

УДК 551.35

## СОВРЕМЕННАЯ ФАЦИАЛЬНАЯ СТРУКТУРА БЕЛОГО МОРЯ: ОБЗОР И НОВАЯ ВЕРСИЯ

© 2022 г. М. А. Левитан<sup>а</sup> \*, Л. Г. Домарацкая<sup>а</sup>, А. В. Кольцова<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,  
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

\*e-mail: m-levitan@mail.ru

Поступила в редакцию 13.12.2021 г.

После доработки 03.02.2022 г.

Принята к публикации 25.02.2022 г.

В статье предпринят обзор последних работ по условиям седиментации и современным морским осадкам Белого моря. Особое внимание уделено существующим схемам современной фациальной структуры. Накопленный фактический материал позволил предложить авторам новую версию фациальной структуры. Согласно этой версии, предлагается в Белом море в масштабе 1 : 5000000 выделить Северо-Восточную и Юго-Западную фациальные области. При этом Северо-Восточная область состоит из двух фациальных зон: Западной и Восточной. Юго-Западная фациальная область включает в себя три фациальные зоны: Центральную, Переходную и Периферическую. В свою очередь Периферическая фациальная зона состоит из следующих фациальных подзон: 1) мелководья Кандалакшского залива, 2) Онежского залива и 3) авандельты р. Северной Двины и побережья Летнего берега. Описаны характерные особенности современных условий осадконакопления и аккумулирующихся морских осадков для всех фациальных областей, зон и подзон.

*Ключевые слова:* Белое море, условия современной седиментации, приливо-отливные течения, рельеф дна, донные осадки, литология, минералогия, геохимия.

**DOI:** 10.31857/S0024497X22040048

Специалисты, изучающие морские отложения геологического прошлого, как правило, пытаются реконструировать такие параметры условий седиментации, как питающие провинции водосборов, положение береговой линии, рельеф дна бассейна аккумуляции, температуру и соленость водной толщи, ее стратификацию и циркуляцию, скорости седиментации. При этом широко используется метод фациально-генетического анализа. Большой вклад в его теорию внесло созданное В.Т. Фроловым учение о генетических типах морских отложений [Фролов, 1984]. Для континентальных окраин соответствующая классификация генетических типов была предложена Ф.А. Щербаковым [1983], а для четвертичных образований внутренних морей гляциальных шельфов – А.Е. Рыбалко [1998]. Наиболее полная на сегодняшний день классификация генетических типов морских образований четвертичного возраста содержится в работе [Методическое ..., 2005].

Вполне естественно, что также применяется метод актуализма. Действительно, морские геологи, изучающие современное осадконакопление в морях и океанах, имеют дело с перечисленными выше параметрами седиментации и некоторые из

них просто очевидны (например, положение береговой линии), а другие можно измерить (а не реконструировать). Теоретические основы фациального анализа современных морских и океанических отложений были заложены И.О. Мурдмаа [1987].

Авторы данной статьи, также как В.Т. Фролов и И.О. Мурдмаа, понимают под фацией единство условий седиментации и накапливающихся в этих условиях осадков. Объектом нашего исследования является современная фациальная структура Белого моря. Различным аспектам этой проблемы посвящены многочисленные исследования, история которых с различной степенью детальности изложена, например, в статьях четырех томов коллективной монографии “Система Белого моря” (2010, 2012, 2013, 2017), главным редактором которой был А.П. Лисицын. Следует отметить два наиболее крупных этапа исследований, инициированных Институтом океанологии им. П.П. Ширшова (ИОАН, затем ИО РАН).

Первый из них начался в 1964 г., проводился Беломорской экспедицией ИОАН под руководством Е.Н. Невесского и закончился в 1977 г. изданием монографии Е.Н. Невесского, В.С. Мед-

ведева, В.В. Калининко “Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене” [Невесский и др., 1977]. В качестве особенностей этих исследований в плане темы данной статьи укажем на развернутые описания В.С. Медведевым морфологии и динамики берегов и прибрежной зоны, а также на выявление основных закономерностей распространения современных донных осадков. Раздел “Фации осадконакопления” был написан В.В. Калининко. Его подход далее был развит В.В. Фролем [2006].

Второй этап начался в 2000 г. и продолжался 15 лет. Под руководством А.П. Лисицына были проведены (с участием многочисленных организаций) чрезвычайно разнообразные и детальные комплексные исследования системы Белого моря, включая изучение геохимии водосбора. С точки зрения темы настоящей статьи особенно важными были работы по гранулометрии, минералогии, геохимии как потоков взвеси (эоловой, речной, ледовой, морской), так и поверхностного слоя донных осадков; а также по сейсмоакустике, гидрофизике и биологии моря. Авторы данной статьи не принимали участие в указанных исследованиях. К сожалению, комплексное изучение фациальной структуры современной седиментации проведено не было. Наш обзор предпринят для того, чтобы предложить свой вариант решения этой проблемы на современном уровне и в знак признания заслуг ушедшего из жизни академика А.П. Лисицына.

## КРАТКИЙ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

### *Общие сведения*

Белое море – внутреннее море России. За его северную границу с Баренцевым морем официально принята линия, соединяющая мыс Святой Нос Кольского полуострова с мысом Канин Нос на полуострове Канин [Limits ..., 1953] (рис. 1). Площадь моря составляет 90 800 км<sup>2</sup>, длина береговой линии равна примерно 2000 км, средняя глубина – 67 м, максимальная – 343 м [Добровольский, Залогин, 1982]. Его основная часть представлена Воронкой, Горлом и Бассейном; большие участки площади заняты заливами: Кандакшским, Онежским, Двинским и Мезенским (см. рис. 1). Участки берегов, как правило, имеют свои названия. Начиная с Кольского полуострова против часовой стрелки располагаются берега: Терский, Кандакшский, Карельский, Поморский, Онежский, Летний, Зимний, Мезенский, Канинский (см. рис. 1). В Белое море впадают многочисленные реки, наиболее крупные из которых (Мезень, Северная Двина, Онега) расположены к востоку и югу от бассейна седиментации, а гидрологическая система р. Кемь находится в

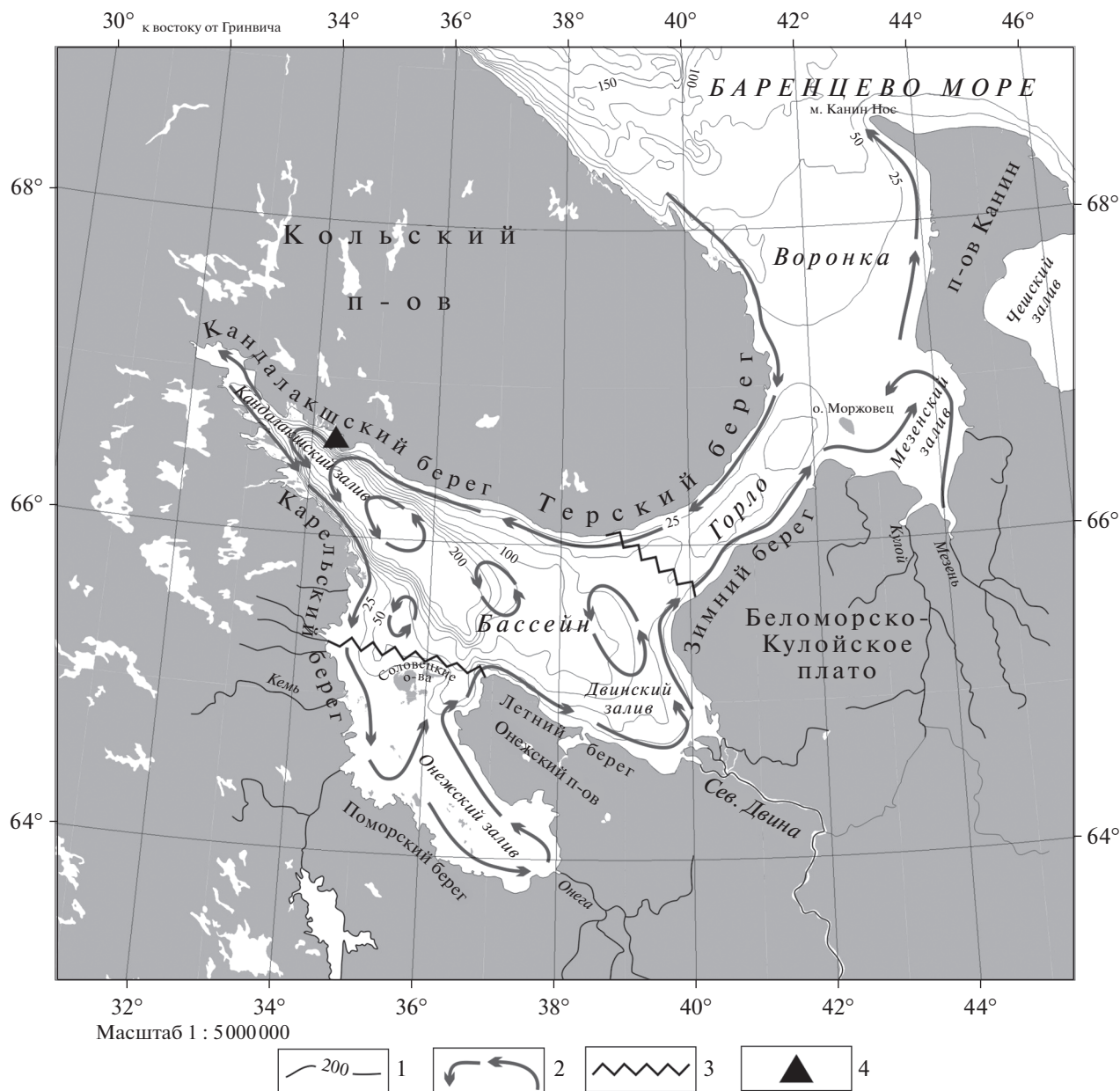
Карелии и впадает в море на северо-западе Онежского залива (см. рис. 1). Как правило, западные и северные берега крутые обрывистые, аккумулятивные, а восточные и южные – низменные и абразионные [Невесский и др., 1977]. В море находится множество островов; наиболее крупным является архипелаг Соловецких островов, расположенный на выходе из Онежского залива.

### *Геология дочетвертичных отложений*

С точки зрения дочетвертичной геологии, Белое море находится в зоне сочленения архейских и протерозойских метаморфических и магматических пород Балтийского щита, с одной стороны, и осадочных комплексов венда–нижнего палеозоя чехла Русской плиты, с другой. На водосборе Белого моря Балтийский щит представлен Кольским и Карельским блоками и соединяющим их Беломорским подвижным поясом [Балуев, Журавлев, 2017]. Известно, что около 85% суммарной площади Кольского и Карельского блоков сложены архейскими тоналит-трондьемитовыми гнейсами, гранитами, щелочными гранитами, габбро-анортозитами, мигматитами и гранулитами, метабазальтами, метадацитами, металипаритами и конгломератами. Нижнепротерозойские терригенные и карбонатные породы, а также метапироксениты, гранофиры и габброиды слагают примерно 10% площади блоков [Невесский и др., 1977]. Nd-модельный возраст пород указанных блоков колеблется от 3.04 до 2.22 млрд лет [Маслов и др., 2017]. Беломорский пояс сложен неоархейскими гранито-гнейсами и глубоко метаморфизованными зеленокаменными и парагнейсовыми комплексами [Миллер, 2002]. Nd-модельные возраста этих пород составляют от 2.90 до 2.70 млрд лет [Слабунов, 2008].

В средне-позднерифейское время фундамент Восточно-Европейской платформы в рассматриваемом районе подвергся активному континентальному рифтогенезу в связи с распадом Палеопангеи [Балуев, Журавлев, 2017]. Сближенные рифты генерального северо-западного простирания (например, Кандакшско-Двинский, Онежский, Мезенский) выполнены мощными мелко-водно-морскими терригенными комплексами.

На востоке и юге водосборной площади Белого моря осадочный чехол Русской плиты представлен, главным образом, синеклизным комплексом терригенных пород верхнего венда–нижнего (?) кембрия Мезенской синеклизы и плитным комплексом (средне-верхнедевонские и средне-каменноугольные-нижнепермские карбонатно-сульфатные породы, верхнепермско-триасовые терригенные красноцветы, маломощные континентальные осадки юры и мела) [Губайдуллин, 2010]. На берегах восточной части Белого моря (южнее Мезенского залива) среди коренных по-



**Рис. 1.** Батиметрическая карта (объяснения в тексте) и схема поверхностной циркуляции [Бабков, 1998; Пантюлин, 2012] в Белом море.  
 1 – изобаты (м); 2 – поверхностные течения; 3 – гидрологические фронтальные зоны; 4 – прибрежный апвеллинг.

род преобладают верхнедевонские песчаники и аргиллиты.

#### Четвертичная геология

С точки зрения четвертичной геологии, водосборные площади Белого моря также очень сильно различаются: на севере и западе доминирует полого-холмистый рельеф с редкими маломощными ледниковыми комплексами отложений разновозрастных оледенений неоплейстоцена [Евзеров, 2010]. Исключением является Терский

берег, перекрытый плотным чехлом ледниковых отложений. На юге и востоке развиты пологие равнины, сложенные почти сплошным чехлом разновозрастных морен и других ледниковых и перигляциальных отложений, прорезанных речными долинами с выполняющим их аллювием [Лавров, Потапенко, 2005]. Интересно отметить, что на территорию нынешнего Мезенского залива проникала лопасть Новоземельско-Карско-Печорского ледникового щита позднего валдая, в то время как вся остальная территория находилась в это же время под воздействием лопастей

Скандинавского ледникового щита [Лавров, Потапенко, 2005].

Белое море сформировалось в поздне- и постледниковое время [Рыбалко и др., 2017]. Морские отложения среднего-верхнего голоцена перекрывают в полных разрезах ледниково-морские осадки, которые, в свою очередь, лежат на подстилающих ледниковых образованиях поздневалдайского возраста. Изредка в неполных разрезах морские осадки подстилаются или непосредственно моренами или (значительно реже) — коренными породами Восточно-Европейской платформы. Современные очертания Белое море получило в атлантическую стадию голоцена примерно 6 тыс. лет назад [Невеский и др., 1977].

## СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

### *Общие сведения*

Акватория Белого моря почти полностью находится в умеренном климатическом поясе. Лишь северо-западная часть Воронки относится к зоне развития субарктического климата. Соответственно, почти на всех берегах распространена растительность северной тайги, сменяющаяся по берегам Воронки тундрой.

Ярко выражена сезонность климата: осенне-зимний сезон продолжается 6–7 месяцев [Невеский и др., 1977]. Вдоль берегов в это время развит припай, а в центральной области — плавучие льды. Обычно их мощность составляет порядка 35 см, но в суровые зимы может достигать 1.5 м. Во время осенне-зимнего сезона резко снижается поставка осадочного материала реками и, естественно, за счет абразии берегов; прекращаются процессы фотосинтеза в море. Сезонность климата отражается в сезонной микрослоистости донных осадков, которая визуальна различима в области высоких скоростей седиментации в дельте Северной Двины [Зарецкая, 2017] и может быть обнаружена и в других районах при использовании специальных методов исследования (оптической и электронной микроскопии).

Изучение геохимии и современного баланса осадочного материала показало, что роль эолового и ледового материала в питании бассейна седиментации пренебрежимо мала [Гордеев, Лисицын, 2017]. Соотношение флювиального и абразионного вещества составляет примерно 1 : 9. Величина поставки осадочного вещества за счет донной эрозии неизвестна.

### *Водная толща*

**Воронка.** Площадь акватории равна 24600 км<sup>2</sup>, объем 855 км<sup>3</sup>, средняя глубина 34 м, на одной трети площади глубина дна не превышает 20 м

[Бабков, 1998] (см. рис. 1). Наиболее типичные черты: свободный водообмен с Баренцевым морем, в результате чего TS-характеристики, особенно на северо-западе, близки к баренцевоморской водной массе (средняя температура в августе 10°C, соленость 31–32‰); отсутствие стратификации; наличие постоянных течений (на западе направленного на юго-восток, а на востоке — на северо-запад), скорость которых не превышает 10 см/с; сильные приливо-отливные течения, достигающие 150 см/с в сизигию.

**Мезенский залив.** Площадь акватории равна 5600 км<sup>2</sup>, объем 75 км<sup>3</sup>, средняя глубина 13 м (на 90% площади глубина не превышает 20 м) [Бабков, 1998] (см. рис. 1). Типичные характеристики водной толщи очень похожи на черты Воронки. На западе, под влиянием баренцевоморских вод, летом на поверхности воды температура может достигать до 3–4°C, а соленость — до 28–29‰. Основное отличие заключается во влиянии стока р. Мезень на восточную часть залива. Здесь, в отличие от остальной акватории, температура поверхностной воды летом может быть на 13°C выше, а соленость — ниже на 10‰. Стратификация отсутствует. Постоянные течения следуют вдоль берегов залива против часовой стрелки, их скорость не превышает 20–25 см/с. В сизигию высота прилива в устье р. Мезени может достигать 7–10 м, а скорость очень сильных приливо-отливных течений — 250 см/с.

**Горло.** Площадь акватории равна 10200 км<sup>2</sup>, объем 380 км<sup>3</sup>, средняя глубина 37 м [Бабков, 1998] (см. рис. 1). Слабо переработанные баренцевоморские воды втекают в Горло с севера и формируют постоянное (“питающее”) течение, направленное на юго-запад вдоль Терского берега. В восточной части Горла расположено постоянное (“сточное”) течение, представленное беломорскими водами и направленное на северо-восток. Между ними происходит горизонтальное турбулентное перемешивание. Принципиально важно, что в осенне-зимний сезон воды “питающего” течения охлаждаются до –1.5°C и в ходе льдообразования повышают свою соленость до 30‰. Они служат основным источником для глубинной водной массы Бассейна и Кандалакшского залива. В сизигию высота прилива может достигать 3.5 м, а скорость приливо-отливных течений — 150 см/с. В гидрологическом плане границей между Горлом и Бассейном Белого моря служит фронт [Пантюлин, 2012] (см. рис. 1).

**Бассейн.** Площадь акватории равна 21800 км<sup>2</sup>, объем 2725 км<sup>3</sup>, средняя глубина 125 м [Бабков, 1998]. Примерно половина площади имеет глубины более 100 м, а на северо-западе она превышает 200 м (см. рис. 1). Для Бассейна характерна трехслойная структура стратификации: 1) поверхностный слой (0–50 м), летом теплый и опрес-

ненный, зимой – холодный вследствие конвективного перемешивания; на нижней границе соленость составляет примерно 24‰; 2) промежуточный (50–150 м), не подверженный осенне-зимней конвекции; в его пределах температура уменьшается от 4°C до –1°C, а соленость возрастает к нижней границе до 28‰; 3) глубинный (глубже 150 м), представленный холодными солеными водами адвективного происхождения; с глубиной его температура уменьшается до –1.5°C, а соленость возрастает до 30‰ [Пантюлин, 2012]. Для Бассейна типично сильное ветровое волнение [Бабков, 1998]. В поверхностном слое на общем для моря фоне циклонической циркуляции выделяются меньшие по размеру циклонический круговорот на юго-востоке и антициклонический круговорот в центре Бассейна [Бабков, 1998] (см. рис. 1). В циклоническом круговороте происходит подток глубинных вод к поверхности, что приводит к понижению температуры (до величины менее 7°C) и повышению солености (более 26‰). В антициклоническом круговороте, напротив, происходит накопление относительно опресненных (<24‰) и прогретых (в среднем 10°C) вод. Высота приливов в сизигию не превышает 1.5 м, а скоростей приливо-отливных течений – 25 см/с.

**Кандалакшский залив.** Его площадь равна 650 км<sup>2</sup>, объем составляет 710 км<sup>3</sup>, а средняя глубина – 109 м [Бабков, 1998]. Рельеф дна довольно сложный (см. рис. 1): кутовая часть занята малыми глубинами, а далее на юго-восток расположена впадина с глубинами свыше 200 м, в которой находится наибольшая из измеренных глубин Белого моря – 343 м. Типично слабое ветровое волнение. Постоянное (питающее) течение огибает берега Кандалакшского залива против часовой стрелки. В мелководной зоне на севере залива действует прибрежный апвеллинг [Пантюлин, 2012]. Летом температура воды на поверхности может достигать 19.3°C (бухта Чула в августе), а зимой опускаться до 1.6°C (бухта Чула) [Бабков, 1998]. Соленость поверхностных вод на севере летом составляет примерно 26‰ из-за влияния питающего течения, а в кутовой части залива не превышает 20‰ вследствие притока речных вод. Для большей части залива характерна трехслойная структура стратификации, описанная выше для Бассейна. В центре залива расположен циклонический круговорот, а к юго-востоку от него – антициклонический [Бабков, 1998] (см. рис. 1). Величина прилива составляет в сизигию 2.5 м в вершине залива и 2.0 м на границе с Бассейном. Скорости приливо-отливных течений могут достигать 50 см/с.

**Онежский залив.** Площадь залива составляет 12300 тыс. км<sup>2</sup>, объем равен 235 км<sup>3</sup>, а средняя глубина – 19 м [Бабков, 1998] (см. рис. 1). Мелководный залив вмещает множество отмелей и ост-

ровов, на выходе из залива расположена группа Соловецких островов. Речной сток (самая крупная река – р. Онега) составляет около 1/5 от общего объема. При этом довольно высокая средняя соленость (25–26‰) свидетельствует о сильном водообмене с водами Бассейна (через фронт) (см. рис. 1). Постоянные течения входят в Онежский залив вдоль Поморского берега и, огибая южные берега, выходят к востоку от Соловков вдоль Онежского берега. Скорость течений обычно составляет 10–15 см/с и лишь на выходе из залива возрастает до 25–35 см/с. Высота приливов увеличивается с севера на юг от 1 до 3 м. Приливо-отливные течения в заливе отличаются высокими скоростями: в сизигию их скорость достигает 100 см/с. Из-за них происходит интенсивное турбулентное перемешивание, приводящее к полной однородности водной толщи. В плане сезонности характерны очень высокие колебания температуры поверхностных вод: в диапазоне от 24°C летом до –1.5°C зимой.

**Двинский залив.** Площадь залива равна 8600 км<sup>2</sup>, а объем – 420 км<sup>3</sup>. Глубина на подавляющей части акватории колеблется в пределах 15–22 м, и лишь в относительно глубоководной северо-западной части превышает 100 м [Бабков, 1998] (см. рис. 1). В этой же части расположен квазистационарный циклонический круговорот. Постоянные течения движутся вдоль берегов против часовой стрелки, усиливаясь на выходе речным стоком р. Северной Двины. Температура летом может достигать 20°C. Соленость в целом низкая (примерно 23‰) из-за влияния речного стока. В сизигию высота прилива не превышает 1 м (в районе Архангельска), а скорости приливо-отливных течений едва достигают 30 см/с.

### Биота

**Первичная продукция.** В фитопланктоне Белого моря преобладают диатомеи и динофлагеллаты [Ильяш и др., 2012]. Вспышки цветения приурочены к весеннему и летнему максимумам. Максимальные величины первичной продукции – 1.2–2.7 г С/(м<sup>2</sup> сут), отмечены во фронтальной зоне Двинского залива [Сапожников и др., 2012]. В районе устья р. Северной Двины и около Зимнего берега первичная продукция в фотическом слое воды составляет 0.3–0.6 г С/(м<sup>2</sup> сут). Кандалакшский залив характеризуется значениями 1.2–1.4 г С/(м<sup>2</sup> сут), а Онежский – 0.6–0.8 г С/(м<sup>2</sup> сут), при этом около Приморского берега первичная продукция возрастает до 1.2–1.4 г С/(м<sup>2</sup> сут). В Бассейне первичная продукция в фотическом слое воды сопоставима с заливами [Сапожников и др., 2012]. В приустьевых частях заливов первичная продукция уменьшается из-за повышенной мутности воды.

**Макрозообентос.** Среди представителей макрозообентоса по числу видов преобладают Hydrozoa, Polychaeta, Gastropoda, Bivalvia, Amphipoda, Bryozoa [Наумов, 2017]. По массам доминируют двустворки (в основном мидии). Выделяются следующие фаунистические пояса (сверху вниз по глубине и биогеографической принадлежности): бореальный (0–2 м), первый промежуточный (2–10 м), бореально-арктический (10–80 м), второй промежуточный (80–240 м), арктический (>240 м). В них средние биомассы (в г/м<sup>2</sup>) равны, соответственно 8490, 1460, 180, 37 и 35 [Наумов, 2017]. Кроме того, важное значение имеет и экология рассматриваемых организмов. Например, доля прикрепленных форм и встречаемость сидячих организмов зообентоса (в %) в Кандалакшском заливе составляют 17.37 и 36.68, в Бассейне – 24.58 и 37.11, в Двинском заливе – 26.45 и 32.53, в Онежском заливе – 38.49 и 61.23, в Горле – 38.77 и 57.72, в Мезенском заливе – 43.35 и 64.12 – т.е. четко коррелируются со скоростями придонных (приливо-отливных) течений [Наумов, 2017].

**Мейобентос.** По данным Х.М. Саидовой для юго-западной части Белого моря [Саидова, 2017], численность бентосных фораминифер в целом возрастает от 7–300 экз/50 г осадка в прибрежных районах с пониженной соленостью до 10000–47000 экз/50 г осадка в наиболее глубоких и холодноводных районах дна. Сообщество секреторных фораминифер *Cassidulina subacuta* распространено на больших глубинах (более 200 м) в Кандалакшском заливе и в Бассейне, поднимаясь до 120 м по направлению к Двинскому заливу. Сообщество секреторных фораминифер *Retroelphidium clavatum*, напротив, развито в Онежском заливе, на глубине 36 м, при температуре воды 8°C и солености 25‰. В остальных районах Белого моря на дне обитают сообщества бентосных фораминифер с агглютинированной раковиной [Саидова, 2017]. Участок дна с развитием *Cassidulina subacuta* в основном окаймлен областью развития сообщества агглютинирующих фораминифер *Recurvoides laevigatum*, которое по периферии граничит с зоной развития сообщества агглютинирующих фораминифер *Verneuilinulla advena*.

#### Основные черты рельефа дна

В наиболее общем виде о рельефе дна Белого моря можно судить по его батиметрии (см. рис. 1). Изобаты построены на основе базы данных GEBCO [www.gebco.org]. Более строго представления о геоморфологии дна рассматриваемого бассейна седиментации изложены в работах [Невесский и др., 1977; Спиридонов и др., 1980; Никифоров и др., 2012]. В частности, в статье С.Л. Никифорова с соавторами описание дано по составленной ими цифровой модели рельефа дна.

В генерализованном виде можно говорить о северо-восточной части Белого моря (Воронка, Мезенский залив, Горло), где преобладают глубины до 50 м; о центральной области юго-западной части (почти весь Кандалакшский залив, Бассейн и почти половина площади Двинского залива), где доминируют участки дна с глубиной свыше 50 м (включая Кандалакшско-Двинскую впадину, заложённую на одноименном грабене, глубины которой заметно превышают 100 м); о существенно мелководных прибрежных районах Кандалакшского залива, Онежском заливе и авандельте Двинского залива, где глубина дна меньше 50 м.

В принципе дно юго-западной части Белого моря можно рассматривать в качестве асимметричной котловины, состоящей из трех основных морфоструктурных ансамблей. Первый из них включает мелководные прибрежные области, обладающие очень слабым наклоном к центру бассейна: Двинский и Онежский заливы, узкая прибрежная полоса на западе и севере рассматриваемого региона. При этом каждая из перечисленных областей обладает собственной спецификой: в Двинском заливе развита ровная поверхность авандельты р. Северной Двины; дно Онежского залива, напротив, чрезвычайно неровное и включает множество островов и отмелей, созданных выступами древнего фундамента; западная и, особенно, северная части прибрежной полосы очень узкие, на Кандалакшском и Карельском берегу береговая линия обладает весьма прихотливыми очертаниями, вызванными чередованием шхер, фиордов и мысов [Никифоров и др., 2012].

Второй ансамбль представлен склонами котловины, выраженными наклоненными к ее центру пологими аккумулятивными равнинами. Их угол наклона заметно превышает углы наклона дна в первом ансамбле. К этому ансамблю можно отнести и внешнюю часть Двинского залива (за пределами авандельты). В среднем глубина дна колеблется от 25–50 м до 100–150 м.

К третьему ансамблю относится глубоководная часть Бассейна и Кандалакшского залива. Она вытянута вдоль оси Кандалакшско-Двинского грабена и включает четыре впадины, разделенных узкими линейными горстами [Никифоров и др., 2012]. Над поднятиями горстов глубина дна местами уменьшается до 40 м. Наиболее глубокая впадина расположена на северо-западе Кандалакшского залива, именно здесь измерена максимальная глубина моря – 343 м. На дне впадин развиты горизонтальные аккумулятивные равнины.

В статье [Никифоров и др., 2012] справедливо указывается на то, что геоморфология дна Белого моря обусловлена сочетанием эндогенных (структурных) и экзогенных (современных и древних палеогеографических) факторов. Среди совре-

менных эндогенных факторов необходимо отметить развитие новейших тектонических движений, проявившихся как прогибаниями (наиболее активными в области Кандалакшко-Двинской впадины), так и поднятиями (наиболее активными по периферии Белого моря) [Невесский и др., 1997].

## СОВРЕМЕННЫЕ ДОННЫЕ ОСАДКИ

### *Литология и скорости седиментации*

Литология поверхностных осадков Белого моря описана в работах [Невесский и др., 1977; Спиридонов и др., 1980; Фроль, 2006; Гордеев, Лисицын, 2017]. Последняя по времени литологическая карта поверхности морского дна представлена в докладе А.Е. Рыбалко и др. [2020]. К сожалению, в границы этой карты не вошел весь бассейн Белого моря. Целям настоящей статьи в наибольшей степени отвечает работа В.В. Фроля [2006] (рис. 2). Анализ представленных им данных показал, что на поверхности дна в Воронке, на большей части Мезенского залива и в Горле развиты, главным образом, разнотернистые пески (крупно-, средне- и мелкозернистые). В Мезенском заливе и в Горле они нередко формируют песчаные волны, вытянутые по направлению приливо-отливных течений. В Горле отдельные аккумулятивные песчаные гряды достигают высоты 30 м и длины 40 км, и отделены друг от друга грядами моренных отложений верхнего неоплейстоцена. Среди песков встречаются небольшие участки развития гравийно-галечных осадков. На востоке Мезенского залива наблюдается более пестрая картина: ближе к берегу широко распространены бенчи, существует небольшой участок развития алевритово-пелитовых илов в районе маргинального фильтра р. Мезени. Вдоль южного берега и на севере довольно большие участки дна покрыты гравийно-галечными отложениями.

В Бассейне и в глубоководной части Кандалакшского залива распространены, главным образом, пелитовые илы, аккумулярованные преимущественно в четырех впадинах Кандалакшко-Двинского грабена. На внутренних поднятиях они сменяются алевритово-глинистыми осадками. Такое распределение осадков обусловлено сочетанием рельефа дна с расположением халистаз отмеченных выше круговоротов в водной толще. На дне периферии Бассейна и кутовой части Кандалакшского залива в основном известны разновидности алевритовых илов.

Онежский залив отличается преимущественным распространением разнотернистых песков (с большой ролью крупнозернистых разностей) и гравийно-галечных отложений. В “тени” островов на затишных участках, а также вблизи устьев

впадающих в залив рек встречаются небольшие поля более тонких осадков, в основном алевритов.

По литологии поверхностного слоя осадков, дно Двинского залива можно разделить на две части. Крупное поле песчано-глинистых и глинисто-песчаных алевритов характеризует дельту Северной Двины. Далее на северо-запад расположена авандельта, сложенная глинистыми алевритами зоны маргинального фильтра.

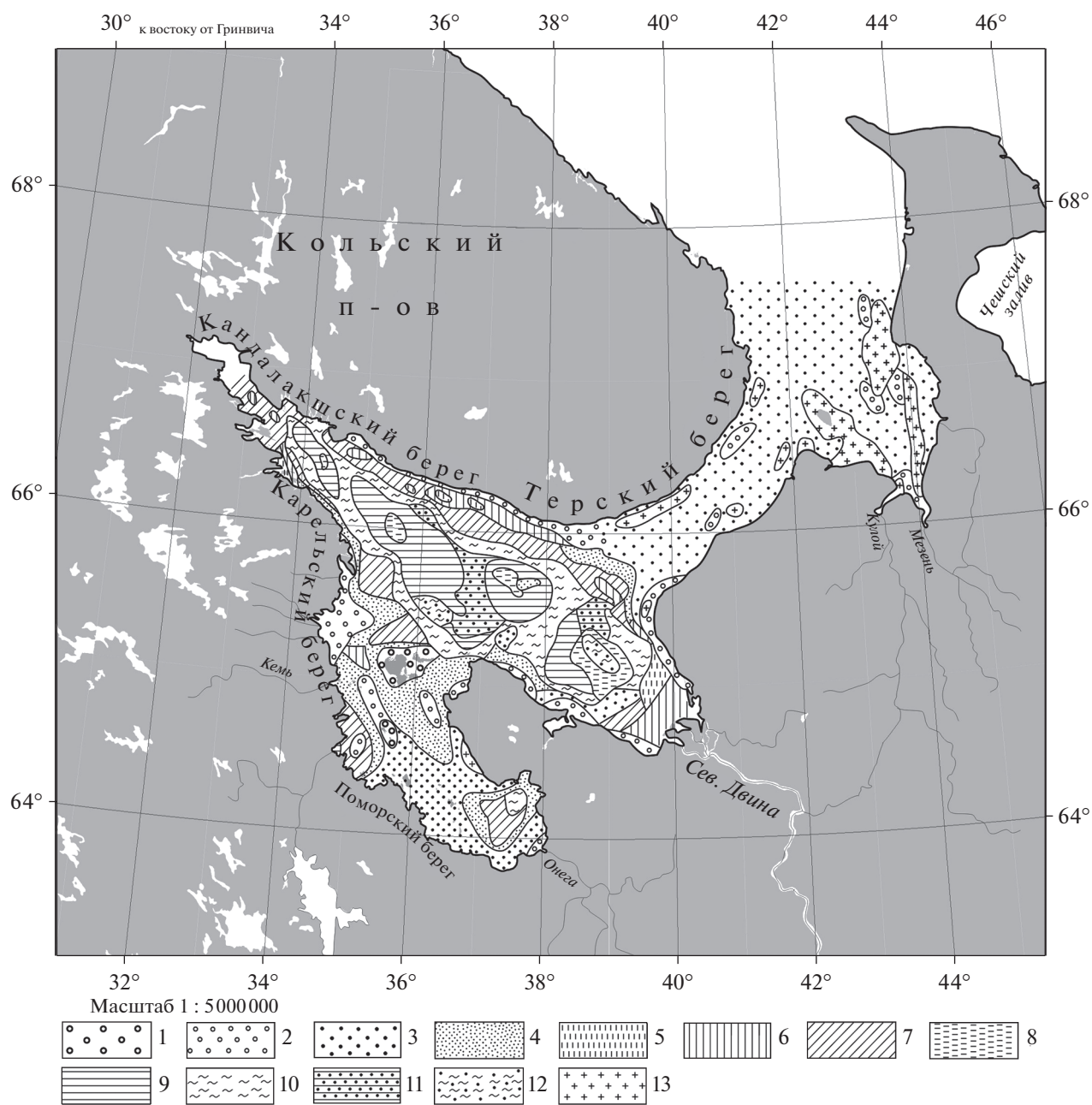
Следует подчеркнуть, что практически все современные донные осадки Белого моря относятся к терригенной группе. В Воронке имеются очень небольшие по площади участки дна с повышенной концентрацией (до 40%)  $\text{CaCO}_3$ , представленного скоплениями раковин моллюсков [Невесский и др., 1997].

Для юго-западной части Белого моря измерения скорости современной седиментации [Aliev et al., 2007]. В Двинском заливе они колеблются от 0.40 мм/год на его склоне (переходе к Бассейну) до 4.2 мм/год в мелководной авандельте р. Северной Двины. Также высокие скорости (от 2.0 до 3.0 мм/год) характерны как для некоторых мелководных участков Онежского залива, так и для глубоководных участков Кандалакшского залива. Для остальных районов этого залива, Онежского залива, Бассейна типичны скорости седиментации менее 1.0 мм/год.

На основе данных по скоростям осадконакопления рассчитаны абсолютные массы накопления современных донных осадков [Aliev et al., 2007]. Для Двинского залива диапазон колебаний составляет от 12 до 126 г/(см<sup>2</sup> тыс. лет), для Онежского залива – от 26 до 81 г/(см<sup>2</sup> тыс. лет), для Кандалакшского залива – от 15 до 66 г/(см<sup>2</sup> тыс. лет), для Бассейна – от 9 до 27 г/(см<sup>2</sup> тыс. лет) (пересчеты в приведенную размерность выполнены авторами данной статьи). Таким образом, абсолютные массы накопления терригенного вещества по периферии юго-западной части Белого моря в принципе выше, чем в его центральной области.

### *Химический состав*

Наиболее полные данные по геохимии современных осадков Белого моря содержатся в работах [Невесский и др., 1977; Кузьмина и др., 2009; Гордеев, Лисицын, 2017; Маслов и др., 2017]. Т.Г. Кузьмина с соавторами показала, что макроэлементный состав современных донных осадков Белого моря определяется, главным образом, их гранулометрическим составом (табл. 1). При этом очевидно сходство химического состава песков и опесчаненных осадков с составом палеозойских платформенных песков, а пелитовых илов – с палеозойскими платформенными глинами и глинистыми сланцами. Понятно, что такое сходство вызвано не переотложением платформенных



**Рис. 2.** Типы донных осадков Белого моря [Фроль, 2006].

1 – галечно-гравийные и гравийно-галечные, содержание фракции > 1 мм 50–70%; 2 – пески с гравием, 50–70% песка и 30–47% гравия; 3 – пески разнозернистые, содержание фракции 0.1–1.0 мм >70%; 4 – пески мелкозернистые, алевритистые, 50–70% песка и около 27% алевритов; 5 – алевриты глинистые, содержание алевритовой фракции >70%; 6 – алевриты песчано-глинистые и глинисто-песчаные, содержание алевритовой фракции 50–70%; 7 – алевриты несортированные, с большой примесью других фракций; 8 – илы глинистые, содержание илистой фракции >90%; 9 – илы глинистые, слабоалевритистые, содержание илистой фракции >70%; 10 – илы алевритово-глинистые, содержание илистой фракции 50–70%; 11 – илы алевритово-глинистые, слабopесчаные, содержат >10% песка; 12 – илы алевритово-глинистые песчаные, содержат >30% песка; 13 – бент.

осадков, а процессами осадочной (в том числе и геохимической) дифференциации поступающего в бассейн седиментации осадочного материала. Явное обогащение тонких донных осадков Mn и, в меньшей степени, Fe обусловлено диагенетиче-

ским подтягиванием этих элементов из подстилающих слоев осадков [Гордеев, Лисицын, 2017]. Очень хорошо приуроченность повышенных концентраций Fe и элементов его группы к наиболее тонким осадкам, сконцентрированным в



**Таблица 1.** Макроэлементный состав (мас. %) поверхностного слоя донных осадков Белого моря в сопоставлении с данными по материковому обрамлению

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	74.57	62.24	51.29	63.94	72.75	54.12
TiO <sub>2</sub>	0.37	0.61	0.77	0.56	0.47	0.93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.12	13.12	14.05	15.22	9.87	15.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.77	5.27	7.44	5.93	3.76	5.50
MnO	0.06	0.27	2.07	0.09	0.06	0.09
MgO	1.78	3.23	3.78	2.93	1.60	2.85
CaO	1.81	1.89	1.75	3.65	2.80	3.58
Na <sub>2</sub> O	Н.о.	Н.о.	Н.о.	2.94	0.78	0.52
K <sub>2</sub> O	1.73	2.41	2.81	2.64	2.32	3.30
П.п.п.	3.26	7.48	12.53	2.01	4.89	12.97

Примечания. Н.о. – не определялось. 1–3 – по данным [Кузьмина и др., 2009]: 1 – песок и алевритово-пелитовый ил с песком, 2 – алевритово-пелитовый ил, 3 – пелитовый ил; 4–6 – по данным [Ронов и др., 1990]: 4 – породы Балтийского щита, 5 – Pz пески платформ, 6 – Pz глины и глинистые сланцы платформ.

Кандалакшско-Двинской впадине, демонстрирует целый ряд карт распределения этих элементов в поверхностном слое осадков юго-западной части Белого моря [Гордеев, Лисицын, 2017].

В то же время осадки одного и того же гранулометрического состава могут заметно различаться по ряду геохимических признаков. Наиболее убедительно это было продемонстрировано А.В. Масловым с соавторами [Маслов и др., 2017] для алевритово-пелитовых илов (табл. 2). Если не вда-

ваться в детали, то на основе табл. 2 можно достаточно уверенно утверждать, что существуют геохимические провинции расположенные в осадках: 1) эстуария р. Мезени и Горла; 2) дельты р. Северной Двины и Двинского залива; 3) границы Двинского залива с Бассейном; 4) Бассейна и Кандалакшского залива; 5) Онежского залива; 6) литорали Терского берега.

По данным органо-геохимических исследований (отношение C/N и  $\delta^{13}C-C_{org}$ ), в составе органического вещества (ОВ) донных осадков преобладает терригенное ОВ (до 77% в современных осадках Бассейна) [Леин, Лисицын, 2017].

*Минеральный состав*

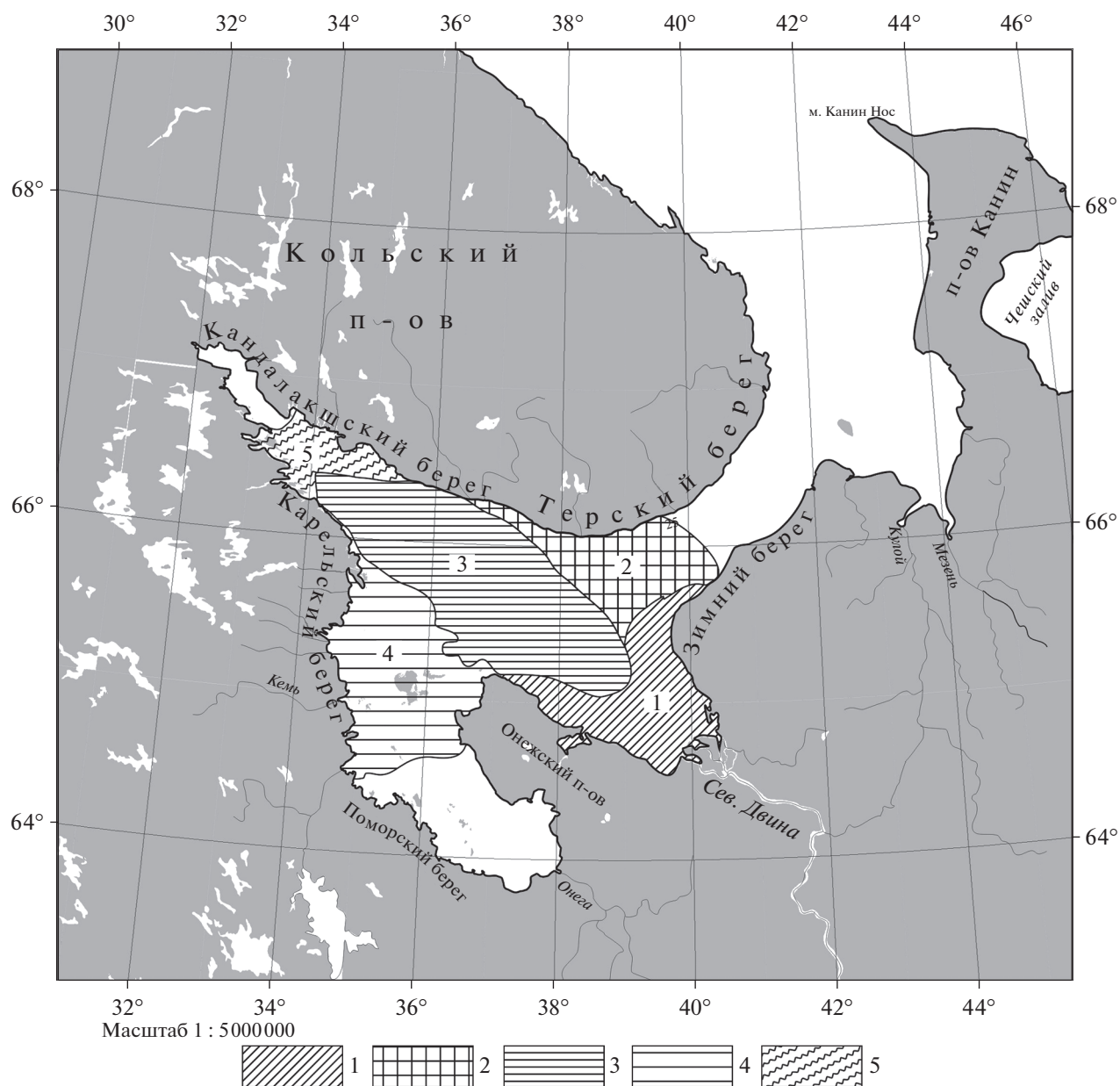
О минеральном составе современных осадков можно судить по результатам применения двух основных методов: иммерсионного анализа подфракций крупного алеврита [Васильев и др., 1979; Гусакова, 2013, Мамочкина, 2014] и рентгенодифрактометрического анализа пелитовой фракции [Невесский и др., 1977; Дара, Мамочкина, 2017; Saukel et al., 2010].

Выход тяжелой (удельный вес более 2.89 г/см<sup>3</sup>) подфракции крупного алеврита демонстрирует циркумконтинентальную зональность с наиболее высокими значениями (7–11% и даже более) в прибрежных районах, в Горле [Васильев и др., 1979] и на севере Онежского залива, уменьшающимися до 0.5–3% в осадках Бассейна и Кандалакшского залива [Мамочкина, 2014]. Детальный анализ тяжелых минералов показал, что на юге Горла и в юго-западной части Белого моря присутствуют 5 подпровинций: Восточная,

**Таблица 2.** Распределение ряда геохимических показателей в современных алевритово-пелитовых илах Белого моря (составлено по данным [Маслов и др., 2017])

Район	Th/Sc	(La/Yb) <sub>PAAS</sub>	La/Sc	(La/Sm) <sub>PAAS</sub>	Cr/Zr	(Gd/Yb) <sub>PAAS</sub>	Th/Cr	(Eu/Eu*) <sub>PAAS</sub>	V/Ni	T <sub>DM</sub> , млн лет
Эстуарий р. Мезени	0.23	1.14	1.37	0.89	1.33	1.26	0.01	1.23	5.03	Н.о.
Горло	0.24	1.06	1.03	0.85	0.78	0.85	0.03	1.18	3.17	Н.о.
Литораль Терского берега	0.55	0.63	2.47	0.76	0.23	0.96	0.07	1.70	2.23	2822
Дельта р. Северной Двины	0.74	0.77	2.82	0.83	0.59	1.06	0.05	1.32	1.63	1794
Двинский залив	0.79	0.79	2.97	0.84	0.54	1.09	0.05	1.18	1.84	1757
Граница Двинского залива с Бассейном	0.85	1.07	2.80	0.86	0.74	1.40	0.09	1.19	2.24	2003
Бассейн	0.30	1.53	1.24	0.98	1.24	1.39	0.04	1.13	3.37	2036
Кандалакшский залив	0.25	1.45	1.14	0.94	1.20	1.39	0.03	1.19	3.35	2228
Эстуарий р. Онеги	0.32	1.38	1.31	0.98	1.07	1.24	0.04	1.18	2.27	2214
Эстуарий р. Кеми	0.27	1.14	1.25	0.95	0.75	1.19	0.04	1.22	3.43	2399

Примечание. Н.о. – не определялось.



**Рис. 3.** Схема минералогических подпровинций поверхностного слоя (0–5 см) осадков Белого моря [Мамочкина, 2014].

1 – Юго-Восточная; 2 – Восточная; 3 – Центральная; 4 – Западная; 5 – Северо-Западная.

Юго-Восточная, Западная, Центральная и Северо-Западная [Мамочкина, 2014] (рис. 3), входящих в единую минералогическую Беломорскую провинцию. По данным [Мамочкина, 2014] построена сводная таблица содержаний основных тяжелых минералов в осадках этих подпровинций (табл. 3).

В составе Восточной подпровинции, характеризующей осадки Горла, обращают на себя внимание: самое высокое общее содержание основных тяжелых минералов; максимальные величины роговообманково-эпидотового отношения,

максимальное содержание граната, ильменита и доломита; минимальное содержание эпидота. Комплексы тяжелых минералов в остальных подпровинциях, характеризующих осадки юго-западной части Белого моря, гораздо ближе друг к другу. В частности, для них типичны более высокие содержания эпидота, пониженное содержание суммы основных тяжелых минералов, невысокие значения роговообманково-эпидотового отношения, малые содержания граната, ильменита, доломита.

**Таблица 3.** Содержание главных тяжелых минералов (%) в осадках минералогических подпровинций (рассчитано по данным [Мамочкина, 2014])

Компоненты	Восточная	Юго-Восточная	Западная	Северо-Западная	Центральная
Hbl	43.79	38.36	43.79	34.75	35.9
Ep	10.65	16.30	17.52	19.08	19.42
Hbl/Ep	4.11	2.05	2.50	1.82	1.85
Gar	24.14	18.01	12.23	17.68	14.84
Plm	10.86	6.54	3.58	5.10	3.72
Cpx	4.78	4.46	4.78	9.03	4.76
Dol	4.17	0.91	0.63	0	1.78
Σ	98.39	79.58	82.53	85.64	80.42
Ассоциация	Ep-Plm-Gar-Hbl	Ep-Gar-Hbl	Gar-Ep-Hbl	Gar-Ep-Hbl	Gar-Ep-Hbl

Примечания. Hbl – роговая обманка; Ep – эпидот; Gar – гранат; Plm – ильменит; Cpx – моноклинные пироксены; Dol – доломит; Σ – сумма основных минералов.

Карты распределения основных тяжелых минералов [Мамочкина, 2014] демонстрируют, что максимумы содержаний граната приурочены к прибрежным мелководьям как Горла, так и всей юго-западной части моря; клинопироксенов – к прибрежному мелководью вдоль Терского и Кандалакшского берегов; роговых обманок – к выносам р. Кемь на севере Онежского залива и к осадкам Бассейна; эпидота – к относительно внутренним районам рассматриваемого региона (т.е., кроме Горла и прибрежного мелководья). Таким образом, на распределении роговых обманок сказываются как основные питающие провинции (р. Кемь), так и приуроченность к относительно более спокойным гидродинамическим условиям, куда они попадают благодаря своей относительной плавучести. Эти же условия благоприятны и для аккумуляции эпидота.

По данным [Васильев и др., 1979], для осадков Воронки и Мезенского залива характерны минимальные концентрации пироксенов и роговой обманки; изменчивые по площади содержания эпидота; высокие концентрации граната (за исключением центральной части Воронки).

Изучение распределения кварца и полевых шпатов в ловушечной взвеси, во всем осадке и различных его гранулометрических фракциях показало: 1) присутствие этих минералов во всех фракциях; 2) доминирование кварца над полевыми шпатами; 3) максимум кварц-полевошпатового отношения в осадках Горла и периферических районов юго-западной части Белого моря; 4) уменьшение содержания кварца в поверхностном слое осадка по сравнению с его содержанием в ловушечной взвеси в этой же точке [Дара, Мамочкина, 2017; Saukel et al., 2010]. Приведенные выводы 2 и 3 свидетельствуют как о более высоком сопротивлении кварца механическому истиранию при активной гидродинамике среды транспортировки и аккумуляции, по сравнению с поле-

выми шпатами, так и о большей плавучести доминирующих среди полевых шпатов плагиоклазов (среди которых преобладает альбит), благодаря своей спайности и, соответственно, форме обломков. Вывод 4, с нашей точки зрения, очень важен. Он позволяет сделать предположение о существовании нефелоидного слоя водной толщи, обогащенного, в частности, полевыми шпатами, и о формировании поверхностного слоя донных осадков на значительной площади юго-западной части Белого моря за счет интеграции вещества из вертикальной составляющей потоков взвеси и из латеральных потоков в нефелоидном слое.

Рентген-дифрактометрическое изучение пелитовой фракции в целом и субколлоидной фракции в частности, выявило: 1) что они состоят из смеси обломочных и глинистых минералов; 2) среди глинистых минералов доминируют смектит и иллит; 3) одним из главных источников смектита являются выносы р. Северная Двина; 4) наибольшие концентрации смектита связаны с осадками Бассейна и Кандалакшского залива, а иллита – с осадками периферических областей юго-западной части Белого моря и Горла [Невесский и др., 1977; Дара, Мамочкина, 2017; Saukel et al., 2010]. Таким образом, можно сделать вывод о том, что распределение рассмотренных глинистых минералов во многом обусловлено существующей циркуляцией: более плавучий (из-за своей формы) иллит приурочен к периферии круговоротов течений, а менее плавучий смектит – к их халистамам.

Составной частью минерального состава осадков является биогенный опал, представленный панцирями диатомей. Химический анализ показал, что содержание  $\text{SiO}_2$  аморф в изученных осадках Белого моря не превышает первых процентов, слегка возрастающая только в осадках прибрежного апвеллинга на северо-востоке Кандалакшского залива [Будько, 2017]. Изучение диатомей из по-

верхностного слоя осадков [Полякова и др., 2017] выявило, что концентрации створок от 10 до 15 млн створок/г сухого осадка занимают большие площади в Кандалакшском заливе, Бассейне и во внешней зоне Двинского залива. Пятно осадков с такой же концентрацией диатомей зафиксировано в эстуарии р. Онеги. В Двинском заливе и на севере Онежского залива эта область окаймляется областью дна, в осадках которой концентрации диатомей колеблются от 1 до 5 млн створок/г сухого осадка. В осадках Горла диатомей отсутствуют. С точки зрения экологии диатомей неритическая ассоциация приурочена к глубоководным осадкам Кандалакшского залива и Бассейна, сублиторально-неритическая ассоциация окаймляет предыдущую на меньших глубинах в этих же районах, а сублиторальная ассоциация занимает остальную часть дна юго-западной части Белого моря [Полякова и др., 2017].

### СОВРЕМЕННАЯ ФАЦИАЛЬНАЯ СТРУКТУРА БЕЛОГО МОРЯ

К настоящему времени известны два построения, касающиеся фациальной структуры Белого моря. Первое из них предложил В.В. Калининко [Невесский и др., 1997], а второе – В.В. Фроль [2006].

Согласно В.В. Калининко, следует выделять: 1) фации пляжей (не относятся к морским фациям); 2) прибрежную фацию; 3) фации дельт и предустьевых районов; 4) фации заливов; 5) фацию обширных морских мелководий; 6) фации склонов впадины моря; 7) фации срединной части впадины моря. Распространение этих фаций показано на рис. 4.

По мнению В.В. Фроля, базирующемуся в основном на составленной им карте литологии поверхностного слоя осадков масштаба 1 : 750000 (см. рис. 2), в фациальном плане следует выделить: 1) Северную часть (включающую в себя Воронку и Мезенский залив), 2) Горло, 3) Центральную часть (глубоководье Кандалакшского залива и Бассейн, а также Онежскую и Двинскую губы). Далее в статье [Фроль, 2006] были кратко описаны донные осадки указанных районов Белого моря.

М.А. Спиридонов с соавторами [Спиридонов и др., 1980] разделил дно Белого моря на три крупных района: северный (Воронка и Мезенский залив), центральный (Горло) и южный (Бассейн, Кандалакшский, Онежский и Двинский заливы).

Основываясь на представленном выше обзоре, авторы настоящей статьи считают целесообразным выделить в современной фациальной структуре две фациальные области: 1) Северо-Восточную и 2) Юго-Западную (рис. 5).

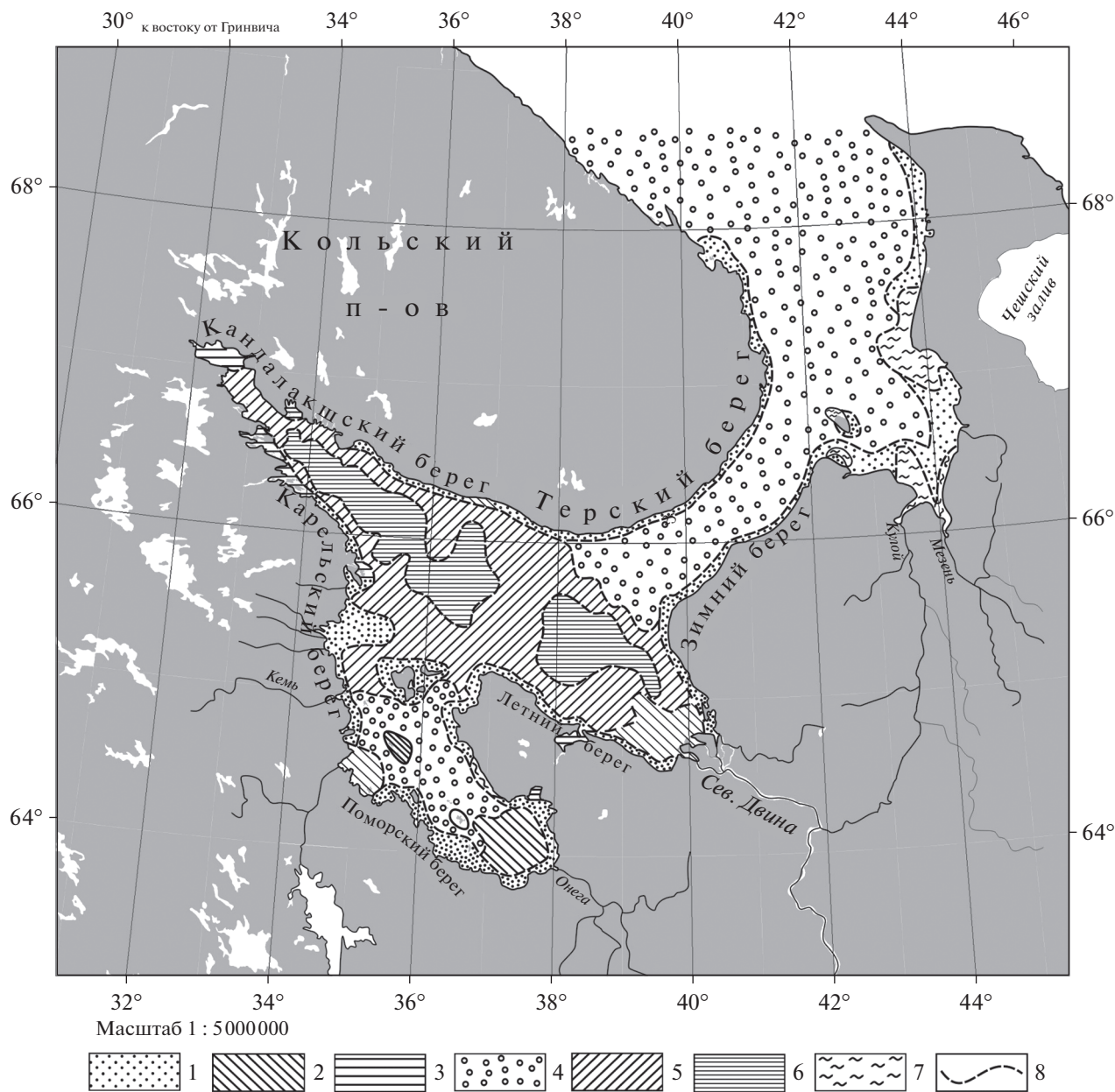
Географически в Северо-Восточную фациальную область входят Воронка, Мезенский залив и Горло. При этом данная фациальная область может быть подразделена на две фациальные зоны: 1) Западную, включающую в себя большую часть указанных районов, и 2) Восточную, к которой относятся только прибрежные районы южной части Мезенского залива.

Наиболее общим основанием для выделения Северо-Восточной области является принадлежность водной толщи, в основном, к массе баренцево-морских вод, отсутствие ее вертикальной стратификации; малые глубины, очень высокая гидродинамическая активность (за счет, главным образом, приливо-отливных течений); обилие гравийно-галечных и песчаных осадков; малая площадь распространения современных морских осадков; сильное развитие абразии (термоабразии?) на восточных берегах; специфика питающих провинций (в частности, морен лопасти Новоземельско-Карско-Печорского ледника позднего валдая, а также осадочного комплекса Мезенской синеклизы). Восточная фациальная зона отличается от Западной наиболее сильной гидродинамикой, большей мелководностью, большим влиянием стока р. Мезени, обилием бенчей, гравийно-галечных отложений и крупно-среднезернистых песков, отсутствием полей песчаных волн.

Юго-Западная фациальная область включает в себя Бассейн, Кандалакшский, Онежский и Двинский заливы. При этом она может быть подразделена на три фациальные зоны: 1) Центральную, включающую в себя наиболее глубоководные области Бассейна и Кандалакшского залива, 2) Переходную, к которой относятся области средних глубин на склонах основной впадины моря и внешняя часть Двинского залива, 3) Периферическую, в которую входят мелководная часть Кандалакшского залива, Онежский залив и внутренняя часть Двинского залива.

Наиболее общим основанием для выделения Юго-Западной фациальной области является принадлежность водной толщи массе беломорских вод, развитие большого циклонического круговорота, котловинный характер рельефа дна; относительно слабая гидродинамическая активность (за исключением Онежского залива); преобладание алевритово-пелитовых и пелитовых илов в поверхностном слое осадков (кроме Онежского залива); специфика питающих провинций.

В Центральной фациальной зоне к перечисленным параметрам добавляются наибольшие глубины из-за Кандалакшско-Двинской впадины, присутствие хорошо выраженной вертикальной стратификации водной толщи, последовательность антициклонических и циклонических круговоротов меньших размеров, чем основной круговорот Белого моря; большая роль пелито-



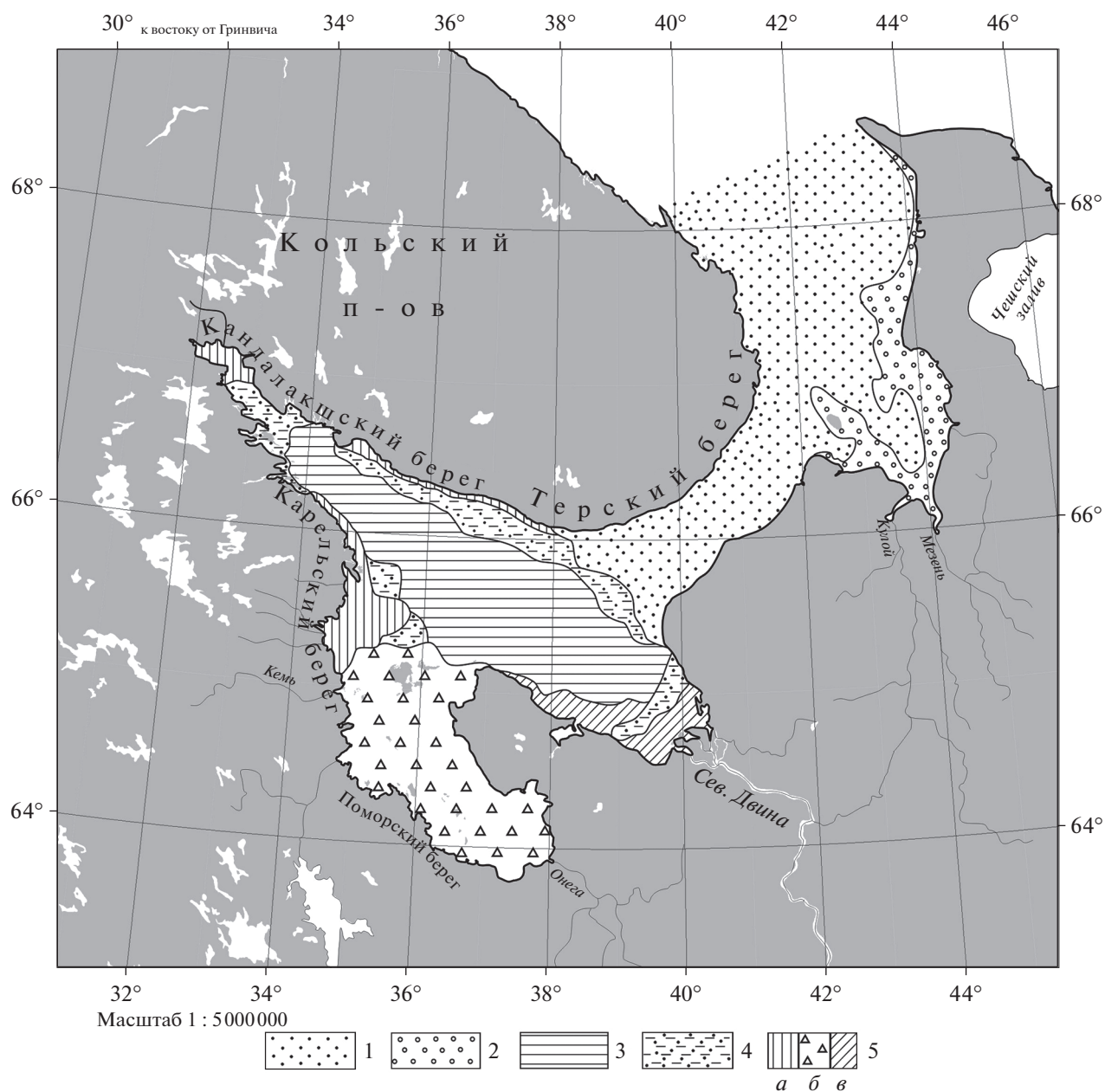
**Рис. 4.** Схема современных фаций Белого моря – по В.В. Калиненко [Невесский и др., 1977] с изменениями. 1 – прибрежные фации; 2 – фации дельт и предустьевых районов; 3 – фации заливов; 4 – фации обширных морских мелководий; 5 – фации склонов впадины моря; 6 – фации срединной части впадины моря; 7 – бенчи; 8 – фациальные границы.

вых илов, формирующих аккумулятивную субгоризонтальную морскую равнину [Спиридонов и др., 1980], специфика биоты, геохимии и минерального состава донных осадков.

Для Переходной фациальной зоны свойственны средние глубины, присутствие хорошо выраженной вертикальной стратификации водной толщи; развитие наклонных аккумулятивных равнин с многочисленными донными обнажениями отложений ледникового и ледниково-морского комплексов [Спиридонов и др., 1980]; до-

минирование в основном алевритов и алеврито-пелитовых илов; средние значения скоростей современной седиментации и абсолютных масс осадков; специфические показатели биоты, геохимии и минералогии осадков.

Периферическая фациальная зона обладает такими общими признаками как мелководность, воздействие постоянных течений, отсутствие стратификации водной толщи; высокие биомассы зообентоса; повышенные скорости седиментации и абсолютные массы осадков, резко выра-



**Рис. 5.** Современная фациальная структура Белого моря.

I – Северо-Восточная фациальная область (фациальные зоны: 1 – Западная, 2 – Восточная); II – Юго-Западная фациальная область (фациальные зоны: 3 – Центральная, 4 – Переходная, 5 – Периферическая); фациальные подзоны Периферической фациальной зоны: *a* – мелководья Кандалакшского залива, *b* – Онежского залива, *v* – авандельты р. Северной Двины и побережья Летнего берега.

женная дифференциация минерального состава. В то же время специфика составных частей данной фациальной зоны настолько велика, что следует выделить в ее составе, как минимум, три фациальных подзоны: 1) мелководья Кандалакшского залива, 2) Онежского залива и 3) авандельты р. Северной Двины и побережья Летнего берега.

Для первой фациальной подзоны характерна сильная изрезанность аккумулятивных берегов,

сильное ветровое волнение, относительно низкие скорости приливо-отливных течений, прибрежный апвеллинг; очень высокая биомасса фитобентоса [Максимова, 2017]; специфика питающей провинции. Онежский залив очень мелкий, в нем развиты наиболее сильные ветровое волнение и приливо-отливные течения; рельеф дна чрезвычайно сильно расчлененный, с многочисленными выходами дочетвертичных пород и отложений ледникового и ледниково-морского

комплексов [Спиридонов и др., 1980]; характерна большая пестрота состава донных осадков с важным значением гравийно-галечных отложений и крупнозернистых песков, определенную роль играет сток р. Онеги. Наконец, авандельта р. Северной Двины формирует аккумулятивную аллювиально-морскую равнину [Спиридонов и др., 1980]; отличается слабыми приливо-отливными течениями; довольно однородным гранулометрическим составом осадков; ярко выраженной спецификой их химического и минерального состава, обусловленной как выносами р. Северной Двины, так и особенностями геологического строения берегов; высокими скоростями седиментации и абсолютными массами осадков. Вдоль Летнего берега развиты песчаные осадки.

Вполне очевидно, что при более крупных масштабах исследования можно будет осуществить дальнейшую детализацию предложенной фациальной структуры, в частности, применяя многие положения фациальной схемы В.В. Калиненко.

В процессе изучения современной фациальной структуры Белого моря были затронуты проблемы источников осадочного материала, осадочной дифференциации, зональности седиментации, фациальных индикаторов.

#### *Источники осадочного материала*

Специалисты, изучавшие минеральный состав современных осадков юго-западной части Белого моря [Мамочкина, 2014] и его химический состав [Гордеев, Лисицын, 2017; Маслов и др., 2017], пришли к заключению, что существуют два главных источника осадочного материала для образования осадков: породы Балтийского щита и моренные комплексы Русской плиты. Во внутренней области моря потоки осадочного вещества смешиваются, и состав осадков усредняется. Кроме того, здесь существует дополнительная поставка осадочного материала за счет донной эрозии, в том числе – коренных пород фундамента и ледниковых, а также и ледниково-морских образований. Основываясь на данных А.В. Маслова с соавторами [2017] по распределению значений  $T(DM)$  и  $\epsilon_{Nd}(0)$  в осадках на профиле от вершины Кандалакшского залива до устья р. Северной Двины, можно предположить, что потоки от размыва и переработки береговых моренных комплексов являются более интенсивными и распространяются на большие расстояния. Это предположение поддерживается тремя фактами: 1) плотным покровом моренных отложений на восточных и южных берегах, 2) гораздо большей длиной абразионных берегов именно на восточном и южном обрамлении моря, 3) приуроченностью основных крупных рек к этому же обрамлению.

#### *Осадочная дифференциация*

Поступающий в бассейн седиментации осадочный материал подвергается осадочной дифференциации (включая гранулометрическую, минералогическую, геохимическую) во время разнообразных процессов своей транспортировки и аккумуляции. В прибрежных районах (до глубины около 25–30 м) важную роль играет волновое воздействие, и здесь найдены на дне как гравийно-галечные отложения и наиболее крупнозернистые пески (Мезенский и Онежский заливы), так и области отсутствия современных осадков на береговом склоне (бенчи Мезенского залива). Интересно, что в центральных частях Бассейна, где отмечены наиболее высокие волны, их влияние на глубоководные донные осадки практически не проявлено. В Двинском заливе роль маргинального фильтра оказалась гораздо важнее волнового воздействия, и здесь проявились типичные для зоны смешения речных и морских вод процессы [Гордеев, Лисицын, 2014] гранулометрической, минералогической, геохимической и биологической дифференциации вещества.

В прибрежных областях к воздействию волн добавляются сильные приливо-отливные течения (особенно в Мезенском и Онежском заливах). Роль последних важна для всех фациальных областей и зон. Действительно, эти постоянно действующие течения влияют на донные осадки, накапливающиеся на всех глубинах. Они вымывают тонкие фракции осадков, которые в поле силы тяжести перемещаются в придонном (нефелюидном) слое на более низкие батиметрические уровни. Таким образом, одновременно происходят и седиментация, и синседиментационное переотложение. Вероятно, местами формируются микрогравититы. Возможно, что такие процессы более интенсивно проявлены на вершинах и склонах подводных поднятий, осложняющих местами рельеф доминирующих аккумулятивных равнин. Приливо-отливные латеральные потоки вещества играют огромную роль в распространении осадочного материала в Белом море. Особенно велико их значение в Северо-Восточной фациальной области, где в Горле с его промывным режимом развиты хорошо сортированные пески со специфическим минеральным составом, обширные площади дна с отсутствующим покровом морских осадков и поля распространения песчаных волн. Важно указать на вынос огромного количества взвешенного материала из Воронки в Баренцево море [Невесский и др., 1977].

Другие латеральные потоки связаны с действием постоянных течений на всей акватории – “питающего” и “сточного” (при этом они проникают до дна [Бабков, 1998]), а также меньших по размеру циклонических и антициклонических

круговоротов, ветровых стоковых течений. Наконец, нельзя не отметить общее латеральное (центростремительное по своему направлению) перемещение поступающего в море осадочного вещества в ходе осадочной дифференциации.

В то же время действуют и вертикальные потоки вещества, инструментально измеренные с помощью седиментационных ловушек [Новигатский и др., 2017]. Здесь основную роль, наряду с механическим осаждением в поле силы тяжести, играет биологическая дифференциация за счет биофильтрации и биотранспорта (пеллетного). По мере погружения на все более глубокие горизонты водной толщи доля биогенного вещества по отношению к литогенному постоянно уменьшается. Нельзя не отметить также вертикальные потоки, направленные вверх и обусловленные раннедиагенетическим подтягиванием ряда металлов из осадков, подстилающих поверхностный слой.

Таким образом, осадочная дифференциация поступающего материала, приводящая к его радикальному геохимическому преобразованию, происходит в сложной системе латеральных и вертикальных потоков. К этому, безусловно, надо добавить многообразные процессы воздействия микробиологических сообществ на органическое вещество в ходе седиментогенеза и раннего диагенеза [Леин, Лисицын, 2017].

#### *Зональность седиментации*

В Белом море в специфическом виде проявлены те же основные виды зональности, которые были описаны для Мирового океана: широтная, циркумконтинентальная, вертикальная и тектоническая [Лисицын, 1978]. С нашей точки зрения, к проявлению широтной зональности можно отнести разделение Белого моря на две почти равные по площади фациальные области: Северо-Восточную и Юго-Западную. Своеобразным проявлением широтной зональности, вероятно, можно считать, например, постепенное уменьшение солёности постоянного питающего течения на своем пути в Воронке, Горле и далее уже в юго-западной части морского бассейна [Бабков, 1998].

Циркумконтинентальная зональность очень широко проявлена в фациальной структуре, в литологии, минеральном и химическом составе осадков, в скоростях седиментации и абсолютных массах отложений, в биомассах фито- и зообентоса, в экологических группах диатомей. Наиболее наглядны ее проявления в юго-западной части моря.

Вертикальная зональность представлена стратификацией водной толщи на юго-западе, смешанной состава водной взвеси и ловушечного мате-

риала по глубине, поясами биогеографических групп зообентоса, определенной общей дифференциацией гранулометрического состава осадков по глубине дна.

Тектоническая зональность выражена неотектоническими структурами и прежде всего — Кандакшско-Двинским грабеном, в наиболее глубокой части которого развиты вертикальные стенки, образованные по сбросам. При этом периферические части морского бассейна и прилегающие к ним части суши подвержены гляциоизостатическим и неотектоническим воздыманиям [Невесский и др., 1977].

Наконец, необходимо упомянуть и о хорошо проявленной в Белом море климатической сезонности, выраженной весенне-летним и осенне-зимним сезонами [Гордеев, Лисицын, 2017]. Во время первого из них резко увеличены: речной сток, волновая абразия берегов, первичная продукция фитопланктона, вертикальные составляющие потоков взвеси. Во время осенне-зимнего сезона появляется и сохраняется морской лед; все вышеперечисленные процессы проявлены гораздо слабее, вплоть до полного их отсутствия; развивается конвекция в верхнем слое водной толщи в юго-западной части моря [Бабков, 1998].

#### *Фациальные индикаторы*

Для изучения фациальной изменчивости широко применяются наборы фациальных индикаторов. Укажем на некоторые особенности современных условий седиментации, которые могут быть установлены по осадкам и их компонентам.

Например, о температуре и солёности придонных вод лучше всего можно судить по ассоциациям бентосных фораминифер, о температуре — по Mg/Ca отношению в раковинках секреторных фораминифер [Jochum et al., 2019], а о вентиляции и степени насыщенности кислородом придонных вод — по ряду имеющихся у геохимиков данных о Mo/Mn отношении и содержании ряда микроэлементов в осадках [Холодов, Недумов, 1991]. Такую же информацию по вентиляции можно получить, если изучить в раковинках секреторных фораминифер содержания Cd или  $\delta^{13}\text{C}$  [Boyle, 1988]. Представления о стратификации водной толщи могут возникнуть при анализе ассоциаций бентосных фораминифер, а также комплексов и биомассы зоопланктона.

Наиболее общая характеристика схемы циркуляции постоянных течений и систем круговоротов, в принципе, получается при совместном анализе распределения в осадках глинистых минералов, кварца и полевых шпатов, численности диатомей.

О скорости приливо-отливных течений можно получить представление через анализ гранулометрического состава (например, если посчитать



значения так называемого сортируемого силта [McCave et al., 2017]), степени сортировки песков, содержания в тяжелой фракции гранатов и других резистентных минералов, экологии отдельных групп зообентоса; по ископаемым полям песчаных волн, отсутствию осадков рассматриваемого синхроничного интервала на фациальном профиле.

О степени близости к берегу свидетельствуют экологические комплексы диатомей и динофлагеллят [Полякова и др., 2017], биомассы фито- и зообентоса; характерные литологические, минералогические и геохимические индикаторы; скорости седиментации и абсолютные массы осадков.

Наконец отметим, что в последние примерно 30 лет в мировой морской геологии широким распространением стала пользоваться концепция *proxies*, т.е. количественных фациальных индикаторов, которые позволяют осуществить реконструкцию того или иного параметра среды седиментации на количественном уровне. Некоторые из приведенных в данном разделе фациальных индикаторов соответствуют *proxies*, в то время как большинство индикаторов могут быть использованы только на уровне качественного анализа. На основе имеющейся у исследователей коллекции образцов из поверхностного слоя донных осадков в принципе можно дополнительно провести анализ таких *proxies* как TEX86 [Kim et al., 2008] для реконструкции температуры поверхностного слоя водной толщи и IP 25 [Fahl, Stein, 2012] для реконструкции ледового режима.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Белое море представляет собой небольшой (90800 тыс. км<sup>2</sup>) эпиконтинентальный бассейн, расположенный в умеренном климатическом поясе. Лишь северо-западная часть Воронки находится в условиях субарктического климата.

Проведенный литературный обзор позволяет сделать вывод о том, что современная фациальная структура Белого моря имеет довольно сложную природу. Некоторые важные ее черты образовались в ходе достаточно длительной геологической эволюции, например, при образовании архейско-протерозойских магматических и метаморфических комплексов Балтийского щита, во время средне-позднерифейской авлакогенной стадии развития фундамента, при накоплении осадочных вендско-палеозойских синеклизного и плитного комплексов Русской плиты. Следующим важным этапом стало формирование специфических отложений во время ряда четвертичных ледниковых циклов [Невеский и др., 1997; Спирidonов и др., 1980] и неотектоническая активизация более древних тектонических структур. Все вышеперечисленные геологические явления создали тот фон, на котором произошло таяние

поздневалдайского ледника с последовательным формированием ледниково-озерных, ледниково-морских и, наконец (около 6 тыс. лет назад), морских отложений в пределах уже современного Белого моря.

С нашей точки зрения, специфика этого морского бассейна во многом обусловлена общим терригенным характером накапливающихся осадков, важной ролью четвертичных морен как основного источника осадочного материала и значением приливо-отливных течений.

Предлагаемая в статье фациальная структура современного Белого моря (см. рис. 5) основана на единстве условий седиментации и формирующихся донных осадков. В итоге можно выделить две фациальные области (Северо-Восточную и Юго-Западную), которые, в свою очередь, состоят из ряда фациальных зон.

Северо-Восточная фациальная область включает в себя Западную и Восточную фациальные зоны. Юго-Западная фациальная область состоит из Центральной, Переходной и Периферической фациальных зон. В составе Периферической фациальной зоны целесообразно выделить три фациальные подзоны: 1) мелководья Кандалакшского залива, 2) Онежского залива и 3) авандельты р. Северной Двины и побережья Летнего берега. Характеристики всех выделенных подразделений фациальной структуры Белого моря приведены выше.

Современная фациальная структура формируется за счет фациальной изменчивости всей системы фациальных признаков, как биотических, так и абиотических.

В Белом море нашли свое выражение основные виды зональности современной седиментации, известные для Мирового океана: широтная, циркумконтинентальная, вертикальная и тектоническая. Важной специфической чертой является ярко выраженная сезонность осадконакопления.

Осадочная дифференциация поступающего материала, приводящая к его радикальному геохимическому преобразованию, происходит в сложной системе латеральных и вертикальных потоков осадочного вещества.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ГЕОХИ РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бабков А.И. Гидрология Белого моря. СПб.: ЗИН РАН, 1998. 94 с.
- Балуев А.С., Журавлев В.А. Геологическое строение и тектоническая эволюция дочетвертичного ложа Белого моря и прилегающих территорий // Система Белого моря. Т. IV / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2017. С. 16–84.

- Будько Д.Ф.* Аморфный кремнезем в системе Белого моря // Система Белого моря. Т. IV / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2017. С. 337–370.
- Васильев В.П., Глаголева З.А., Новикова З.Т.* Особенности формирования минералогического состава донных осадков Белого моря // Океанология. 1979. Т. 19. № 5. С. 845–852.
- Гордеев В.В., Лисицын А.П.* Геохимическое взаимодействие пресноводной и морской гидросфер // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5-6. С. 721–744.
- Гордеев В.В., Лисицын А.П.* Геохимия поверхностного слоя донных осадков Белого моря // Система Белого моря. Т. IV / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2017. С. 577–643.
- Губайдуллин М.Г.* Основные сведения о геологическом строении восточной части водосбора Белого моря // Система Белого моря. Т. I / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2010. С. 40–57.
- Гусакова А.И.* Минеральный состав современных донных осадков Белого моря // Океанология. 2013. Т. 53. № 2. С. 249–258.
- Дара О.М., Мамочкина А.И.* Обломочные и глинистые минералы пелитовых фракций в рассеянном (взвесь) и конденсированном осадочном веществе поверхностного слоя (донные осадки) Белого моря // Система Белого моря. Т. IV / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2017. С. 301–337.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. М.: МГУ, 1982. 192 с.
- Евзеров В.Я.* Оледенения района Беломорской котловины // Система Белого моря. Т. I / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2010. С. 76–93.
- Зарецкая Н.Е.* История развития дельты р. Северной Двины в голоцене // Система Белого моря. Т. IV / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2017. С. 276–300.
- Ильях Л.В., Ратькова Т.Н., Радченко И.Г., Житина Л.С.* Фитопланктон Белого моря // Система Белого моря. Т. II / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2012. С. 605–639.
- Кузьмина Т.Г., Леин А.Ю., Лучшева Л.Н. и др.* Химический состав поверхностного слоя донных осадков Белого моря // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 2. С. 115–132.
- Лавров А.С., Потапенко Л.М.* Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Аэрогеология. 2005. 222 с.
- Леин А.Ю., Лисицын А.П.* Процессы раннего диагенеза в арктических морях (на примере Белого моря) // Система Белого моря. Т. IV / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2017. С. 512–577.
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Максимова О.В.* Макрофитобентос Белого моря // Система Белого моря. Т. IV / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2017. С. 386–430.
- Мамочкина А.И.* Минералогический состав донных отложений Белого моря / Дисс. ... канд-та геол.-мин. наук. М.: ИО РАН, 2014. 186 с.
- Маслов А.В., Шевченко В.П., Ронкин Ю.Л., Новигатский А.Н., Филлипов А.С.* Особенности распределения ряда элементов-примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках Белого моря // Система Белого моря. Т. IV / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2017. С. 665–700.
- Методическое пособие по составлению мелко-масштабных карт четвертичных образований к Геол. карте-1000000/3 / Ред. Е.А. Минина, В.В. Старченко. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 190 с.
- Миллер Ю.В.* Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона // Геотектоника. 2002. № 4. С. 14–25.
- Мурдмаа И.О.* Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.
- Наумов А.Д.* Особенности макрозообентоса // Система Белого моря. Т. IV / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2017. С. 430–450.
- Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В.* Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 235 с.
- Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В.* Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2012. № 3. С. 86–92.
- Новигатский А.Н., Лисицын А.П., Кловиткин А.А., Кравчишина М.Д., Шевченко В.П., Политова Н.В.* Поток осадочного вещества, скорости седиментации и абсолютные массы в Белом море // Система Белого моря. Т. IV / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2017. С. 451–467.
- Пантюлин А.Н.* Динамика, структура и водные массы // Система Белого моря. Т. II / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2012. С. 309–379.
- Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Кловиткина Т.С.* Диадомии и палиноморфы в поверхностных осадках арктических морей и их значение для палеоокеанологических исследований в высоких широтах // Система Белого моря. Т. IV / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2017. С. 796–856.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и ее главных элементов. М.: Наука, 1990. 183 с.
- Рыбалко А.Е.* Позднечетвертичный седиментогенез внутренних морей гляциальных шельфов Северо-Запада России / Дисс. ... доктора геол.-мин. наук. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998.
- Рыбалко А.Е., Никонов К.А., Парамонова М.С.* Литологическая карта Белого моря: типичный пример формирования покрова донных образований во внутренних морях гляциальной зоны // Тр. IX Международной научно-практической конференции “Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)”. Т. II. Тверь: ООО “ПолиПРЕСС”, 2020. С. 134–137.
- Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р., Токарев М.Ю.* Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного Беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене-голоцене // Система Белого моря. Т. IV / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2017. С. 84–127.
- Саидова Х.М.* Экология современных и голоценовых бентосных фораминифер, биохроностратиграфия и палеосреда Белого моря // Система Белого моря. Т. IV / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2017. С. 881–907.
- Сапожников В.В., Аржанова Н.В., Мордасова Н.В.* Гидрохимические особенности биопродуктивности и продукционно-деструкционные процессы в Белом море // Система Белого моря. Т. II / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2012. С. 433–472.
- Система Белого моря. Т. I. Природная среда водосбора Белого моря / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2010. 479 с.

- Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2012. 780 с.
- Система Белого моря. Т. III. Рассеянный осадочный материал гидросферы, микробные процессы и загрязнения / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2013. 668 с.
- Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология, история / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2017. 1030 с.
- Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.
- Спиридонов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В. и др. Геология Белого моря // Сов. геология. 1980. № 4. С. 45–55.
- Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Наука, 1984. 221 с.
- Фроль В.В. Типы донных осадков Белого моря // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2006. № 3. С. 53–57.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74–82.
- Щербаков Ф.А. Палеогеография и новейшие отложения подводных окраин материков в позднем плейстоцене и голоцене / Дисс. ... доктора географ. наук. М.: МГУ, 1983. 420 с.
- Aliiev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov St.N. et al. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region // J. Radioanal. Nucl. Chem. 2007. V. 274. № 21. P. 315–321.
- Boyle E. Cadmium: chemical tracer of deepwater paleoceanography // Paleooceanography. 1988. V. 3. № 4. P. 471–489.
- Fahl K., Stein R. Modern seasonal variability and deglacial/Holocene change of central Arctic Ocean sea-ice cover: new insights from biomarker proxy records // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 351. № 35. P. 123–133.
- Jochum K.P., Jentzen A., Schiebel R. et al. High-resolution Mg/Ca measurements of foraminifer shells using femosecond LA-ICP-MS for paleoclimate proxy development // Geochim. Geophys. Geosystems. 2019. V. 20. № 4. P. 2053–2063.
- Kim J.-H., Schouten S., Hopmans E.C. et al. Global sediment core-top calibration of the TEX86 paleothermometer in the ocean // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. № 4. P. 1154–1173.
- Limits of Oceans and Seas (Spec. Publ. № 23). Intern. Hydrographic Org / 3rd edn. Monte Carlo: Imp. Monégasque, 1953. 39 p.
- McCave I.N., Thornalley D.J.R., Hall I.R. Relation of sortable silt grain-size to deep-sea current speeds: Calibration of the "Mud Current Meter" // Deep-Sea Res. Part I. 2017. V. 127. P. 1–12.
- Saukel C., Stein R., Vogt C., Shevchenko V.P. Clay-mineral and grain-size distributions in surface sediments of the White Sea (Arctic Ocean): indicators of sediment sources and transport processes // Geo-Mar. Lett. 2010. V. 30. P. 605–616.
- The General Bathymetric Chart of the Oceans: [сайт]. URL: <https://www.gebco.net/2004>

## Modern Facies Structure of the White Sea: Review and New Version

M. A. Levitan<sup>1</sup>\*, L. G. Domaratskaya<sup>1</sup>, A. V. Koltsova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Kosygina str., 19, Moscow, 119991 Russia

\*e-mail: m-levitan@mail.ru

In the article we presented the review of the last works concerning Recent environment and bottom sediments of the White Sea. Special attention was attracted to existing schemes of the Recent facies structure. Up to date factual material allowed to authors to offer the new version of the facies structure. According to the version, one can divide the White Sea for two North-Eastern and South-Western facies areas (in scale 1 : 5000000). North-Eastern facies area consists of two facies zones: Western and Eastern ones. South-Western facies area contains three facies zones: Central, Transitional and Peripheral ones. In turn, Peripheral facies zone consists of such facies subzones: 1) shallow water of Kandalaksha Bay; 2) Onega Bay and 3) Severnaya Dvina avandelta and coastal zone of the Summer Coast. We described the typical peculiarities of Recent environment and accumulated marine sediments for all facies areas, zones and subzones.

**Keywords:** White Sea, Recent environment, tidal-low tidal currents, bottom relief, bottom sediments, lithology, mineralogy, geochemistry.