

КОНЦЕПЦИЯ О МОРСКИХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ В ЛЕДНИКОВЫЙ И СОВРЕМЕННЫЙ ПЕРИОДЫ

Г.Г. Матишов

Основные представления академика К.К. Маркова о роли четвертичного оледенения в формировании геоморфологического облика Евразии, сибирской подземной мерзлоты, перигляциальных ландшафтов, а также прогресс в океанологии в 1950–70-е годы сыграли большую роль в становлении представлений об экзогенных процессах на подводной окраине материков и в открытом океане полярных и умеренных широт. Как известно, колоссальный первичный материал о рельефе дна и четвертичных осадках, накопленный в старейших морских институтах Мурманска – ПИНРО и ММБИ – дал возможность по-новому взглянуть на формирование геоморфологии бассейнов Северной Атлантики, Норвежско-Гренландского бассейна, западноарктических шельфов [Матишов, 1980; Матишов, 1984; Матишов, Павлова, 1990].

В основу наших исследований положен морфоскульптурный анализ дна. Он включает в себя картографический, геоморфологический, морфолитологический, сейсмоакустический и другие методы. Подводная топография и элементы рельефа отображены нами на батиметрических картах масштаба 1:200000. Их общее количество составило порядка 300 планшетов. В работе использованы данные по бурению осадочного чехла, полученные на отечественных и зарубежных судах. В результате пересмотрены сложившиеся ранее взгляды на строение и типизацию скульптурных форм, а также разработаны новые теоретические положения об экзогенном морфогенезе и концепция о громадных материковых ледниковых покровах, распространявшихся на шельфах, и подчиненном им океаническом перигляциале в глубоководных областях океана. Под ледниковой морфоскульптурой подразумевается сложный комплекс форм рельефа шельфа, возникших при воздействии ледниковых покровов на поверхность дна, а под перигляциальными формами – комплекс отложений и коррелятивных им эрозионных и аккумулятивных образований. Их происхождение за пределами границ древних ледников связано с деятельностью водно-ледниковых и мутьевых потоков, айсберговой седиментации.

В течение более 25 лет комплексные геологические и палеогеоморфологические исследования в северных и южных морях нашей страны проводит Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН и отдел морских и экосистемных исследований Южного научного Центра РАН. Основные экспедиционные работы выполнялись на шельфе Баренцева, Карского, Белого, Азовского, Каспийского, Норвежского и других морей. Главное внимание было сосредоточено на изучении топографии и геоморфологии дна, литологии и биостратиграфии голоценовых осадков, сейсмостратиграфии четвертичных отложений гляциальных и перигляциальных шельфов, а также внутриконтинентальных шельфов с аридным климатом.

Литологический состав и распределение современных донных отложений Азовского шельфа представляют объект исследования уже более 50 лет [Геология..., 1974; Панов, 1963; Панов, Спичак, 1961; Панов, Хрусталева, 1966; Хрусталева, 1989; Хрусталева, 1999]. Достаточно информативно изучены общие седиментационные явления в прибрежной зоне и на открытой акватории. Существуют картосхемы гранулометрических типов донных осадков Азовского моря. Однако анализ осадконакопления производился без конкретной привязки к геоморфологическим элементам морского дна. Поэтому до сих пор не представлена реальная мозаика распределения на шельфе новейших отложений в зависимости от рельефа дна и локальной гидродинамики вод. Возможно, это объясняется мелководностью водоема и общепринятым представлением о плоском, выровненном характере его дна. В действительности даже мелкомасштабные батиметрические карты указывают на определенную дифференциацию донного рельефа в различных частях моря.

В периоды четвертичных оледенений континентальные шельфы Европы и Северной Америки (рис. 1) неоднократно покрывались ледниками материкового типа [Марков и др., 1965; Матишов, 1980; Матишов, 1986]. Важнейшими свидетелями четвертичного оледенения в океане оказались громадные гляциальные и перигляциальные шельфы. Воссоздавая генетическую картину

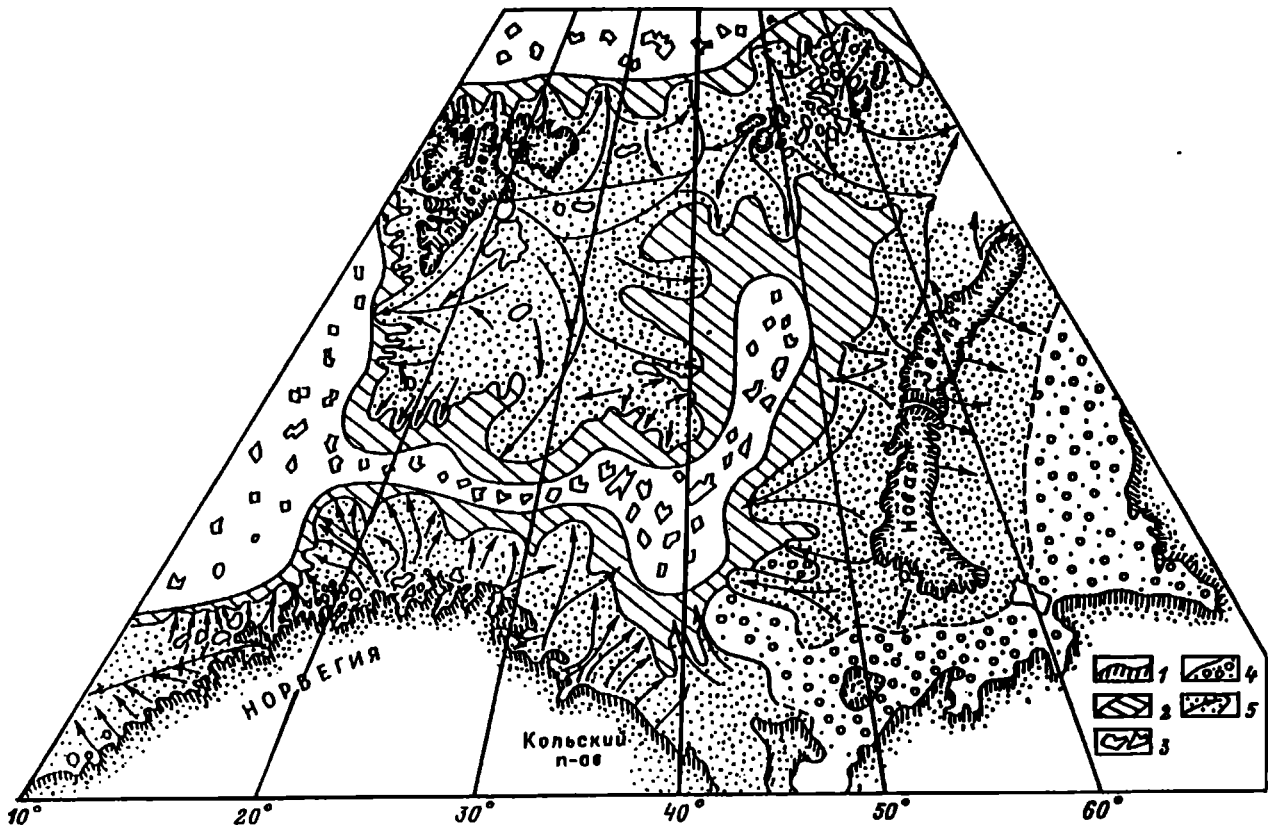


Рис. 1. Вероятное развитие материкового оледенения на шельфе Баренцева моря в позднем плейстоцене (18–20 тыс. лет назад):

1 – ареал материкового льда (надонного); 2 – плавающий шельфовый материковый ледник; 3 – паковые льды и дрейфующие айсберги; 4 – островная мерзлота морского дна; 5 – материковый (надонный) лед и линии его тока.

приледниковых ландшафтов дна, выделены крупные долины стока талых вод, покровные зандры. Это позволило предложить понятие «перигляциальные шельфы» (рис. 2). Их масштабность не имеет аналогов на суше. Во многом ледниковый морфогенез определялся дочетвертичным структурно-геоморфологическим планом.

Согласно современным геолого-геофизическим данным гляциалам предшествовал ряд эрозивно-тектонических циклов развития дна, в течение которых на шельфе в субаральных условиях сформировались типа куэст моноклиальные возвышенности и структурные плато, а также системы субсеквентных и консеквентных речных долин. На материковом склоне заложилась подводные ущелья и каньоны. Возникновение внутришельфовых куэст, протянувшихся почти сплошной полосой более чем на 15 тысяч миль и сложенных известняками, песчаниками, вероятно, совпадает с верхнемеловым-раннепалеогеновым стратиграфическим несогласием в осадочном чехле шельфа.

На гляциальных шельфах, подвергавшихся воздействию Лаврентийского, Гренландского, Исландского, Фарерского, Британского, Скандинавского, Шпицбергенского древних ледниковых покровов, детально закартированы разновидности ледниковых желобов, моренных гряд, водноледниковых образований, находящихся сейчас на глубинах 50–200 и до 400 м [Матишов, 1984; Матишов, 1987]. Выяснены мощность, вещественный состав, текстура моренных, флювиогляциальных и ледниково-морских отложений, слагающих формы ледниковой морфоскульптуры. Моренные гряды сложены в основном плотными валунными глинами и суглинками. Мощность четвертичных отложений в этих грядах достигает 100–250 м, что отличает их от прилегающих пространств гляциальных шельфов. На перигляциальных шельфах, находившихся под влиянием ледниковых покровов, обследованы песчаные зандровые покровы, мощность которых изменяется от 10 до 80 м. Все покровные зандры пересечены крупными долинами стока талых ледниковых

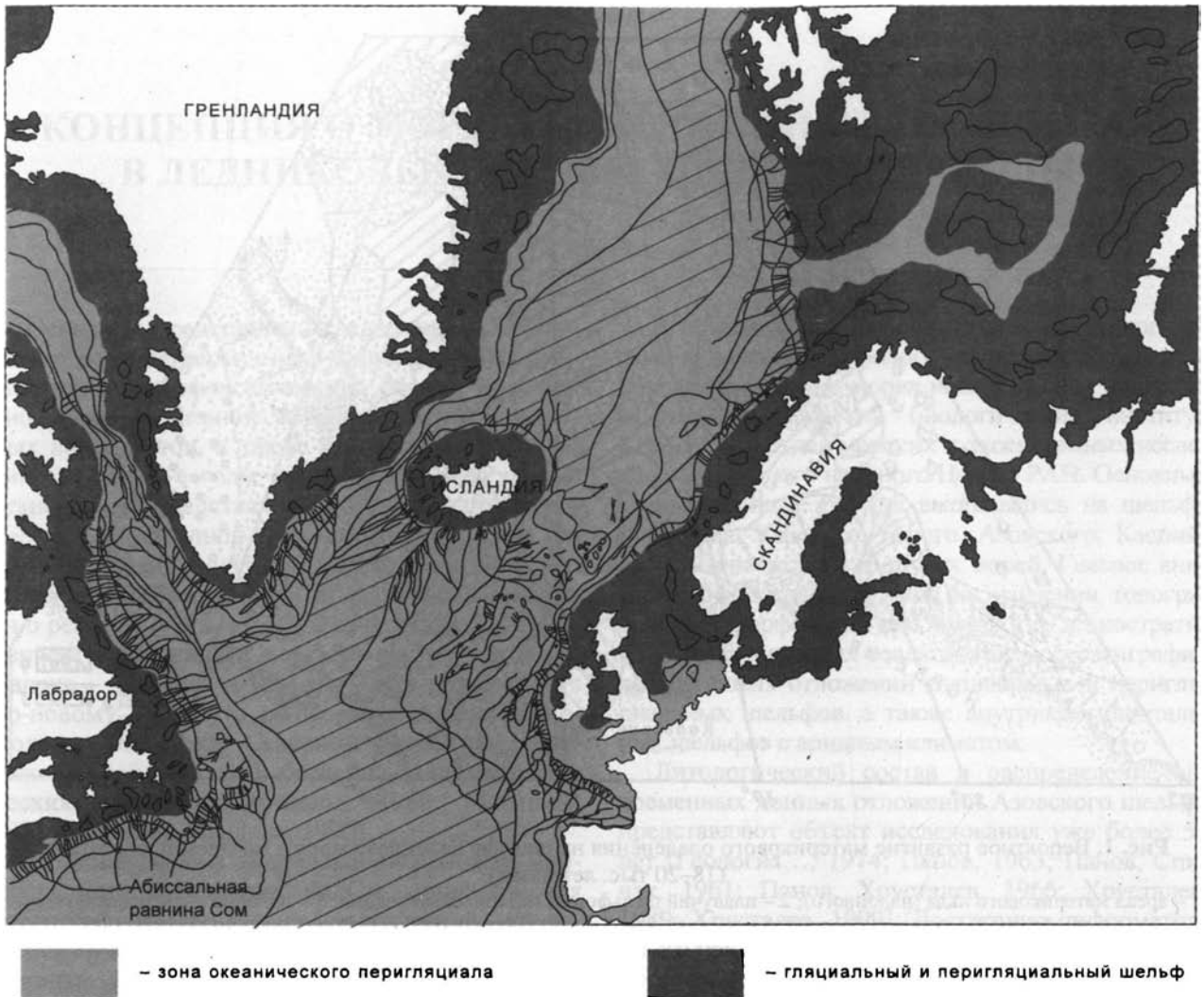


Рис. 2. Распространение подводных долин в перигляциально-океаническом поясе.

вод, как например, на Североморской, Кельтской, Армориканской, Большой Ньюфаундлендской и Новоанглийской подводных зандровых равнинах.

Ледники, растекаясь в сторону океана, производили на прибрежном шельфе экзарацию дна, в зоне краевых внутришельфовых желобов – неравномерную ледниковую эрозию и аккумуляцию, а на внешнем шельфе накапливали ледниковые отложения мощностью от 40–80 до 200 м. Следует также выделять перигляциально-морскую зону, возникавшую в шельфовых желобах перед краем ледников. Во время дегляциации происходило последовательное наложение перигляциально-морской зоны на зоны экзарации и ледниковой аккумуляции. В результате для четвертичных разрезов шельфовых желобов характерно фациальное замещение моренных и флювиогляциальных отложений континентального генезиса более молодыми ледниково-морскими осадками.

В развитии подводных фьордов, краевых и поперечных желобов ведущая роль принадлежала активным выводным ледникам, ложем которых служили дочетвертичные речные долины. Ледники, мощность которых могла быть 500–1 200 м, расширили и углубили древние речные долины, придали им форму трогов, создали на дне желобов ригели, впадины выпахивания, стадийные морены. Ледники интенсивно растекались по дну шельфовых желобов вследствие сильного горизонтального бокового напора материкового льда, скапливавшегося в конфлюэнтных бассейнах.

Суммарная величина ледниковой денудации во фьордах оценивается в 5–10 м, а в краевых и поперечных желобах – порядка 80–120 м. Наряду с экзарацией дна в образовании морфологии желобов велико значение талых ледниковых вод, следами деятельности которых являются ложбины и каналы стока, врезанные в четвертичный покров на 5–30 м.

В процессе растекания ледников созданы не только переуглубленные трюги, но и комплексы краевых образований: моренные гряды, зандровые поля, каналы стока талых ледниковых вод. В виде концентрических зон они выделяются на поверхности плато, возвышенностей и желобов внешнего шельфа. Краевые ледниковые образования развивались как в субаэральных, так и в субаквальных условиях. Среди признаков континентального формирования моренных гряд следует отметить: повсеместно наблюдаемая в пределах банок на глубинах до 150–250 м парагенетическая связь морен и древних береговых линий (с морской стороны от гряд); абразированные вершины моренных гряд, бронированные валунно-галечными плащами; местами малые глубины (менее 40–120 м) современного нахождения ледниковых форм; прямое продолжение наземных береговых морен на прибрежном шельфе. Вопрос о возрасте этих образований остается сложным.

Развитие покровных зандров на перигляциальных шельфах связано с деятельностью субаэральных водно-ледниковых потоков, возникающих при таянии Скандинавского, Британского и Лаврентийского покровов. Ярким морфологическим выражением деятельности мощных потоков является канал пролива Ла-Манш и другие крупные долины стока талых вод.

Самые масштабные экзогенные события в ледниковые и межледниковые эпохи разворачивались в открытом океане. В конце 1970-х годов нами было предложено понятие «океанического перигляциала», которое объединяет все многообразие физико-географических явлений и процессов, развивающихся от полярных широт до субтропиков океана под влиянием ледниковых покровов шельфа. По сути, это влияние оледенения земли на океан за пределами шельфа. Концептуально и терминологически эта теория нашла широкое отражение в отечественной и зарубежной науке.

Ярким проявлением перигляциала являются системы абиссальных каналов в полярных и умеренных широтах океана (рис. 3). По своим масштабам эти глобальные дренажные системы ледников превосходят крупнейшие речные бассейны суши. Ледниково-мутьевые лавины и айсберговый разнос вызывали колоссальное перемещение терригенного вещества на многие тысячи километров, от материковых центров оледенения в открытый океан.

Перигляциально-океанический пояс простирается до субтропических (28–40° с.ш.) широт Атлантики. Среди закартированных нами более 800 подводных долин материкового склона характерны подводные каньоны и подводные уще-

лья, унаследовавшие в своем развитии дочетвертичное расчленение сбросовых и структурных склонов; подводные овраги, выработанные в покрове рыхлых отложений аккумулятивных склонов. Каждый из этих типов подводных долин образует густые системы из 10–50 однородных врезов, повторяющихся на поверхности материкового склона.

Отличительной чертой наклонных равнин материкового подножия и абиссали являются окаймленные прирусловыми валами абиссальные каналы. Эти ящикообразные долины врезаны в мощную субгоризонтальную толщу слагающих их четвертичных отложений. На дне каналов залегают слои терригенных, в основном кварцевых песков мощностью в среднем 1–20 м, а иногда до 50–80 м. Наиболее известные системы абиссальных каналов Лабрадорский и Мори простираются на несколько тысяч миль на больших (2–5 км) глубинах дна Северо-Западной и Северо-Восточной Атлантики и выделяются густой сетью каналов – притоков с глубиной вреза 100–200 м. В частности, только Лабрадорский срединно-океанический канал включает в себя более 250 каналов – притоков, связанных с каньонами и ущельями материкового склона.

Материковое оледенение несомненно сыграло ведущую роль в лито- и морфогенезе на гляциальных и перигляциальных шельфах. Морены и флювиогляциальные отложения шельфов, а также ледниково-мутьевые и ледниково-морские осадки на глубинах 2–5 км, имеют идентичный вещественный состав. В их минеральном составе господствуют в песчаной фракции кварц (60–90%), в составе глинистых минералов гидрослюда (50–70%) и хлорит. Это указывает на генетическую связь шельфовых и глубоководных отложений. Ледниково-мутьевые потоки и айсберговый разнос обусловлены громадным стоком материкового льда и водно-ледниковых потоков за пределы шельфов. Селеподобные потоки, стекая в абиссаль по подводным долинам материкового склона, приобретали в них такие гидродинамические параметры, при которых потоки были способны, выходя на субгоризонтальные равнины ложа океана, выполнять поистине колоссальную эрозионно-аккумулятивную деятельность. Возникали громадные конусы выноса, пересеченные абиссальными каналами на расстоянии в сотни и тысячи миль. Степень насыщенности взвесью, интенсивность, частота ледниково-мутьевых потоков определялись местоположением на шельфе края североамериканских и европейских ледниковых покровов, режимом их таяния и объемом водно-ледникового стока.

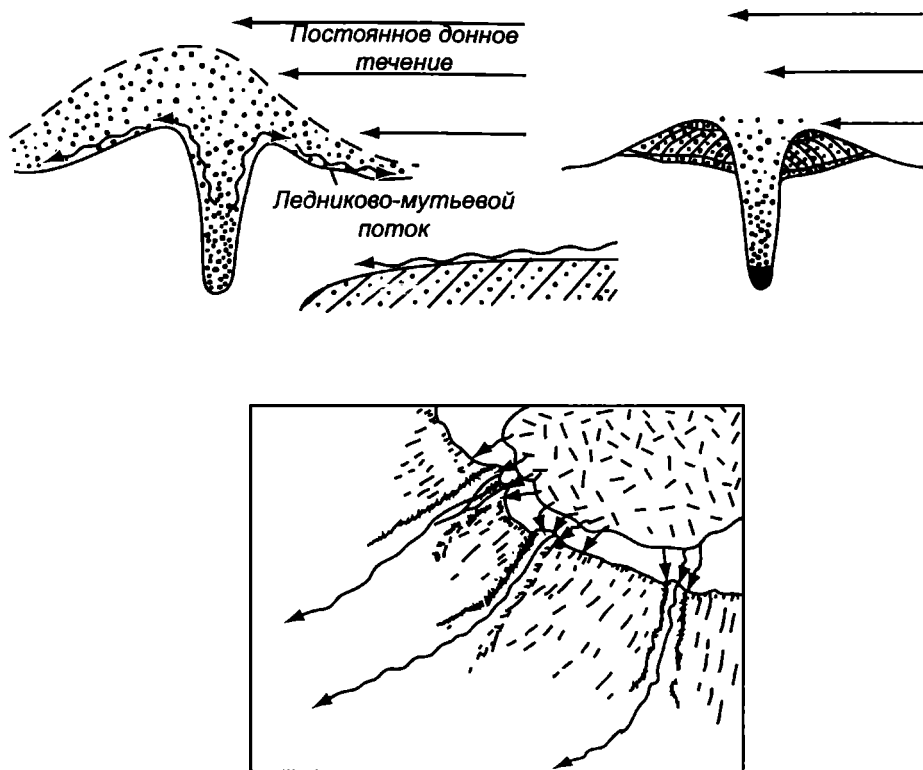


Рис. 3. Вероятный механизм развития ледниково-мутьевых потоков в подводных каньонах и абиссальных каналах ложа океана.

Мутьевые потоки, частые квазистационарные спуски которых могли быть в начале дегляциации, следует считать ведущим фактором в накоплении 100–400-метровой толщи четвертичных отложений глубоководных равнин дна океана. Вместе с тем, достаточно велико было значение айсбергового разноса моренного материала, в процессе которого накопилось примерно 30–70 метров ледниково-морских осадков. Сток материкового льда в океан связан с откалыванием айсбергов от крупных выводных ледников, ложем которых были почти 200 поперечных желобов внешнего шельфа.

Реконструкция древних ледниковых покровов относится к основополагающим вопросам палеогеографии плейстоцена. Согласно материалам глубоководного бурения дна, возникновение первых покровных оледенений на североамериканском и европейском материках относится к эоплейстоцену (1,8–3,5 млн. лет). Для последней позднеюрмской эпохи определенно реконструируются ледниковые покровы на шельфах и перигляциальные обстановки в открытой части Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна. Сопоставление в пространстве поясов краевых ледниковых образований, корреляция их с датированной радиоуглеродным методом ледниковой морфоскульптурой побережья

позволили выдвинуть гипотезу, согласно которой в позднем вюрме (21–17 тыс. лет назад) ледники покрывали гляциальные шельфы почти на всю ширину и, возможно, являлись одними из максимальных по мощности льда и площади их распространения. Для последнего оледенения следует выделять внешнюю (максимальную), внутришельфовую, прибрежную и фьордовую стадии развития. Во время фьордовой стадии (11,4–10,2 тыс. лет) ледники почти не выходили за пределы береговой черты материков.

Самую острую дискуссию вызывает проблема оледенения Баренцево-Карского шельфа. Сложная, но вполне упорядоченная ледниковая морфоскульптура баренцевоморского шельфа, видимо, сформировалась в процессе активного растекания периферических частей Скандинавского, Новоземельского, Шпицбергенского ледниковых покровов. Ледники толщиной 1–2 км растекались с материка на шельф, а не наоборот. Это подтверждается детальными батиметрическими картами, закономерностями рельефа дна, литологией подводных морен (рис. 4, 5). Особенно убедительными оказались новейшие радиоуглеродные датировки древних береговых линий на Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, Кольском полуострове [Forman et al., 2004].

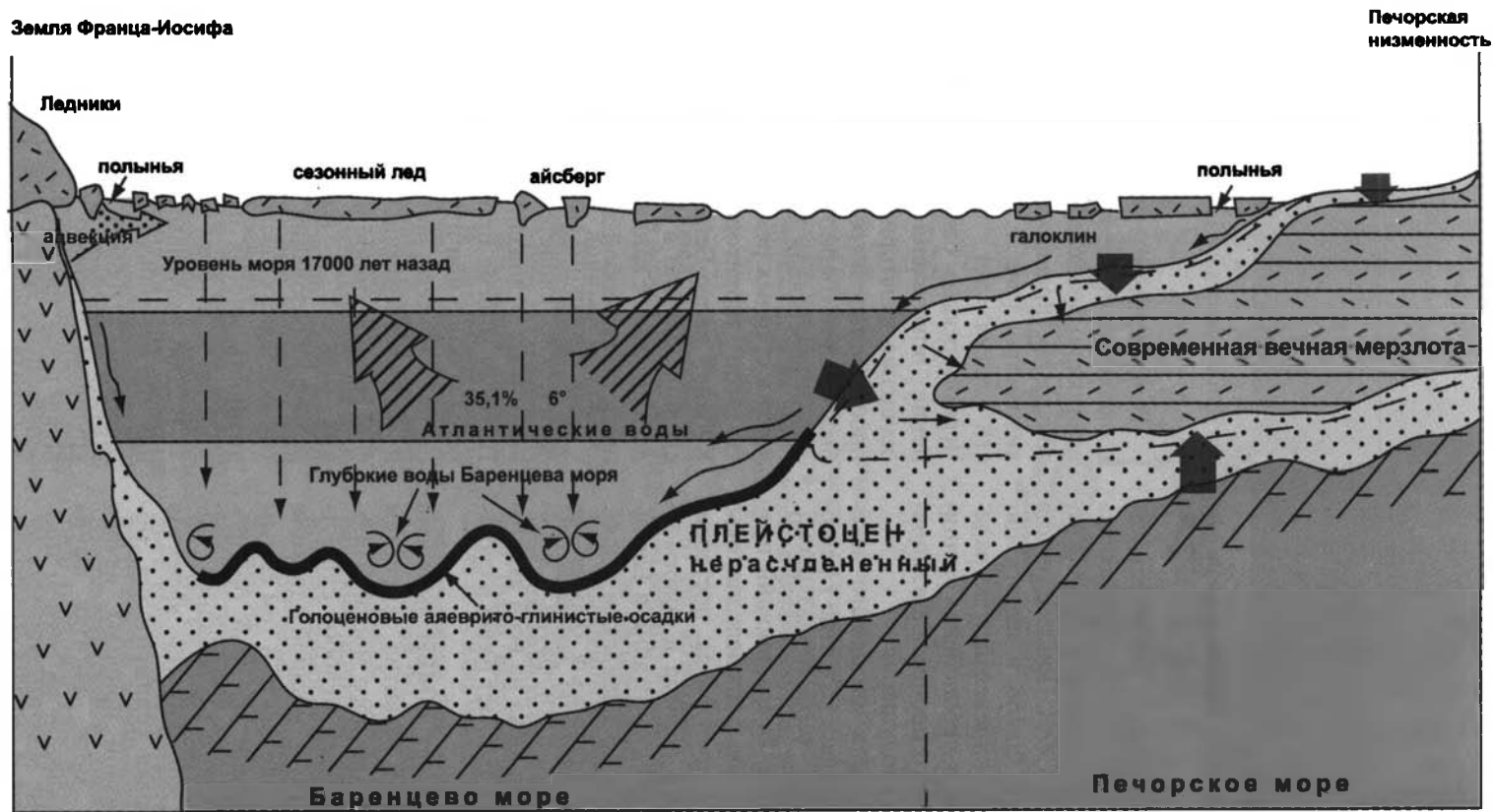


Рис. 4. Современные явления морского перигляциала в Баренцевом море.

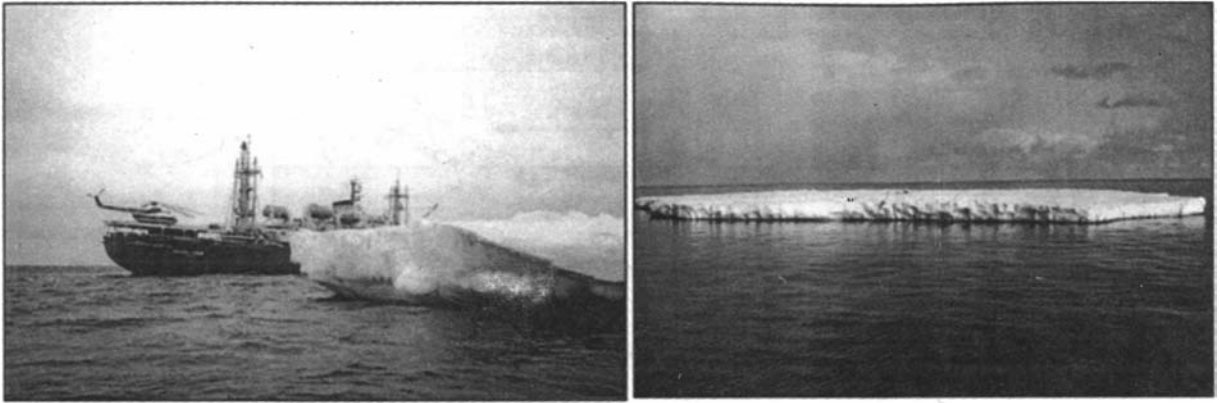


Рис. 5. Современные айсберги Баренцева моря на акватории Штокмановского ГКМ (фото Г.К. Зубакина, 2003).

В максимумы ледниковых эпох открытая часть Северной Атлантики почти заполнялась огромной массой льда материкового происхождения [Матишов, Павлова, 1990]. Процесс таяния дрейфующих материковых льдов в перигляциально-океаническом поясе определялся деградацией североамериканских и европейских ледников и являлся частью общего процесса деградации оледенения северного полушария.

Общий процесс деградации последнего материкового оледенения обусловил развитие гляциозвстатической трансгрессии. Уровень океана повысился примерно на 120 м. Возрастающий приток теплых атлантических вод в послеледниковые предопределил, начиная с пребориала, постепенное установление морского режима и современной геохимической среды седиментации в Баренцевом, Белом, Норвежском, Гренландском морях. В это время в бассейны проникала бореальная флора и фауна, в том числе ихтиофауна. Современная экологическая обстановка на всей акватории сложилась примерно 2 тыс. лет назад в субатлантический период.

За последние двадцать лет ММБИ выявлено много специфических черт развития экосистем Баренцева, Печорского и Карского морей. Топография краевых и поперечных желобов существенным образом способствует мощной адвекции атлантических вод вглубь шельфов, и тем самым обуславливает формирование высокой биопродуктивности. В зоне морского перигляциала обращает на себя внимание многообразие эффектов у кромки льда, айсберговая седиментация, полярные гидрофронты разной природы, вечная мерзлота в Печорском море. Богатая фауна планктона и бентоса привлекает на откорм многочисленные стада трески и других атлантических рыб. Явления морского и океанического перигляциала и сейчас фрагментарно сохраняются в Арктике и Субарктике.

В четвертичные ледниковые эпохи на суше и в океане за пределами материковых оледенений возникали самые масштабные перигляциальные зоны, простиравшиеся на многие сотни и тысячи километров (рис. 2, 4, 5). В позднем плейстоцене (18 тысяч лет назад) на шельфе Азово-Черноморского бассейна получила распространение новозвксинская регрессия. Произошло осушение акватории Азовского моря. Основное пространство высохшего дна Азовского моря было занято озерно-аллювиальной равниной, которую пересекали долины Салгира, Молочной и других степных рек Приазовья. В восточной части этой территории протекали реки палео-Кубань, палео-Бейсуг, палео-Челбас. Две последние впадали в палео-Дон, который в период деградации Скандинавского ледникового щита представлял собой долину стока талых вод.

Для Азовского моря отсутствуют прямые геологические свидетельства происхождения четвертичных отложений и элементов рельефа дна. Поэтому многие проблемы шельфа пока не изучены вообще или изучены слабо. К ним относятся, прежде всего, вопросы строения плиоценовых и раннечетвертичных отложений, палеогеографии ранних этапов новейшей истории, чередования морских и континентальных обстановок рельефообразования и осадконакопления, событий последних тысячелетий и ряд других. Нерешенность многих проблем затрудняет создание моделей экосистем и разработку прогнозов.

В 2006 году нами была подготовлена детальная батиметрическая карта Азовского моря в масштабе 1:200000 [Матишов, 20066]. На эту крупномасштабную топографию было нанесено более 1 тыс. данных гранулометрического анализа грунта (рис. 6). Основная доля проб донных осадков собрана в 1997–2007 гг. Азовским филиалом ММБИ КНЦ и ЮНЦ РАН. Определение координат местоположения судна осуществлялось

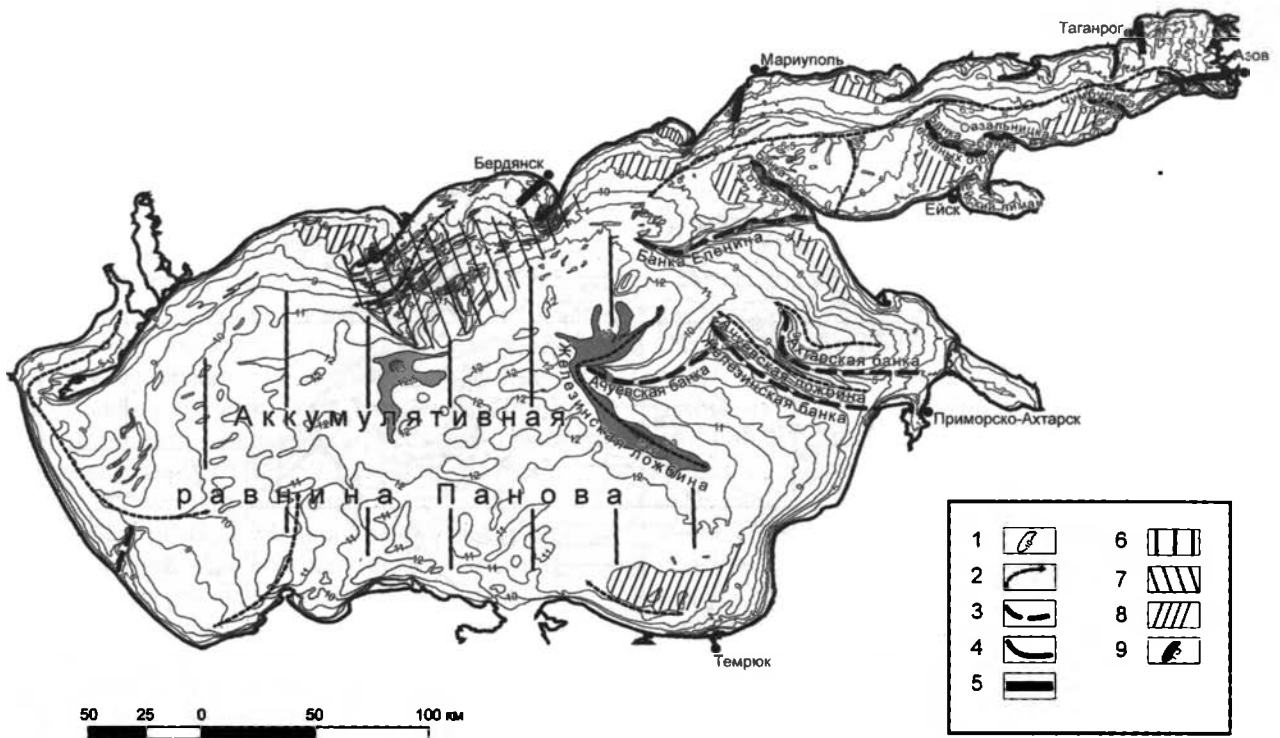


Рис. 6. Основные геоморфологические элементы Азовского шельфа:

1 – изобаты, м; 2 – крупные ложбины и впадины; 3 – крупные гряды и возвышенности; 4 – песчаные гряды (подводные продолжения кос); 5 – искусственные каналы для судоходства; 6 – аккумулятивная (глинисто-илистая) равнина; 7 – зона развития песчаных валов и гряд; 8 – абразионные (абразионно-аккумулятивные) террасы; 9 – ареал глубокой (13–13,5 м) части шельфа

с помощью GPS. Анализ проведен по стандартным методикам, принятым в морской геологии [Лисицын, 1974].

При работе над картой донных отложений широко применялся метод литогеоморфологической интерполяции данных. В результате анализа детальной топографии дна, объемной гранулометрической информации и закономерностей подводного рельефа составлена принципиально новая карта донных отложений Азовского моря (рис. 7). Масштаб карты 1:280000 (по 44° с.ш.). Наряду с типами грунта на карте отражены ареалы гравийно-галечного материала, поля ракушки и ракушечного детрита, грязевые вулканы, зоны сероводородного заражения осадков.

Изучение рыхлых осадков Азовского шельфа выполнено в строгой взаимосвязи с реальными геоморфологическими элементами дна. Донные отложения в море отбирали дночерпателем ван-Вина и 2-метровой ударной грунтовой трубкой. Классификация грунтов по механическому составу была выбрана с учетом литологических особенностей Азовского моря и включала восемь гранулометрических типов осадков (рис. 7). Наша аналитическая база по грунтам постоянно пополняется.

Это дает возможность корректировать компьютерную версию новой карты донных отложений.

Для расширения знаний о специфике процессов голоценовой седиментации, включая литостратиграфию, возникла необходимость в проведении сейсмоакустических работ. Такие исследования были выполнены в Таганрогском заливе в 2006 г. усилиями сотрудников ЮНЦ РАН и географического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова. Залив был покрыт сетью галсов сеймопрофилирования, ориентированных в субмеридиональном направлении – вкост простирания основных геоморфологических элементов (рис. 8).

При геоакустической съемке в Таганрогском заливе на глубине от 1 до 9 м использовали сейсмоакустический комплекс «Геонт-шельф» производства ООО «Спектр-геофизика», который обладает высокой чувствительностью. Это позволяет работать на минимальных глубинах (до 0,5 м). Высокочастотный электродинамический излучатель типа «бумер» работает совместно с сейсмическим накопителем энергии. При рабочей энергии в 270 Дж максимум спектра излучаемого импульса приходится на частоту 4 кГц. В самой мелководной придельтовой части залива сейсмоа-

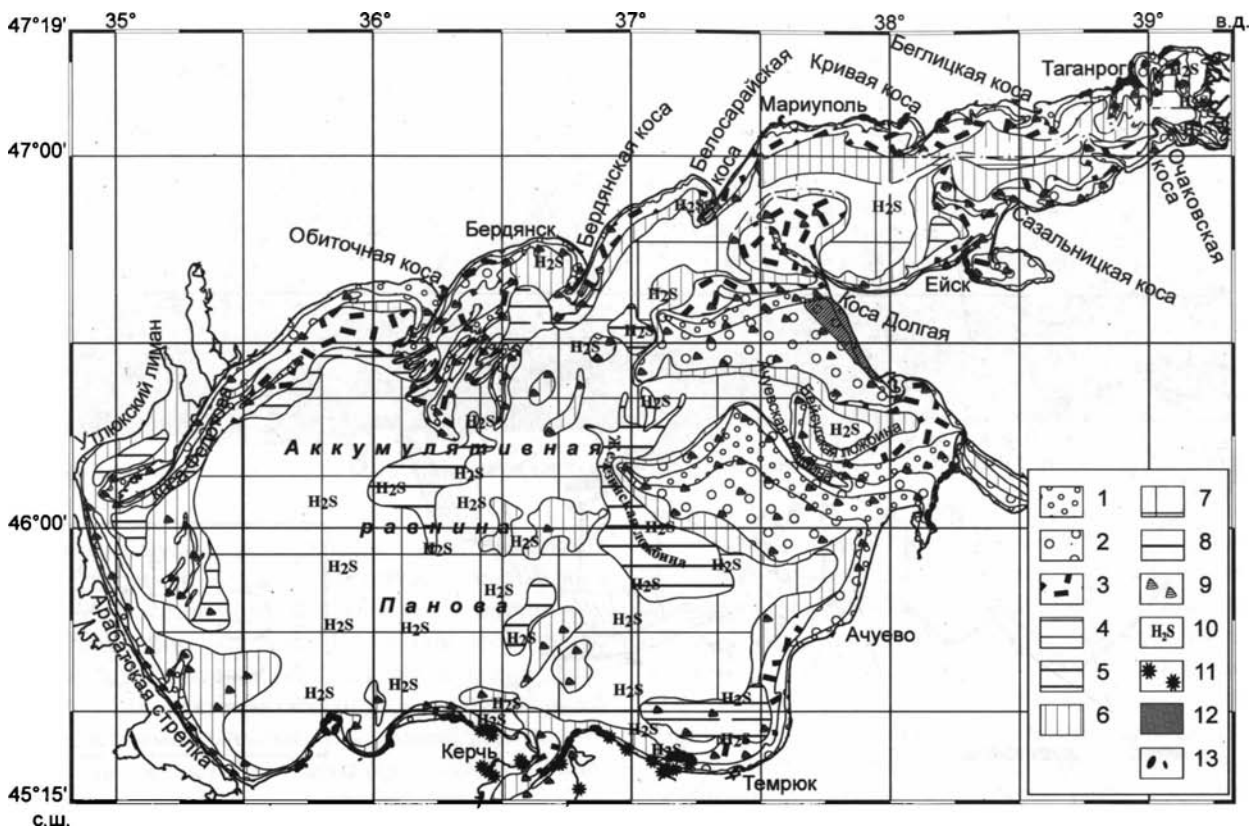


Рис. 7. Карта донных отложений Азовского моря:

1 – песок средне-мелкозернистый с ракушей (фракция 1,0–0,1 мм, более 70%); 2 – песок алевритово-илистый (фракция 1,0–0,1 мм, 50–70%); 3 – смешанный тип осадка (алевритово-илисто-песчаный, содержание каждой фракции в пределах 30–40%); 4 – алеврит (фракция 0,1–0,01 мм, более 70%); 5 – илистый алеврит (фракция 0,1–0,01 мм, 50–70%); 6 – илы с примесью песчано-алевритовой фракции (фракция менее 0,01 мм, более 50–70%); 7 – глинистый ил (фракция менее 0,01 мм, более 70%); 8 – глинистый ил (фракция менее 0,01 мм, более 85%); 9 – ракуша, ракушечный детрит; 10 – сероводородное заражение; 11 – грязевые вулканы; 12 – бенч; 13 – галька, гравий.

кустическое профилирование было выполнено с использованием катера «Master». В более глубоководной области работы проводились с малотоннажного судна «Профессор Панов».

Среди сформировавшихся современных (новоазовских) осадков шельфа выделяется восемь разновидностей. Наиболее характерны среди них илы (пелиты), смешанные осадки и пески (песчано-ракушечные). Пелитовые осадки в Таганрогском заливе и на открытом шельфе Азовского моря находятся на самой низкой глубинной ступени седиментации. Алевриты распространены ограниченно, в чистом виде встречаются на нескольких участках дна (рис. 7).

Взвешенный материал состоит главным образом из тонкозернистых минеральных и органических частиц. Современные течения, разносящие осадочный материал, в зависимости от направления ветра имеют циклонический или антициклонический характер. Течения в Таганрогском заливе действуют вдоль его оси и по этой же причине направлены или к устью Дона, или

от него. В ходе абразии берегов и участков дна, сложенных преимущественно лессовидными суглинками, местами скифскими глинами и морскими карангатскими отложениями, в море поступает в основном тонкий материал. Поэтому содержание пляжеобразующих фракций невелико. Большая часть терригенного осадочного материала аккумулируется в центральной части моря и в Таганрогском заливе. В этих районах мощность голоценовых осадков достигает 6 м.

Как показано на новой карте донных отложений Азовского моря, господствующее положение занимают глинисто-илистые осадки (фракция 0,01 мм составляет более 70%). Они распространены примерно на трех четвертях площади шельфа, в основном на аккумулятивной равнине Панова (рис. 7). Кроме центральной и южной частей шельфа серые и темно-серые илы локально накапливаются во впадинах лиманов и заливов, в вытянутых ложбинах между банками. В частности, Бейсугская и Ачужевская ложбины на протяжении 70 км заполнены глинистым илом.

Характерный узкий ареал илов выстилает дно осевой ложбины Таганрогского залива на глубине 5–10 м. По обе стороны этот ареал обрамляет ил (<0,01 мм – более 50–70%) с примесью песчано-алевритовой фракции, включая детрит.

Тонкодисперсный ил, в котором фракция <0,01 мм составляет более 85%, залегает в Железинской и некоторых других ложбинах и пологих впадинах морского дна на глубине 12–14 м (рис. 7). Все илистые осадки высокоорганичны, почти повсеместно имеют специфичный запах сероводорода и содержат преимущественно по периферии бассейна значительное количество ракушечного материала. Включения песчаных фракций составляют от 0,3 до 2,5%. Однако, в отдельных местах, по мере приближения к побережью, примеси зерен песка в осадках могут достигать 7–17%. Все грунтовые колонки, вскрывшие на 1–2 м новоазовские осадки, выявили их ритмическое строение. Эта закономерность обусловлена чередованием прослоев илистых отложений и ракуши.

Смешанный тип донных отложений – характерное явление седиментогенеза Азовского моря [Геология..., 1974; Матишов, 2006б; Хрусталев, 1999]. Их отличительная черта – смесь в близких пропорциях (от 25 до 40%) фракции ила, алеврита и песка, включая детрит. Ареалы смешанных осадков тяготеют к прибрежному шельфу, к подножию всех значимых банок открытого моря (рис. 7), а также к центру понижения дна в крупных заливах.

Степень сортировки (по медианному диаметру) смешанных осадков зависит от взаимодействия при осадконакоплении сразу нескольких факторов. Определяющими являются геоморфологический, гидродинамический, гидробиологический. Надо также учитывать фактор близости источников взвеси от абразионно-обвальных берегов, биопродуктивных зон моря и отчасти вектора главенствующих воздушных потоков во время пыльных бурь. Примером распространения такого рода осадков может быть восточная часть Таганрогского залива и районы вокруг подводных гряд и валов. Накопление пелитовых частиц является общим для этого типа отложений и связано с преобладанием илистых наносов на Азовском шельфе.

Зона песков (фракция 1,0–0,1 мм – более 50%) простирается на Азовском шельфе узким шлейфом в прибрежье на глубине до 2–6 м, а также на подводном береговом склоне кос Бирючья, Обиточная, Бердянская, Белосарайская, Кривая, Беглицкая, Очаковская, Чумбурская, Долгая, Камышевская и др. (рис. 7), сложенных кварцевым песком и детритом либо почти полностью ракушечным материалом. Вероятно, современные

(новоазовские) осадки сформировались при нимфейской трансгрессии [Панов, 1963].

Не менее характерны и гораздо более распространены по площади акватории песчаные осадки, преимущественно ракушечные пески на удалении 20–100 км от берегов на востоке и западе Азовского моря (рис. 7). На шельфе песчано-ракушечные отложения слагают подводные банки на глубине 1–9 м. В Таганрогском заливе это касается подводных продолжений кос Долгая, Сазальницкая, Долгенькая, Чумбурская, Очаковская, Петрушина, Беглицкая. Они вытянуты в длину на 8–20 км [Матишов, 2006б]. К этой серии банок относятся гряды Сазальницкая и Песчаных островов. В северном прибрежье на расстоянии 20–30 км в море к востоку от кос Обиточная и Бердянская облик дна определяют узкие пологие песчаные валы и гряды. Их относительная высота около 4–6 м. В песчаных осадках гряд преобладают крупные пески (до 75%). В ложбинах между грядами на глубине 9–11 м залегают алевритовые пески.

На вершинах сравнительно крупных для Азовского моря поднятий дна (длиной 35–50 км) – банках Еленина, Железинская, Ахтарская и Ачуревская – 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 (рис. 7). В них фракция песка составляет до 50–70%. Во многих местах банок отложения представляют собой ракушечник с песчано-алевритовым заполнителем. В зоне отмеченных мелководий (глубина 1–7 м) современный геоморфологический и литологический облик шельфа создавался в течение последних 2 тысяч лет в ходе нимфейской (новоазовской) трансгрессии в условиях интенсивного гидродинамического и абразионно-аккумулятивного режима.

Крупнейший залив Азовского моря имеет эрозионное происхождение и представляет собой долину крупной реки, расширенную процессами абразии, оползания и т.д. [Панов, 1963]. Наиболее раннее проявление флювиальных процессов могло быть в мезотическое время, но наиболее вероятно – в позднем плиоцене, в хапрское время. Переуглубления разрабатывались и позже, в четвертичное время. К нижнечетвертичным отложениям принадлежат аллювиальные и морские бакинские отложения, которые слагают наиболее высокую террасу Миусского полуострова (до 40–45 м), а также известны на южном берегу Миусского лимана, между г. Азовом и с. Кагальником, на южном берегу Таганрогского залива [Попов, 1983].

Долина р. Дон и его притоков представляет собой позднеплейстоценовую и современную террасированную равнину аллювиального, морского и смешанного происхождения. Она сложена двумя надпойменными террасами и поймой. Образование второй надпойменной террасы связано с карангатской трансгрессией. Ее высота в долине Маныча 20–25 м, ширина – до 10 км. Первая надпойменная терраса ниже устья Маныча имеет морское происхождение. Соответствующие ей участки морской террасы сохранились на морском побережье под защитой кос Долгая, Камышеватская и в устьях рек Кагальник, Ея, Бейсуг. Пойменная равнина Дона достигает 12–15 км в ширину и имеет отметки поверхности от 0,5 м в устье до 12 м в районе Цимлянского водохранилища. Ее поверхность образована речными, озерными и морскими осадками [Разрез..., 1976].

В современном рельефе дна Таганрогского залива сохранилась вдоль-осевая подводная ложбина, унаследовавшая долину палео-Дона [Матишов, 20066]. Она продолжает направление нижнего течения Дона. Южная периферийная часть залива расчленена чрезвычайно пологими, амплитудой менее 1 м, направленными на север ложбинами с разделяющими их повышениями дна. Севернее Ейского лимана в сторону осевой ложбины выдвинут выступ подводного берегового склона с эпизодически осушающейся банкой Песчаные острова. В целом эти признаки характерны для эрозионного рельефа, погребенного под толщей морских осадков.

Геоакустические разрезы трижды пересекли Таганрогский залив от авандельты до траверза Ейск–Рожок (рис. 8, 9). Сейсмопрофилемированием были охвачены песчаные банки Очаковская, Чумбурская, Сазальницкая, Песчаные острова. Трижды был пересечен судоходный канал против дельты Дона. Канал имеет ширину 100 м и относительную глубину 4,6 м. Пересекалось также естественное углубление, продолжающее под водой долину р. Кагальник. В ряде случаев сейсмопрофили начинались вблизи абразионно-обвальных береговых уступов. Они расчленены оврагами и балками, а висячие русла свидетельствуют о большой скорости абразии.

Анализируя материалы сейсмопрофилемирования дна (рис. 8), сопоставляя их с литологическим составом более 40 грунтовых колонок из Таганрогского залива и общей позднечетвертичной палеогеографией бассейна, можно сделать ряд важнейших выводов о строении шельфа.

Почти повсеместно залив перекрыт покровом почти горизонтально залегающих стратифициро-

ванных осадков мощностью от 0,5 до 2,5 м. В данном случае отчетливо проявляется выравняющая роль поверхностного слоя осадков. Этим объясняется сглаженный рельеф поверхности дна. В то же время погребенная поверхность (А), видимо, подвергалась размыву и характеризуется в ряде мест расчлененным микрорельефом. Элементы микрорельефа включают в себя чередование различных валов с аналогичными по морфологии ложбинами. Их относительная высота 0,1–0,5 м (рис. 8, профиль 2N–2S).

Акустическая граница А присутствует почти на каждом из сейсмопрофилей, т.е. имеет региональный характер. Поверхность погребена под слоем нормально-слоистых донных отложений, отражая эпоху фанагорийской регрессии. Однако отмечены случаи выхода ее на поверхность дна там, где мощность перекрывающего слоя осадков сокращается. Особенно отчетливо эрозионная граница А проявляется под пологим аккумулятивным телом банок Чумбурская, Очаковская, Сазальницкая и Песчаные острова, а также подводным валом в прибрежье к западу от с. Круглого (рис. 8).

Очевидно, накопление осадочной толщи, перекрывающей эрозионную поверхность А, произошло во время нимфейской трансгрессии. На сводном сейсмолитологическом профиле (рис. 9) положение отражающих площадок (А1) нормально-слоистой текстуры наносов показано условно. Вероятно, этими новейшими осадками сложены все многочисленные банки (песчаные косы) Таганрогского залива. Следовательно, косы имеют возраст не более 2 тысяч лет и не имеют признаков унаследованности. Аккумулятивные тела этих наносных образований достигают мощности 1,5–2,5 м. Они залегают и на поверхности размыва А. В основании банки в одном случае обнаружены слабо выраженные отражающие площадки, указывающие предположительно на косослоистую текстуру «ядра» банки. Если принять возраст погребенной поверхности равным 2 тысячам лет, то можно оценить средние темпы осадконакопления за послепанагорийский цикл в 0,25–0,5 м за 1 тыс. лет, или 0,25–0,5 мм/год.

Отложения (или породы), залегающие ниже поверхности размыва А, отличаются акустической прозрачностью и не содержат выдержанных отражающих площадок. В ряде случаев встречены фрагменты этих площадок (Б1, Б2), слабонаклонно залегающие непосредственно под поверхностью А и как бы срезанные ею (рис. 9). По-видимому, это фрагменты поверхностей напластования пород коренного ложа залива. Хотя не исключено, что отдельные из них могут представлять собой поверхности размыва более древ-



Рис. 9. Сводный сейсмолитологический профиль строения дна Таганрогского залива:

Отражающие поверхности: Д – поверхность дна моря; А – поверхность размыва эпохи фанагорийской регрессии; А1 – поверхности наложения в толще морских осадков послефанагорийского времени; Б1 – поверхности наложения пород коренного ложа долины залива; Б2 – элементы денудационной поверхности подводного берегового склона древнего залива (предположительно).

ние, чем граница А, являясь разновозрастными элементами строения бортов древней ложбины Таганрогского залива.

Регионально развитая поверхность А, которая перекрыта у морского края дельты и в центральной части залива слоем осадков мощностью до 1–2 м, дает основание предполагать ее очень молодой возраст. Расчлененность рельефа размытой поверхности и тот факт, что она срезает подстилающие толщи, позволяют считать, что горизонт размыва сформирован в субэвральской обстановке. Видимо, денудационный срез следует увязывать с фанагорийской регрессивной фазой, имевшей место 2,5 тыс. лет назад и закончившейся в первых веках первого тысячелетия н.э. По данным П.В. Федорова [Федоров, 1978], уровень моря в эпоху фанагорийской фазы (т.е. в античное время) опускался на 5–6 м (возможно, на 6–7 м) ниже современного его положения. При таком снижении уровня вся акватория Таганрогского залива осушалась, и вышедшая из-под уровня моря поверхность дна подвергалась воздействию субэвральской денудации. Палеографи-

ческими границами могут быть перерывы в морском осадконакоплении, связанные с новозвксинской (примерно 10 тыс. лет назад) и фанагорийской (2,5–3,0 тыс. лет назад) регрессиями.

Таким образом, в новоазовское время сформировались современные очертания берегов и нынешний характер поверхностных отложений Азовского шельфа. Следует заметить, что Долгая, Бердянская, Обиточная и другие косы открытой части Азовского моря на глубине 7–12 м могли вступить в начальную стадию развития новочерноморской трансгрессии раньше – 3–5 тыс. лет назад.

Познание эволюции морских и наземных экосистем в современных и былых перигляциальных зонах требует фундаментальных исследований четвертичной геологии и биологии, реконструкции палеогеографических и палеоэкологических обстановок плейстоцена и голоцена. Воссоздание палеоклимата и палеобиогеоценозов (например, таких как палеопочвы) позволит прогнозировать динамику современных морских и наземных экосистем в перигляциальных областях.

Литература

- Геология Азовского моря / Е.Ф. Шнюков, Г.Н. Орловский, В.П. Усенко и др. Киев: Наукова думка, 1974. 248 с.
- Леонтьев О.К. Морская геология (Основы геологии и геоморфологии дна Мирового океана). М.: Высшая школа, 1982.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Марков К.К., Лазунов Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. М.: Изд-во МГУ, 1965. 372 с.
- Матишов Г.Г. Геоморфологические признаки воздействия Скандинавского, Новоземельского, Шпицбергенского ледниковых покровов на поверхности шельфа в дочетвертичное время // Геоморфология. 1980. № 4.

- Матишов Г.Г.* Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.
- Матишов Г.Г.* Карта донных отложений Азовского моря: Масштаб 1: 280 000. Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006.
- Матишов Г.Г.* Мировой океан и оледенение Земли. М.: Мысль, 1987. 270 с.
- Матишов Г.Г.* Новые данные о геоморфологии дна Азовского моря // Доклады Академии наук. 2006б. Т. 409, № 3. С. 375–380.
- Матишов Г.Г.* Об океаническом перигляциале // Океанология. 1982. Т. 22. Вып. 2. С. 246–253.
- Матишов Г.Г.* Общая история Баренцева моря в поздне-последледниковье // Жизнь и условия ее существования в бентали. Апатиты, 1986.
- Матишов Г.Г., Павлова Л.Г.* Общая экология и палеогеография полярных океанов. Л.: Наука, 1990. 220 с.
- Панов Д.Г.* Морфология Мирового океана. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 228 с.
- Панов Д.Г., Спичак М.К.* Об условиях осадконакопления в Азовском море // Тр. совещ. 24–27 мая 1960 года. М., 1961. С. 512–520.
- Панов Д.Г., Хрусталеv Ю.П.* Об истории развития Азовского моря в голоцене // Доклады АН СССР. 1966. Т. 166, № 2. С. 429–432.
- Попов Г.И.* Плейстоцен черноморско-каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Разрез новейших отложений Северо-Восточного Приазовья / А.К. Агаджанян, В.С. Байгушева, Н.С. Болиховская и др. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. 160 с.
- Тимофеев Д.А., Маккавеев А.Н.* Терминология гляциальной геоморфологии. М.: Наука, 1986. 256 с.
- Федоров П.В.* Плейстоцен Понто-Каспия. М., 1978. 166 с.
- Хрусталеv Ю.П.* Закономерности осадконакопления во внутриконтинентальных морях аридной зоны. Л.: Наука, 1989. 261 с.
- Хрусталеv Ю.П.* Основные проблемы геохимии седиментогенеза в Азовском море. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1999. 247 с.
- Forman S.L., Lubinski D.J., Ingolfsson O., Zeeberg J.J., Snyder J.A., Siegert M.J., Matishov G.G.* A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia. // Quaternary Science Reviews. Elsevier, 2004. P. 1391–1434.