: палеогеографические реконструкции / Г.Г. Матишов, И.В. Толочко, В.В. Потапов, М.В. Набоженко, В.В. Польшин, К.В. Дюжова, Г.В. Ковалева, А.Е. Золотарева // Вестник Южного научного центра. 2013. Т. 9. № 4. С. 56–65.

Матишов Г.Г. и др. Динамика загрязнения Азовского моря изотопом 137Cs в 1966–2013 гг. / Г.Г. Матишов, И.С. Усягина, В.В. Польшин // Доклады Академии наук. 2015. Т. 460. № 6. С. 716.

Матишов Г.Г. и др. Новые данные об осадконакоплении и биостратиграфии древне- и новоазовских отложений (Азовское море) / Г.Г. Матишов, К.В. Дюжова, Г.В. Ковалева, В.В. Польшин // Доклады Академии наук. 2016. Т. 467. № 4. С. 463–467.

Матишов Г.Г. и др. Результаты комплексных исследований голоценовых отложений Таганрогского залива Азовского моря / Г.Г. Матишов, В.В. Польшин, К.В. Дюжова, К.С. Сушко, В.В. Титов // Наука Юга России. 2017. Т. 13. № 4. С. 43–59.

Матишов Г.Г. и др. Изменение ландшафтно-климатических условий Приазовья в среднем и позднем голоцене / Г.Г. Матишов, К.В. Дюжова, Е.Ю. Новенко // Известия Российской академии наук. Сер. географическая. 2018а. № 3. С. 67–78.

Матишов Г.Г. и др. Результаты радиоуглеродного датирования голоценовых отложений Азовского моря / Г.Г. Матишов, Г.В. Ковалева, Х.А. Арсланов, К.В. Дюжова, В.В. Польшин, А.Е. Золотарева // Доклады Академии наук. 2018б. Т. 479. № 6. С. 655–658.

Матишов Г.Г. и др. Голоценовая история азовского шельфа / Г.Г. Матишов, В.В. Польшин, В.В. Титов, И.В. Шевердяев // Наука Юга России. 2019а. Т. 15. № 1. С. 42–53.

Матишов Г.Г. и др. Литология и биостатиграфия голоценовых отложений Азовского моря: итоги 15-летних исследований / Г.Г. Матишов, В.В. Польшин, Г.В. Ковалёва, В.В. Титов // Наука Юга России. 2019б. Т. 15. № 3. С. 24–34.

Матишов Г.Г. и др. Этапы сооружения плотин, пересыпей, каналов и трансформация речного стока в авандельте Дона (XVIII–XXI века) / Г.Г. Матишов, А.Ю. Московец, Ю.И. Инжебейкин, В.Г. Ильичев, Е.Э. Кириллова // Наука Юга России. 2019в. Т. 15. № 4. С. 46–54.

Матишов Г.Г., Григоренко К.С. Причины осолонения Таганрогского залива // Доклады Академии наук. 2017. Т. 447. № 1. С. 92–96.

Матишов Г.Г., Ермолаев А.И. Мир каравайки и взморья глазами донских казаков. Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2017. 224 с.

Матишов Г.Г., Новенко Е.Ю. Палинологические исследования донных отложений // Азовское море в конце XX – начале XXI в.: геоморфология, осадконакопление, пелагические сообщества. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. С. 112–133.

Матишов Г.Г., Павлова Л.Г. Общая экология и палеогеография полярных океанов. Л.: Наука, 1990. 224 с.

Матишов Г.Г., Польшин В.В. Современный подход в изучении истории Азовского моря в голоцене // Доклады Академии наук. 2019. Т. 489. № 2. С. 78–82.

Матишов Г.Г., Рвачев В.Д. Морское дно и рыболовство. Апатиты, 1983. 56 с.

Меркулова К.А. Инженерно-геологические условия г. Ростова-на-Дону. Ростов н/Д.: Изд-во РГПУ, 2006. 132 с.

Метаморфические комплексы восточной окраины и склона Украинского щита / В.В. Закруткин, Е.А. Кулиш, А.В. Зайцев и др.; отв. ред. А.И. Стрыгин; АН УССР. Киев: Наукова думка, 1990. 250 с.

Миллер М.А. Обследование памятников материальной культуры побережья Азовского моря // Бюллетень Северо-Кавказского краевого бюро краеведения. Ростов н/Д., 1927. С. 81–85.

Миноранский В.А. Уникальные экосистемы: дельта Дона (природные ресурсы и их сохранение). Ростов н/Д.: Изд-во ООО «ЦВВР», 2004. 234 с.

Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 637 с.

Мищенко А.А. История развития природы Восточного Приазовья в голоцене (по палинологическим данным) // Комплексный мониторинг среды и биоты Азовского бассейна. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. С. 10–28.

Молодкин П.Ф. Рельеф и современные геоморфологические процессы в бассейне Азовского моря // Вопросы биогеографии Азовского моря и его бассейна. Л., 1977. С. 12–19.

Мысливец В.И. Морфоструктурная основа экосистемы Азовского моря // Комплексный мониторинг среды и биоты Азовского бассейна. Т. VI. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. С. 28–43.

Мягкова Ю.Я. Сравнительный анализ фауны Елизаветовского городища и Танаиса // Донская археология в XX веке: становление, развитие, достижение. Донские археологические чтения. Ростов н/Д., 2000. С. 27–30.

Мягкова Ю.Я. Эколого-этнические аспекты в использовании млекопитающих в двух средневековых поселениях // Международные отношения в бассейне Чёрного моря в древности и средние века. Ростов н/Д.: Изд-во Ростов. пед. ун-та, 2002. С. 138–140.

Мягкова Ю.Я. Роль охоты и животноводства на примере пос. Полное // Донские археологические чтения. Вып. 6. Ростов н/Д., 2004. С. 29–37.

Мягкова Ю.Я. К интерпретации археозоологического материала из поселений Нижнего Дона и Северского Донца эпохи поздней бронзы // Следы прошлого в настоящем: мат-лы VII Донских археологических чтений / ред. В.А. Ларенок; Ростов. регион. отд. Всерос. общ-ва охраны памятников истории и культуры. Ростов н/Д., 2005. С. 50–55.

Мягкова Ю.Я. Анализ остеологического материала из Танаиса // Донская археология. 2006. № 2. С. 64–70.

Мягкова Ю.Я. Фауна хазарских поселений // Успехи современной науки и образования. 2017. Т. 2. № 1. С. 88–90.

Мягкова Ю.Я. Особенности мясного рациона и животноводческой деятельности населения Азака // Донские древности. Вып. 12. Азов: Изд-во Азовского музея-заповедника, 2019. С. 279–281.

Мягкова Ю.Я., Байгушева В.С. Этнические и экологические аспекты в использовании млекопитающих Елизаветовского городища // Международные отношения в бассейне Черного моря в древности и в средние века: тез. VIII Междунар. конф. Ростов н/Д.: Изд-во РГПУ, 1997. С. 94–97.

Мягкова Ю.Я., Васильева А.В. Животные Нижне-Гниловского городища // IV Донские археологические чтения / ред. В.П. Копылов. Ростов н/Д., 2002. С. 34–39.

Набоженко М.В. Реконструкция и динамика таксоценоза двустворчатых моллюсков (Mollusca: Bivalvia) Азовского моря в позднем голоцене в связи с изменением солености // Труды Зоологического института РАН. 2013. № 3. С. 182–191.

Невесская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология: автореф. … д-ра биол. наук. М., 1964. 38 с.

Невесская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Наука, 1965. 391 с. (Труды Палеонтологического института АН СССР. Т. 105).

Невесская Л.А., Невесский Е.Н. О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна в позднечетвертичное время // Доклады АН СССР. 1960. Т. 136. № 5. С. 1193–1196.

Невесский Е.Н. К вопросу о новейшей Черноморской трансгрессии // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1958. Т. XXVIII. С. 23–29.

Невидомская Д.Г., Ильина Л.П. Почвенные исследования археологических памятников бронзового века в различных типоморфных ландшафтах Нижнего Дона // Вестник Южного научного центра. 2009. Т. 5. № 2. С. 73–83.

Невидомская Д.Г., Ильина Л.П. Палеопочвенные исследования древнего памятника меотов – некрополь Кобякова городища в долине реки Дон // Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата: мат-лы Междунар. науч. конф. Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2011. С. 180–183.

Неврова Е.Л. и др. Руководство по изучению морского микрофитобентоса и его применению для контроля качества среды / Е.Л. Неврова, А.А. Снигирева, А.Н. Петров, Г.В. Ковалева; ред. А.В. Гаевская. Симферополь: Нижняя Оріанда, 2015. 175 с.

Нестерук Г.В. Почвенные исследования археологического памятника «Дядьковский 34» (Краснодарский край) // Палеопочвы – хранители информации о природной среде прошлого: мат-лы X Междунар. научн. молод. школы по палеопочвоведению. Новосибирск – Алтайский край, 2019. С. 63–66.

Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты / В.И. Макаров, Н.В. Макарова, С.А. Несмеянов, В.М. Макеев, А.Л. Дорожко, А.В. Зайцев, Г.В. Зеленщиков, Т.В. Суханова. М.: Наука, 2006. 206 с.

Ольштынская А.П. Особенности распространения диатомовых водорослей в верхнечетвертичных осадках Черного моря // Актуальные вопросы современной палеоальгологии: сб. науч. тр. Киев: Наукова думка, 1986. С. 87–90.

Ольштынская А.П. Диатомовая флора донных осадков Черного моря // Геологический журнал. 1996. № 1–2. С. 193–198.

Ольштынская А.П. Кайнозойский этап развития диатомовой флоры Украины: автореф. дис. … д-ра геол. наук. Киев, 1999. 35 с.

Отчет Комитета донских гирл за 1904 год. Ростов н/Д.: Типолитография И.А. Тер-Абрамян, 1906. 132 с.

Охапкин А.Г. и др. К экологии и морфологии *Thalassiosira incerta* Makarova (Bacillariophyta) / А.Г. Охапкин, С.И. Генкал, Е.Л. Воденеева, Е.М. Шарагина, О.О. Бондарев // Биология внутренних вод. 2016. № 2. С. 21–29. DOI: 10.7868/S0320965216020133.

Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен / ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.

Палеоэкология равнинного палеолита (на примере комплекса верхнепалеолитических стоянок Каменная Балка в Северном Приазовье) / Н.Б. Леонова, С.А. Несмеянов, Е.А. Виноградова и др. М.: Научный мир, 2006. 360 с.

Панов Д.Г. и др. Распределение и состав пыльцы и спор в поверхностном слое осадков Азовского моря / Д.Г. Панов, В.А. Вронский, А.Н. Александров // Доклады АН СССР. 1964. Т. 155. № 4. С. 818–821.

Панов Д.Г., Хрусталев Ю.П. Новейшие тектонические движения берегов и дна Азовского моря // Доклады АН СССР. 1966а. Т. 166. № 3. С. 688–690.

Панов Д.Г., Хрусталев Ю.П. Об истории развития Азовского моря в голоцене // Доклады АН СССР. 1966б. Т. 166. № 2. С. 429–432.

Парин Н.В. и др. Рыбы морей России. Аннотированный каталог / Н.В. Парин, С.А. Евсеенко, Е.Д. Васильева. М.: Тов-во научных изданий КМК, 2014. 733 с.

Песочина Л.С. Развитие почв и природной среды Нижнего Дона во второй половине голоцена: автореф. дис. … канд. биол. наук. М., 2004. 24 с.

Песочина Л.С. Динамика природных условий приазовских степей в скифо-сарматскую эпоху // Город и степь в контактной Евро-Азиатской зоне: тез. докл. III Междунар. науч. конф. М., 2006. С. 238–239.

Песочина Л.С. Палеоэкологические условия степного Приазовья в эпоху раннего железа и средневековья // Международные отношения в бассейне Черного моря в древности и средние века: мат-лы XII Междунар. науч. конф. Ростов н/Д., 2007. С. 120–123.

Песочина Л.С. Позднеголоценовая динамика биогеохимического цикла углерода в степных ландшафтах юга Русской равнины // Вестн. Тамбовского ун-та. 2013. Т. 18. Вып. 3. С. 683–691.

Песочина Л.С. Ритмичность процессов педогенеза и увлажненности климата в степях Приазовья во второй половине голоцена // Геополитика и экогеодинамика регионов. Симферополь, 2014. Т. 10. Вып. 1. С. 810–817.

Песочина Л.С. Закономерности педогенеза в степях Приазовья во второй половине голоцена по данным почвенно-археологических исследований // Учёные записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология. 2017. Т. 3 (69). № 3. Ч. 1. С. 192–204.

Песочина Л.С. Палеопочвенные исследования курганного могильника «Российский-II» (Ростовская область) // Археология и естественные науки в изучении культурного слоя объектов археологического наследия: мат-лы междисциплин. научн. конф. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2018. С. 127–133.

Плетнёва С.А. Саркел и «шёлковый путь». Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1996. 168 с.

Полынов Б.Б. Почвы Аксайского займища // Труды Донского педагогического института. Новочеркасск, 1921. № 2. 95 с.

Польшин В.В. Донные отложения позднего голоцена Азовского моря // Геология, география и экология океана / под ред. Г.Г. Матишова. Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2009. С. 269–272.

Польшин В.В. Гранулометрический и минералогический состав современных донных отложений Азовского моря // Экосистемные исследования среды и биоты Азовского бассейна / под ред. Г.Г. Матишова. Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2012. С. 90–103.

Польшин В.В. и др. Результаты сейсмоакустического профилирования дна Таганрогского залива Азовского моря / В.В. Польшин, С.П. Тарасов, Г.В. Солдатов, П.П. Пивнев // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 524–527.

Польшина Т.Н. и др. К характеристике почвенно-растительного покрова побережья Таганрогского залива / Т.Н. Польшина, Л.П. Ильина, Д.Г. Невидомская // Экологическая безопасность приморских регионов (порты, берегозащита, рекреация, марикультура: мат-лы Междунар. науч. конф. Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2011. С. 193–198.

Польшина Т.Н. и др. Прибрежные почвенно-растительные комплексы р. Кагальник Азовского района Ростовской области / Т.Н. Польшина, Л.П. Ильина, К.С. Сушко // Экология, биология почв: мат-лы Междунар. науч. конф. (г. Ростов-на-Дону, 17–19 октября 2014 г.). Ростов н/Д.: Изд-во ЮФУ, 2014. С. 331–333.

Попков В.И. Структурные особенности и генезис дислокаций дна Азовского моря // Геология, география и глобальная энергия. 2008. № 1. С. 77–90.

Попов Г.И. Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморья. XXII сб. тр. Азово-Черном. геол. управл. М.; Л., 1947. С. 3–71.

Попов Г.И. Плейстоцен Понто-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

Потапова О.Р. Птицы Танаиса. Отчет отделения истории фауны. Л.: Эрмитаж, 1989.

Прасолов Л.И. О черноземах приазовских степей // Генезис, география и картография почв. М.: Наука, 1978. С. 79–100.

Природные условия и естественные ресурсы Ростовской области. Ростов н/Д., 2002. 432 с.

Прокопенко Ю.А., Швырева А.К. Значение скотоводства и охоты у населения городищ Ставропольской возвышенности в скифское и раннесарматское время // Из истории народов Северного Кавказа / А.А. Кудрявцев и др. (ред.). Вып. 6. Ставрополь: Ставропольсервисшкола, 2004. С. 9–31.

Прошкина-Лавренко А.И. Диатомовые водоросли планктона Азовского моря. М.; Л., 1963. 190 с.

Разрез новейших отложений Северо-Восточного Приазовья / А.К. Агаджанян, В.С. Байгушева, А.Н. Мотузко и др. М.: Изд-во МГУ, 1976. 158 с.

Розанов Б.Г. Морфология почв: уч. для высш. школы. М.: Академический проект, 2004. 432 с.

Саблин М.В. Остеологический материал с поселения Голубицкая 2 (раскоп 1) // Азиатский Боспор и Прикубанье в доримское время. М.: Государственный исторический музей, 2016. С. 84–89.

Саблин М.В. Археозоологический анализ остеологического материала поселения Ракушечный Яр в контексте изучения хозяйства ранненеолитического населения // Самарский научный вестник. 2018. Т. 7. № 3 (24). С. 160–165.

Самойлов И.В. Устья рек. М.: Географгиз, 1952. 112 с.

Самохин А.Ф. Река Дон и ее притоки. Ростов н/Д.: Изд-во РГУ, 1958. 119 с.

Сафронов И.Н. Геоморфология Северного Кавказа и Нижнего Дона. Ростов н/Д.: Изд-во Рост. ун-та, 1983. 160 с.

Свиточ А.А. Голоценовая история Каспийского моря и других окраинных бассейнов Европейской России: сравнительный анализ // Вестн. Москов. ун-та. Сер. 5. География. 2011. № 2. С. 28–37.

Свиточ А.А., Янина Т.А. Новые данные по малакофауне морского плейстоцена Маныча // Доклады Академии наук. 2001. Т. 380. № 4. С. 570–573.

Секерская Е.П. Скотоводческо-охотничья деятельность населения эпохи поздней бронзы на территории юга Украины // Stratum plus. 1999. № 2. С. 256–264.

Семененко В.Н., Ковалюх Н.Н. // Геологолический журнал. 1973. Т. 33. Вып. 6. С. 91–97.

Семененко В.Н., Сиденко О.Г. Отражение глубинных структур в морских четвертичных отложениях центральной части Азовского моря // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 87–98.

Семиколенных Д.В. и др. Палеогеография Керченского пролива в позднем плейстоцене – голоцене / Д.В. Семиколенных, Х.Ф. Арсланов, Е.И. Игнатов, В.Л. Лукша, Т.А. Янина // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: мат-лы X Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода (г. Москва, 25–29 сентября 2017 г.). М.: ГЕОС, 2017. С. 375–377.

Смирнов Р.Н. Систематика почв поймы и дельты Нижнего Дона // Почвоведение. 1966. № 2. С. 56–68.

Соколов А.П. Ростово-Нахичеванский и Азовский порты: главные данные и краткий очерк развития. Ростов н/Д.: Типо-хромолитография М.И. Осадченко, 1911. 63 с.

Соколов И.А., Таргульян В.О. Взаимодействие почвы и среды: рефлекторность и сенсорность почв // Системные исследования природы. Вопросы географии. Сб. 104. М.: Мысль, 1977. С. 153–170.

Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене – голоцене (верхний палеолит – бронза). М.: Наука, 1991. 221 с.

Спиридонова Е.А. и др. Естественные и антропогенные изменения природного комплекса лесной зоны Русской равнины в средневековье / Е.А. Спиридонова, А.С. Алешинская, М.Д. Кочанова. М.: Воентехиздат, 2008. 248 с.

Страбон. География. В 17 книгах / пер. Г.А. Стратановского. М.: Ладомир, 1994. 942 с.

Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 2) / Э.А. Вангенгейм, С.А. Ганешин, Е.П. Заррина, И.И. Краснов, К.В. Никифорова, Е.В. Шанцер (ред.). М.: Недра, 1984. 556 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М., 1962. 212 с.

Сушко К.С., Ильина Л.П. Аллювиальные почвы островных и прибрежных ландшафтов дельты Дона // Дельты рек России: закономерности формирования, биоресурсный потенциал, рациональное хозяйствование и прогноз развития: мат-лы Междунар. молодеж. науч. конф. памяти чл.-кор. РАН Д.Г. Матишова (г. Ростов-на-Дону, 4–6 сентября 2018 г.) / [гл. ред. акад. Г.Г. Матишов]. Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2018. С. 85–91.

Сушко К.С., Ильина Л.П. Особенности развития деградационных процессов в ландшафтах Дельты Дона // Закономерности формирования и воздействия морских, атмосферных опасных явлений и катастроф на прибрежную зону РФ в условиях глобальных климатических и индустриальных вызовов («Опасные явления»): мат-лы Междунар. науч. конф. (г. Ростов-на-Дону, 13–23 июня 2019 г.). Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2019. С. 243–247.

Сычева С.А. Почвенно-геоморфологические аспекты формирования культурного слоя древних поселений // Почвоведение. 1994. № 3. С. 28–33.

Сычевская Е.К. Определение остатков рыб из неолитической стоянки Раздорское II. Раскоп 4 – 2003 г. // в кн.: В.В. Цибрий. Неолит Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья. Ростов н/Д.: Изд-во АПСН СКНЦ ВШ ЮФУ, 2008. С. 100–101.

Тесаков А.С., Тимонина Г.И., Титов В.В. Остатки грызунов из культурных слоев Азака как свидетельство эпидемиологической ситуации в городе // Азак и мир вокруг него: мат-лы Междунар. науч. конф. (Азов, 14–18 октября 2019 г.) / отв. ред. Е.Е. Мамичев. Азов: Изд-во Азовского музея-заповедника, 2019. С. 284–286. (Донские древности. Вып. 12).

Тимонина Г.И. Анализ остеологической коллекции средневекового памятника Псебепс-3 // Азак и мир вокруг него. Донские древности. Вып. 12. Азов: Изд-во Азовского музея-заповедника, 2019. С. 287–290.

Титов В.В. Остатки верблюдов из золотоордынских археологических памятников Приазовья // Диалог городской и степной культур на евразийском пространстве. Азов, 2009. С. 472–475. (Донские древности. Вып. 10).

Титов В.В. и др. Палеоэкологические характеристики энеолита Нижнего Дона (на основании материалов из многослойного памятника Раздорское I) / В.В. Титов, В.Ф. Кашибадзе, К.В. Дюжова, Г.В. Ковалева, С.В. Куршаков, П.Д. Фролов, А.С. Тесаков // Stratum plus. 2018. № 2. С. 303–315.

Тихий М.И. Промысловые рыбы из Кобякова городища // Природа: популярный естественно-исторический журнал. № 6. Л., 1927. С. 509–510.

Туишев А. 2013. Хроники истории строительства АДМК. URL: http://rosmorport.ru/media/Image/filials/Azov/ADMK/ADMK_chronicle.pdf.

Федоров П.В. Геологическая история Керченского пролива в связи с новыми данными бурения на его дне // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48. № 5. С. 72–82.

Федоров П.В. Позднечетвертичная история Черного моря и развитие южных морей Европы // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 25–32.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М., 1978. 166 с.

Федоров П.В. Послеледниковая трансгрессия Черного моря и проблема изменений уровня океана за последние 15 000 лет // в кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет / под ред. П.А. Каплина, Р.К. Клиге, А.Л. Чепалыги. М.: Наука, 1982. С. 151–156.

Формозов А.А. Древнейшие этапы истории Европейской России / отв. ред. Н.Я. Мерперт. М.: Наука, 2003. 154 с.

Хайдаров Т.Ф. Эпидемия чумы в XIII–XIV веках и ее последствия // Эпидемии и природные катаклизмы в Золотой Орде и на сопредельных территориях (XIII–XVI вв.) / Институт истории им. Ш. Марджани АН РТ. Казань, 2018. С. 47–62.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.

Хохлова О.С. и др. Климат и растительность античного Танаиса (III–V в. до н.э. – V в. н.э.) по данным палеопочвенного и палеоботанического анализа / О.С. Хохлова, К.В. Дюжова, А.А. Гольева, Т.А. Трифонова, Д.С. Бунин, С.М. Ильяшенко, А.А. Хохлов // Известия РАН. Серия географическая. 2018. № 5. С. 55–69.

Хрусталев Ю.П. Закономерности осадконакопления во внутриконтинентальных морях аридной зоны. Л.: Наука, 1989. 261 с.

Хрусталев Ю.П. Основные проблемы геохимии седиментогенеза в Азовском море. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1999. 247 с.

Хрусталев Ю.П., Ивлиева О.В. Проблемы антропогенной морской седиментологии (на примере Азовского моря). Ростов н/Д.: Гефест, 1999. 196 с.

Хрусталев Ю.П., Щербаков Ф.А. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Ростов н/Д.: Изд-во РГУ, 1974. 148 с.

Цалкин В.И. История скотоводства в Северном Причерноморье // Материалы и исследования по археологии СССР. 1960а. № 53. С. 5–109.

Цалкин В.И. Домашние и дикие животные Северного Причерноморья в эпоху раннего железа // Материалы и исследования по археологии СССР. История скотоводства в Северном Причерноморье. М.: Изд-во АН СССР, 1960б. № 53. С. 7–109.

Цалкин В.И. Животноводство и охота племен восточно-европейской лесостепи в раннем железном веке // Материалы и исследования по археологии СССР. 1966. № 135. С. 3–107.

Цалкин В.И. Фауна Танаиса // Античные древности Подонья-Приазовья. М.: Наука, 1969. С. 273–285.

Цепкин Е.А. Рыбы городища Танаис // Вопросы ихтиологии. 1961. Вып. 1. № 3 (20). С. 448–452.

Цепкин Е.А. Новые данные к истории рыбного промысла в Танаисе // Краткие сообщения института археологии. 1970. Вып. 124. С. 115–117.

Цепкин Е.А. К истории промысловой ихтиофауны и рыболовства в бассейне Дона // Вопросы ихтиологии. 1989. Т. 29. С. 771–776.

Цыбрий В.В. Неолит Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья. Ростов н/Д.: Изд-во СКНЦ ВШ ЮФУ, 2008. 205 с.

Цыбрий А.В. и др. Новые исследования поселения Ракушечный Яр в 2008–2013 гг. / А.В. Цыбрий, Е.В. Долбунова, А.Н. Мазуркевич, В.В. Цыбрий, А.Ф. Горелик, Г. Мотузаите-Матузевичиуте, М.В. Саблин // Самарский научный вестник. 2014. № 3 (8). С. 203–214.

Цыбрий А.В. и др. Новые исследования памятника Ракушечный Яр и вопросы неолитизации юга Восточной Европы / А.В. Цыбрий, В.В. Цыбрий, Е.В. Долбунова, А.Н. Мазуркевич, М.В. Саблин, Д. Медоус, Г. Мотузаите-Матузевичиуте // Сб. трудов V (XXI) Всероссийского археологического съезда. Барнаул, 2017. С. 1111–1112.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для понимания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 274 с. (Труды Института геологических наук АН СССР. Вып. 135. Геологическая серия. № 55).

Шарафутдинова Э.С. Памятники предскифского времени на Нижнем Дону (кобяковская культура). Л.: Наука, 1980. 88 с.

Шелов Д.Б. Танаис и Нижний Дон в первые века нашей эры. М.: Наука, 1972. 351 с.

Шнюков Е.Ф., Усенко В.П. К изучению грязевых вулканов акватории Азовского моря // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Киев, 1969. Вып. 3. С. 20–32.

Шрамко Б.А., Цепкин Е.А. Рыболовство у жителей Донецкого городища в VIII–XIII вв. // Советская археология. 1963. № 2. С. 74–84.

Щербаков Ф.А. и др. Стратиграфия позднечетвертичных отложений Чёрного моря / Ф.А. Щербаков, Е.В. Коренева, Э.К. Забелина // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 46–51.

Экологический атлас Азовского моря / гл. ред. акад. Г.Г. Матишов; отв.ред. Н.И. Голубева, В.В. Сорокина. Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2011. 328 с.

Эльяшев А.А. О простом способе приготовления высокопреломляющей среды для диатомового анализа // Труды НИИ геологии Арктики. Вып. 4. Л., 1957. С. 74–76.

Юрцева А.О. Кости рыб из Фанагории (раскопки 2006–2013 гг.) // Фанагория. Результаты археологических исследований / под общ. ред. В.Д. Кузнецова. Материалы по археологии и истории Фанагории. Т. 4. Вып. 2 / под ред. А.А. Завойкина. М.: Институт археологии РАН, 2016. С. 353–360.

Яблонских Л.А. Органическое вещество аллювиальных дерновых насыщенных почв легкого гранулометрического состава Среднерусской лесостепи // Вестник ВГУ. Сер. Химия, биология. 2000. С. 156–162.

Яворская Л.В., Антипина Е.Е. Золотоордынский город Маджар: первые результаты исследования археозоологической коллекции из ремесленного квартала (раскоп № 10 – 2014 г.) // Аналитические исследования лаборатории естественнонаучных методов / отв. ред. В.И. Завьялов, С.В. Кузьминых. Вып. 4. М.: Ин-т археологии РАН, 2017. С. 243–250.

Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия. Смоленск: Маджента, 2005. 300 с.

Янко-Хомбах В.В. и др. Колебания уровня Чёрного моря и адаптационная стратегия древнего человека за последние 30 тысяч лет / В.В. Янко-Хомбах, Е.В. Смынтына, С.В. Кадурин, Е.П. Ларченков, И.В. Мотненко, С.В. Какаранза, Д.В. Киосак // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2011. № 2. С. 61–94.

Bolikhovskaya N.S. et al. Detailed reconstructions of Holocene climate and environment changes in the Taman Peninsula (Kuban River delta region) and their correlation with rapid sea-level fluctuations of the Black Sea / N.S. Bolikhovskaya, A.V. Porotov, K. Richards, M.D. Kaitamba, S.S. Faustov, V.N. Korotaev // Quaternary International. 2018. Vol. 465. P. 22–36.

Brückner H. et al. The Holocene sea level story since 7500 BP – Lessons from the Eastern Mediterranean, the Black and the Azov Seas / H. Brückner, D. Kelterbaum, O. Marunchak, A. Porotov, A. Vött // Quaternary International. 2010. 225(2). P. 160–179.

BSPC Editorial Board. 2014. Black Sea phytoplankton checklist. URL: http://phyto.bss.ibss.org.ua.

Chmura G.L. et al. Pollen transport through distributaries and depositional patterns in coastal waters / G.L. Chmura, A. Smirnov, I.D. Campbell // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1999. Vol. 149. P. 257–270.

Cleve P.T., Grunow A. Beitrage zur Kenntnis der arctischen Diatomeen. Bih. Kongl. Svenska Vetensk.-Akad. Handl. 1880. 17(2). P. 1–121.

Cooper M.A. et al. Basin developmentand tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera and Middle MagdalenaValley, Colombia / M.A. Cooper, F.T. Addison, R. Alvarez, M. Coral, R.H. Graham, A.B. Hayward, S. Howe, J. Martinez, J. Naar, R. Penas, A.J. Pulham, A. Taborda // AAPG Bulletin. 1995. Vol. 79. No. 10. P. 1421–1443.

Fryxell G.A., Hasle G.R. Thalassiosira eccentrica (Ehrenb.) Cleve, *T. symmetrica* sp. nov., and some related centric diatoms // J. Phycol. 1972. 8(4). P. 297–317.

Fryxell G.A., Hasle G.R. The genus *Thalassiosira*: Some species with a modified ring of central strutted processes // Beih. Nova Hedwigia. 1977. 54. P. 67–98.

Fryxell G.A., Hasle G.R. The genus *Thalassiosira*: T. trifulta sp. nova and other species with tricolumnar supports of strutted processes Beih. // Nova Hedwigia. 1979. 64. P. 13–32.

Gregory W. On the post-Tertiary diatomaceous sand of Glenshira. Part II. Containing an account of a number of additional undescribed species // Trans. Microscop. Soc. London. 1857. 5. P. 67–88.

Grimm E.C. TILIA and TILIA GRAPH.PC spreadsheet and graphics software for pollen data // INQUA, Working Group on Data-Handling Methods. Newsletter. 1990. No. 4. P. 5–7.

Guiry M.D., Guiry G.M. AlgaeBase. World-wide electronic publication, National University of Ireland, Galway. 2019. URL: http://www.algaebase.org; searched on 21 January 2019.

Hargraves P.E. Studies on marine plankton diatoms IV. Morphology of *Chaetoceros* Resting Spores // Nova Hedwigia. 1979. Vol. 64. P. 99–120.

Hargraves P.E., French F.W. Observation on the survival of diatom resting spores // Nova Hedwigia. 1975. Vol. 53. P. 229–238.

Hasle G.R. Some *Thalassiosira* species with one central process (Bacillariophyceae) // Norw. J. Bot. 1978. 25. P. 77–110.

Hasle G.R. The planktonic marine diatom *Thalassiosira mediterranea* (synonym *Thalassiosira stellaris*) // Diatom Res. 1990. 5. P. 415–418.

Hustedt F. Die Kieselalgen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz unter Berücksichtigung der übrigen Länder Europas sowie der angrenzender Meeresgebiete // Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz. Akademische Verlagsgesellschaft. Bd 7. Teil 1. Lief. 3. Leipzig, 1929. S. 465–608.

Khokhlova O.S. et al. Paleoecology of the ancient city of Tanais (3RD century BC–5TH century AD) on the north-eastern coast of the sea of Azov (Russia) / O.S. Khokhlova, K.V. Dyuzhova, A.A. Golyeva, T.A. Trifonova, D.S. Bunin, S.M. Ilyashenko, A.A. Khokhlov, G.V. Shipkova // Quaternary International. 2019. Vol. 516. P. 98–110.

Kovaleva G.V. et al. The diatoms and pollen analysis of the Early Azov and New Azov sediments / G.V. Kovaleva, K.V. Dyuzhova, A.E. Zolotareva // IGCP 610 "From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary", 22–30 September 2015. Astrakhan, Russia. Proceedings / ed.: A. Gilbert, V. Yanko-Hombach, T. Yanina. Moscow: MSU, 2015. P. 108–111.

Kovaleva G.V. et al. Micropaleontologycal studies and biostratigraphy of the Ancient Azov and the New Azov deposits (the Sea of Azov) / G.V. Kovaleva, K.V. Dyuzhova, A.E. Zolotareva // Where East meets West: Pontocaspia, the historical dimension of the evolution of a unique biodiversity: abstracts of the International youth school-conference (Rostov-on-Don; Kagal'nik, Astrakhan' (Russia, August 21 – September 02, 2017)). Rostov-on-Don: SSC RAS Publishers, 2017. P. 31–36.

Kuwata A., Takahashi M. Life form population responses of marine planktonic diatom, Chaetoceros pseudocurvisetus, to oligotrophication in regionally upwelled water // Marine Biology. 1990. Vol. 107. P. 503–512.

Mann M.E. et al. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly / M.E. Mann, Z. Zhang, S. Rutherford // Science. 2009. Vol. 326. P. 1256–1260.

Martin R.E., Yanko-Hombach V. Rapid Holocene sea-level and climate change in the Black Sea: An evaluation of the Balabanov sea-level curve // Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: beyond the flood hypothesis GSA. Special Papers 473 / I.V. Buynevich, V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert, R.E. Martin (Eds.). Boulder, Geological Society of America, 2011. P. 51–58.

Matishov G.G. et al. Paleogeography of the Sea of Azov region in the Late Holocene (reconstruction by diatom and pollen data from marine sediments) / G.G. Matishov, G.V. Kovaleva, E.Yu. Novenko, K.V. Krasnorutskaya, V.V. Polshin // Quaternary International. 2013. Vol. 284. P. 123–131.

McQuoid M.R. et al. Viability of phytoplankton resting stages in the sediments of a coastal Swedish fjord / M.R. McQuoid, A. Godhe, K. Nordberg // European Journal of Phycology. 2002. 37. P. 191–201.

Morales A. et al. An ichthyoarchaeological survey of the ancient fisheries from the Northern Black Sea / A. Morales, E. Antipina, A. Antipina, E. Roselló // Archaeofauna. 2007. No. 16. P. 117–172.

Mörner N.-A. The late Quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish west coast: Sveriges geologiska undersökning. Ser. C. 1969. 640. 487 p.

Nevidomskaya D. et al. Influence of the Bronze age burials on properties of soils of the Lower Don Region / D. Nevidomskaya, L. Iljina, K. Dvadnenko // Quaternary stratigraphy and paleontology of the Southern Russia: connections between Europe, Africa and Asia: abstracts of the International INQUA-SEQS Conference. Rostov-on-Don, 2010. P. 107–109.

Novenko E.Yu. et al. Palaeoecological evidence for the middle and late Holocene vegetation, climate and land use in the upper Don River basin (Russia) / E.Yu. Novenko, E.M. Volkova, M.P. Glasko, and I.S. Zuganova // Vegetation History and Archaeobotany. 2012. Vol. 21. No. 4–5. P. 337–352.

Risberg J. Siliceous microfossil stratigraphy in a superficial sediment core from the northwestern part of the Baltic Sea // Ambio. 1990. 19. P. 167–172.

Sancetta C. Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas // Micropaleontology. 1982. Vol. 28. 3. P. 221–225.

Smith W. A synopsis of the British Diatomaceae; with remarks on their structure, function and distribution; and instructions for collecting and preserving specimens. Vol. 1. London, 1853. 89 p.

Smith W. A synopsis of the British Diatomaceae; with remarks on their structure, function and distribution; and instructions for collecting and preserving specimens. Vol. 2. London, 1856. 107 p.

Smol J.P. The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: a useful paleolimnological index // Hydrobiologia. 1985. 123. P. 199–208.

Stachura-Suchoples K. et al. Occurrence and significance of *Chaetoceros* (Bacillariophycae) resting spores in the Holocene sediments of the Baltic Sea / K. Stachura-Suchoples, A. Zgrundo, A. Witkowski // Oceanological Studies. 1998. Vol. 2. P. 87–92.

Suto I. The explosive diversification of the diatom genus *Chaetoceros* across the Eocene/Oligocene and Oligocene/Miocene boundaries in the Norwegian Sea // Marine Micropaleontology. 2006. 58 (4). P. 259–269.

Tesakov A.S. et al. Plio-Pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia / A.S. Tesakov, A.E. Dodonov, V.V. Titov, V.M. Trubikhin // Quaternary International. 2007. 160. P. 57–69.

Traverse A. Sedimentation of organic particles. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1994. 544 p.

Velichko A.A. et al. Progressively cooler, drier interglacials in southern Russia through the Quaternary: Evidence from the Sea of Azov region / A.A. Velichko, N.R. Catto, M.Y. Kononov, T.D. Morozova, E.Yu. Novenko, P.G. Panin, G.Ya. Ryskov, V.V. Semenov, S.N. Timireva, V.V. Titov, and A.S. Tesakov // Quaternary International. 2009. 198 (1–2). P. 204–219.

Villareal T.A., Fryxell G.A. Temperature effects on the valve strucrure of the bipolar diatoms *Thalassiosira antarctica* and *Porosira glacialis* // Polar Biol. 1983. 2. P. 163–169.

Wanner H. et al. Structure and origin of Holocene cold events / H. Wanner, O. Solomina, M. Grosjean, S.P. Ritz, M.J. Wanner // Quaternary science reviews. 2011. Vol. 30. P. 3109–3123.

Westman P., Sohlenius G. Diatom stratigraphy of five offshore sediment cores from the northwestern Baltic proper implying large scale circulation changes during the last 8500 years // Journal of Paleolimnology. 1999. Vol. 22. P. 53–69.

Witak M. A diatom record of Late Holocene environmental changes in the Gulf of Gdańsk // Oceanological Studies. 2000. Vol. 29 (2). P. 57–74.

Witak M. et al. Chaetoceros resting spores as indicators of Holocene paleoenvironmental changes in the Gulf of Gdańsk, southern Baltic Sea / M. Witak, J. Dunder, & M. Leśniewska // Oceanological and Hydrobiological Studies. 2011. Vol. 40 (4). P. 21–29.

Witkowski A. Recent and fossil diatom flora of the Gulf of Gdańsk, Southern Baltic Sea, Bibl. Diatomologica, 28. Berlin, Stuttgart, Cramer, 1994. 313 p.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

МАТИШОВ Геннадий Григорьевич
д.г.н., академик, научный руководитель,
Южный научный центр РАН, пр. Чехова, 41, Ростов-на-Дону, 344006,
matishov_ssc-ras@ssc-ras.ru

ТИТОВ Вадим Владимирович
к.б.н., в.н.с., Южный научный центр РАН, пр. Чехова, 41, Ростов-на-Дону, 344006,
vvtitov@yandex.ru

КОВАЛЁВА Галина Витальевна
к.б.н., в.н.с., Южный научный центр РАН, пр. Чехова, 41, Ростов-на-Дону, 344006,
kovaleva@ssc-ras.ru

ПОЛЬШИН Владимир Владимирович
к.г.н., с.н.с., Южный научный центр РАН, пр. Чехова, 41, Ростов-на-Дону, 344006,
vlad0220vlad@mail.ru

ДЮЖОВА Кристина Владимировна
к.г.н., с.н.с., Южный научный центр РАН, пр. Чехова, 41, Ростов-на-Дону, 344006,
kristi_kras007@mail.ru

БАЙГУШЕВА Вера Северьяновна
к.г.-м.н., с.н.с., Азовский историко-археологический и палеонтологический музей-заповедник,
ул. Московская, 38/40, Азов, Ростовская область, 346780, *paleorostov@yandex.ru*

ЗАЙЦЕВ Анатолий Васильевич
АО «Южгеология»

ИЛЬИНА Людмила Павловна
к.с.-х.н., в.н.с., Южный научный центр РАН, пр. Чехова, 41, Ростов-на-Дону, 344006,
iljina@ssc-ras.ru

НЕСТЕРУК Галина Владимировна
н.с., Южный научный центр РАН, пр. Чехова, 41, Ростов-на-Дону, 344006,
galanesv@yandex.ru

СУШКО Кирилл Сергеевич
к.г.н., н.с., Южный научный центр РАН, пр. Чехова, 41, Ростов-на-Дону, 344006,
kirrkka@yandex.ru

ТИМОНИНА Галина Ивановна
зав. отделом палеонтологии и природы, Азовский историко-археологический
и палеонтологический музей-заповедник, ул. Московская, 38/40, Азов, Ростовская область,
346780, *azovpriroda@yandex.ru*

КУРШАКОВ Сергей Викторович
м.н.с., Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН, пр. Нахимова, 2,
Севастополь, 299011, *kurshackov@yandex.ru*

НЕВИДОМСКАЯ Дина Георгиевна
к.б.н., в.н.с., научно-исследовательская лаборатория мониторинга биосферы Академии
биологии и биотехнологии им. Д.И. Ивановского, Южный федеральный университет,
пр. Стачки, 194/1, Ростов-на-Дону, 344090, *dnevidomskaya@mail.ru*

Научное издание

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
ПРИАЗОВЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Техническая редакция и корректура:
С.А. Шестак, А.А. Яковлева, А.С. Бабаева

Макет
Е.Э. Кирилловой

Обработка иллюстраций

Л.В. Безбородовой

Обложка
А.В. Коржова

Перевод
Р.Г. Михалюка

Подписано в печать 17.12.2019
Формат 60 х 84/8. Усл. п. л. 26,04
Гарнитура Calibri.
Тираж 300 экз. Заказ № 1507.

Издательство ЮНЦ РАН
344006, г. Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 41
Тел. (863) 250-98-21

Типография «Омега-Принт»
344082, г. Ростов-на-Дону, ул. М. Горького, 3
Тел.: (863) 244-44-42, 244-46-77, 244-47-27