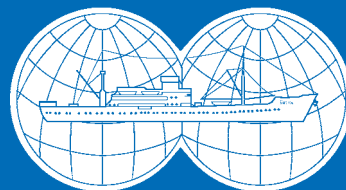


Том 64, Номер 1

ISSN 0030-1574

Январь - Февраль 2024

ОКЕАНОЛОГИЯ



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 64, номер 1, 2024

Химия моря

Определение природы углеводородов в Баренцевом море
(верификация данных дистанционного зондирования из космоса)

И.А. Немировская, А.Ю. Иванов

3

Морская биология

Биоаккумуляция химических элементов и органического углерода
в макрозообентосных организмах моря Лаптевых

Л. Л. Демина, С. В. Галкин, А. С. Соломатина

12

Оценки экологического риска для экосистемы Черного моря на основе моделирования

Н. В. Соловьева, И. В. Ковалева

34

Морская геология

Минералогия четвертичных отложений долины трансформного разлома Вима
(Центральная Атлантика)

И. О. Мурдмаа, О. М. Дара, М. А. Лыкова, Д. Г. Борисов, Е. В. Иванова

46

О вулканизме и тектонике в эволюции Гайотов Магеллановых гор (Тихий океан)

С. П. Плетнев, В. Т. Съедин

66

Земная кора и верхняя мантия Южно-Китайского моря
(вероятностно-детерминистская реологическая гравитационная модель)

А. М. Петрищевский

78

Тектоническое строение и эволюция литосферы
приантарктической части Южной Атлантики

Е. П. Дубинин, А. В. Кохан, Н. М. Сущевская

94

Изменение скорости разрушения горных пород в верхней сублиторальной зоне
Мурманского берега

М. В. Митяев, М. В. Герасимова, С. С. Малавенда

112

Сравнительный анализ минеральных ассоциаций донных отложений губы Буор-Хая

А. С. Ульянцев

121

Приборы и методы

Новые измерительные и передающие средства для оперативной океанографии
на Черноморском полигоне «Геленджик» ИО РАН

В. И. Баранов, А. Г. Зацепин, С. Б. Куклев, В. В. Очередник, В. В. Машура

143

Современные методы и технические средства экологического мониторинга
устьев малых рек

Д. А. Антоненков

153

Оценки исходной сейсмичности для шельфовых сооружений на примере Печорского моря

С. А. Ковачев, Н. В. Либина

165

CONTENS

Том 64, номер 1, 2024

Marine Chemistry

Determination of the Nature of Hydrocarbons in the Barents Sea
(Verification of Remote Sensing Data)

I. A. Nemirovskaya, A. Yu. Ivanova

3

Marine Biology

Bioaccumulation of Chemical Elements and Organic Carbon
in the Macrozoobenthic Organisms of the Laptev Sea

L. L. Demina, S. V. Galkin, A. S. Solomatina

12

Simulation based Ecological Risk Assessment of the Black Sea Ecosystem

N.V. Solovjova, I. V. Kovalyova

34

Marine Geology

Mineralogy of Quaternary Sediments from the Valley
of Vema Fracture Zone (Central Atlantic)

I. O. Murdmaa, O. M. Dara, M. A. Lykova, D. G. Borisov, E. V. Ivanova

46

On Volganism and Tectonics in the Evolution of the Guyots
of the Magellan Seamounts (Pacific Ocean)

S. P. Pletnev, V. T. Sedin

66

Crust and Upper Mantle of the South China Sea (probabilistic-deterministic gravity model)

A. M. Petrishevsky

78

Tectonic Structure and Evolution of the Lithosphere in the Antarctic Part of the South Atlantic

E. P. Dubinin, A. V. Kokhan, N. M. Sushevskaya

94

Changes of the Speed of Rock Destruction in the Upper Sublitoral Zone, 2017–2022

Mityaev M.V. Gerasimova M.V. Malavenda S.S.

112

Comparative Analysis of the Mineral Associations
in the Sediments from Buor-Khaya Bay

A. S. Ulyantsev

121

Instruments and methods

New Measuring and Data Transmission Equipment for Operational Oceanography
at the Gelendgik Black Sea Test Site of Institute of Oceanology RAS

V. I. Baranov, A. G. Zatsepin, S. B. Kuklev, V. V. Ocherednik, V. V. Mashura

143

Modern Methods and Technical Instruments of Ecological Monitoring
of the Estuaries of Small Rivers

D. A. Antonenkov

153

Assessment of Initial Seismicity for Offshore Platforms on the Example of the Pechora Sea

S. A. Kovachev, N. V. Libina

165

УДК 550.47:556.54

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИРОДЫ УГЛЕВОДОРОДОВ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ (ВЕРИФИКАЦИЯ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ИЗ КОСМОСА)

© 2024 г. И. А. Немировская*, А. Ю. Иванов**

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: nemir44@mail.ru

**e-mail: ivanoff@ocean.ru

Поступила в редакцию 18.04.2023 г.

После доработки 12.07.2023 г.

Принята к публикации 18.07.23 г.

На основе данных дистанционного зондирования, полученных радиолокационными спутниками Sentinel-1A и Sentinel-1B в 2016–2022 гг., и результатов анализа алифатических углеводородов (АУВ) и полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в донных осадках, отобранных в 2019–2022 гг., установлена природа нефтяных пленок в различных районах Баренцева моря. Показано, что в прибрежных районах на распространение нефтяных пленок большое влияние оказывают антропогенные поступления углеводородов (в основном от судоходства и рыболовства), что подтверждается повышенными концентрациями АУВ в прибрежных осадках (до 73 мкг/г) и в составе органического углерода (C_{org}) осадков (до 3.6%). В центральных и северных районах моря (в частности, на ст. 7105, в координатах 75.2–75.3° с.ш. и 31.5–31.8° в.д.) группировка нефтяных пятен обусловлена природными нефтегазопоявлениями. Это подтверждает аномальная концентрация ПАУ в нижних горизонтах колонки осадков и их состав (доминирование 2-метилнафталина — маркера их нефтяного генезиса). При этом в составе алканов повышалась доля легких гомологов, что может указывать на их образование в осадочной толще.

Ключевые слова: Баренцево море, спутниковая радиолокация, мониторинг, нефтяные пленки, антропогенные загрязнения, естественные нефтепроявления, алифатические и полициклические ароматические углеводороды

DOI: 10.31857/S0030157424010017, EDN: ETJUJT

ВВЕДЕНИЕ

Репрезентативно оценить влияние загрязняющих веществ на существующий углеводородный фон весьма сложно [11, 13, 31], так как углеводороды (УВ) — соединения природного и антропогенного происхождения. Особенно трудно проводить оценку загрязненности прибрежных акваторий с повышенной биологической продукцией и антропогенной нагрузкой, поскольку именно здесь расположены урбанизированные территории, порты, нефтеперегрузочные терминалы и др., происходит добыча нефти [11, 14]. Важная особенность Баренцева моря — скопление крупных залежей УВ и наличие протяженных зон выходов углеводородных растворов и газовых струй из осадочных толщ [1–4, 16, 17, 36, 41].

Климатические изменения, которые в Баренцевом море проявляются в большей степени по сравнению с другими арктическими морями

[22, 23, 28], способствовали сокращению площади льдов (-6.9% сут⁻¹), которая даже в зимние месяцы 2003 г. не превышала 50% от площади моря [16]. Запуск в 2014 и 2016 гг. европейских радиолокационных спутников Sentinel-1A и Sentinel-1B предоставил уникальную возможность получения информации о состоянии поверхности моря (в том числе о нефтяных пленках и ледовой обстановке) с помощью космического наблюдения. Благодаря этому регулярная спутниковая радиолокационная съемка Баренцева моря ведется с 2015 г. [10, 34].

Анализ радиолокационных изображений (РЛИ) Баренцева моря выявил многочисленные нефтяные пленки [5, 6, 34]. Их скопления (рис. 1) были обнаружены как на судоходных путях и в зонах рыболовства (предположительно из-за загрязнения нефтепродуктами), так и в центральной и северной частях моря (предположительно из-за естественных нефтепроявлений).

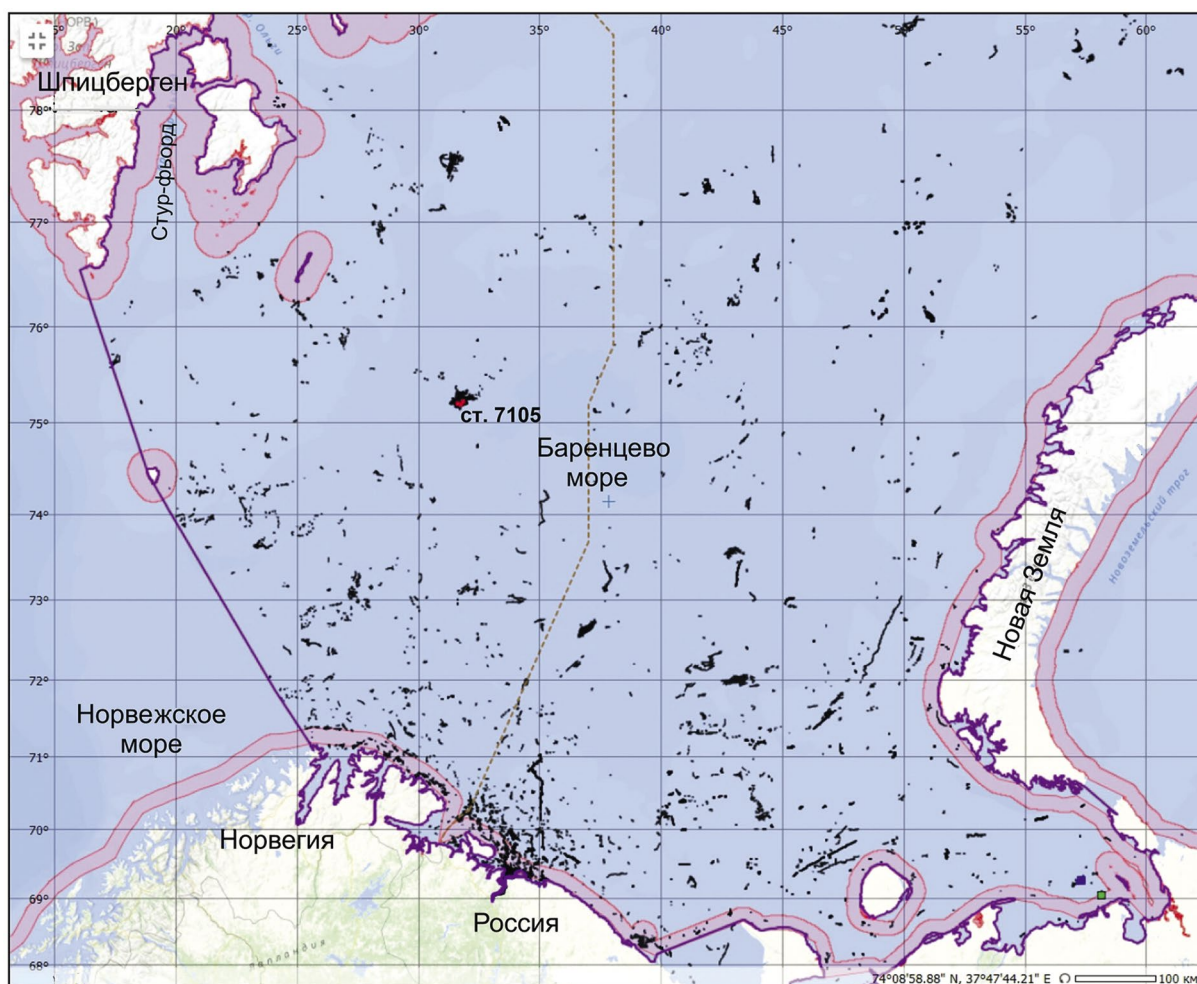


Рис. 1. Сводная карта нефтяных загрязнений всех типов (выделены черным цветом), обнаруженных в Баренцевом море в ходе мониторинга в 2015–2021 гг. по данным спутниковой радиолокации (сплошная линия — граница между Норвежским и Баренцевым морями, пунктирная — между Норвегией и РФ).

Цель настоящего исследования — верифицировать данные дистанционного зондирования (радиолокационного спутникового мониторинга нефтяных пленок) результатами анализа содержания и состава УВ в донных осадках в различных районах Баренцева моря для определения их природы. Такие исследования необходимы не только для получения новых данных о пространственном распределении УВ, но и для оценки вклада их вертикальной миграции в общее содержание, а также для проведения геоэкологического контроля при геологоразведочных работах и добыче нефти [11, 13, 15, 18].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Нефтяные пленки на поверхности Баренцева моря выявлены с помощью ежедневного сбора и анализа РЛИ, полученных спутниками Sentinel-1A/1B в режимах Interferometric Wide (IW) и Extra Wide (EW) с разрешением 10 и 40 м

и полосой обзора 250 и 400 км [5, 6, 10, 27, 34]. Различия в интенсивности радиолокационного сигнала, рассеянного в области нефтяного пятна и на поверхности окружающей воды, позволяют выявлять нефтяные загрязнения моря как темные пятна на РЛИ, возникающие за счет выглаживания мелких ветровых волн пленками нефти. Обнаружение пятен пленочных загрязнений, образованных нефтью и нефтепродуктами, включает ряд этапов [10]: выявление темных пятен на РЛИ; извлечение дополнительной информации об этих пятнах с помощью компьютерной обработки и привлечения дополнительных данных; идентификация темных пятен как нефтяных загрязнений; классификация по типам/источникам загрязнения; отсев снимков образований биогенного и аэрогидродинамического происхождения. Различия в интенсивности радиолокационного сигнала, рассеянного в области нефтяного пятна (за счет сглаживания мелких ветровых волн)

и на поверхности окружающей воды, позволяют выявлять пленочные нефтяные загрязнения моря.

Геохимические исследования в Баренцевом море были проведены в 2019–2022 гг. в 75-м, 80-м и 84-м рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш». Ненарушенные керны донных осадков, в которых определяли органические соединения, отбирались с помощью мультикорера Mini Mus K/MT 410 (KUM, Германия). Для анализа взвешенные пробы сушили при температуре 50°C, для определения их влажности. Затем осадки растирали и отсеивали фракцию <0.25 мм, в которой определяли органический углерод ($C_{орг}$) и УВ.

$C_{орг}$ определяли методом сухого сжигания на приборе TOS-L (Shimadzu, Япония). Чувствительность метода — 6 мкг углерода в образце, воспроизводимость — 3–6%.

Углеводороды выделяли экстракцией дихлорметаном ультразвуковым методом. Отдельные углеводородные фракции (АУВ и ПАУ) разделяли гексаном с помощью колоночной хроматографии на силикагеле. Все растворители имели квалификацию высокой чистоты (ос.ч.). Концентрации АУВ определяли методом ИК-спектроскопии на приборе IR Affinity 1 (Shimadzu, Япония) [7, 11]. В качестве эталона использовали смесь изоктана, гексадекана и бензола (37.5, 37.5 и 25% по объему), стандарт ГСО 7248-96. Чувствительность метода — 3 мкг/мл экстракта [11]. Для перевода концентраций АУВ в $C_{орг}$ использован коэффициент 0.86.

Анализ алканов проводили на хроматографе Кристалл-Люкс 4000-М (Россия), оснащенном пламенно-ионизационным детектором, с капиллярной колонкой 30 м × 0.22 мм (Supelco), с фазой: 5% фенила и 95% диметилполисилоксана, при программировании температуры от 60 до 300°C со скоростью 8°C/мин, газ-носитель — гелий (скорость прохождения газа 1.5 л/мин). Для калибровки прибора и определения времени выхода идентифицируемых алканов использовали смесь калибровочных стандартов $n-C_{10}-C_{40}$ (Supelco), а в качестве внутреннего стандарта — сквалан (Sigma Aldrich).

Суммарную концентрацию ПАУ (после колоночной хроматографии) определяли методом флуориметрии на приборе Trilogy (США) [37] относительно стандарта нефтепродукта в гексане (ГСО 7950), а их состав — методом высокоэффективной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ) на хроматографе LC-20 Prominence (Shimadzu, Япония) с флуоресцентным детектором RF 20A и колонкой Enviroser PP при температуре термостата колонки 40°C с флуоресцентным детектором RF-20A в градиентном режиме (от 50% объемной доли ацетонитрила в воде до 90%). Скорость потока элюента — 1 см³/мин [13, 41]. В результате

были определены полиарены, рекомендованные ЕРА (Environmental Pollution Agency) [38]: нафталин (НАФ), 1-метилнафталин (1MeНАФ), 2-метилнафталин (2MeНАФ), аценафтен (АЦНФ), флуорен (ФЛР), фенантрен (ФЕН), антрацен (АНТР), флуорантен (ФЛТ), пирен (ПР), бенз(а)антрацен (БаА), хризен (ХР), бенз(е)пирен (БеП), бенз(к)флуорантен (БкФ), бенз(б)флуорантен (БбФ), перилен (ПРЛ), бенз(а)пирен (БаП), дибенз(а,h)антрацен (ДБаА), бенз(g,h,i)перилен (БПЛ), индено(1,2,3-c,d)пирен (ИНП).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ сводных данных мониторинга показал, что наиболее часто пятна пленочных загрязнений группировались на поверхности моря в районе основных судоходных трасс, следующих через пролив Карские Ворота в Мурманск или Архангельск и далее вдоль норвежского побережья, а также на второстепенных трассах и практически во всех зонах рыболовства (см. рис. 1). Однако наибольшая концентрация нефтяных пленок обнаружена на подходах к Кольскому заливу и в самом заливе, где велико влияние местного флота и нефтегазового комплекса [6, 10, 32]. Наряду со сбросами различных отходов с проходящих и рыболовных судов здесь также могут иметь место сбросы отработанного топлива и нефтепродуктов, содержащихся в льяльных, промывочных и других судовых производственных водах [10].

Данные, полученные в 2019–2020 гг., показали, что антропогенное поступление УВ в донные осадки ограничено прибрежными районами [43], где увеличивается их содержание в составе $C_{орг}$ [13]. В частности, в 2019 г. при концентрации АУВ 64 мкг/г, а ПАУ — 600 нг/г в песчаных осадках Канинской банки (при влажности 17.4%) их доля достигала аномально высокого значения в составе $C_{орг}$: для АУВ — 11.7%, для ПАУ — 0.13%, что характерно для нефтяных антропогенных УВ [11, 12].

Похожие результаты были получены и в 2020 г. в прибрежных песчаных осадках в районе Мурманска с влажностью 11–14%. При содержании АУВ 54–73 мкг/г их доля в составе $C_{орг}$ колебалась в диапазоне 3.4–3.6%. Тем не менее состав алканов не соответствовал плавному нефтяному распределению гомологов [12, 39, 46], так как в низкомолекулярной области доминировали нечетные гомологи $n-C_{15}-C_{19}$, а в высокомолекулярной — C_{25} , C_{27} (рис. 2).

Концентрация ПАУ в осадках Кольского шельфа также была высокой — 11900–13600 нг/г. Их содержание в составе $C_{орг}$ колебалось в интервале 0.8–0.9%, а в морских осадках было в основном меньше 0.002% [13].

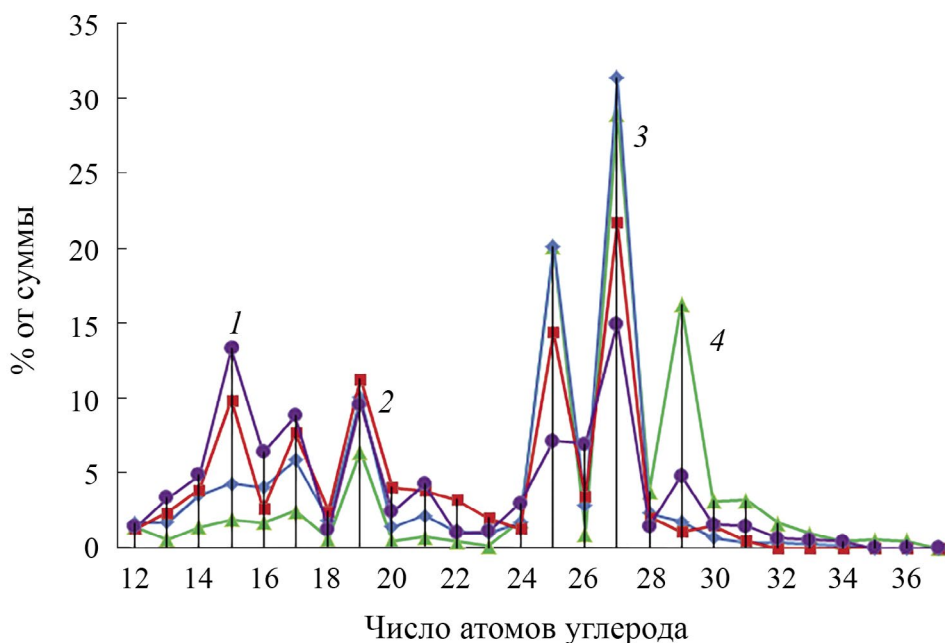


Рис. 2. Состав алканов в донных осадках мурманского шельфа (1, 2) и района Териберки (3, 4).

Кроме того, нефтяные пленки были обнаружены в центральных и северных районах Баренцева моря. Согласно данным радиолокации, характерная группировка пятен-сликов на поверхности моря наблюдалась в 232 км к юго-востоку от о. Хопен и в 370 км к северо-востоку от о. Медвежий (см. рис. 1, ст. 7105). Эти нефтепроявления впервые были обнаружены на РЛИ спутника Sentinel-1A в мае 2016 г.; всего в этом районе они были видны более чем на 50 РЛИ. Большая часть пятен имела линейную форму, длину от 1 до 23 км; они появлялись в одном и том же месте моря, группируясь в пространстве и создавая характерные веерные структуры (рис. 3). Индивидуальная площадь пятен изменялась от 0.2 до 20 км².

Отобранный керн донного осадка на ст. 7105 до горизонта 13 см состоял из алевроито-пелитового ила темного оливково-серого цвета, а глубже прослеживались единичные включения галечного материала. На поверхности и в толще осадка наблюдалось большое количество полихет семейства *Siboglinidae* и их трубок. Осадок на горизонте 5 см — комковатый, начиная с 7 см в осадке появлялись гидротроилитовые примазки и микропрослой, количество которых увеличивалось с глубиной; с 15 см — осадок уплотнялся, а с 20 см — в осадке появлялся запах сероводорода.

Проведенный анализ показал, что содержание $C_{орг}$ в осадке было довольно высоким как в поверхностных горизонтах, так и в нижнем слое (25–26 см) >2% (рис. 4а). Концентрации

$C_{орг}$ определялись гранулометрическим составом осадка, и между влажностью осадка и $C_{орг}$ установлена зависимость с высоким коэффициентом корреляции ($r = 0.94$, $n = 26$, $p < 0.05$).

Содержание АУВ, напротив, было довольно низким (рис. 4б). Их величины изменялись от 33 мкг/г (гор. 2–3 см) до 11 мкг/г (гор. 22–23 см) и неравномерно снижались с глубиной захоронения. В составе $C_{орг}$ доля АУВ не превышала 0.1%, с более высокими величинами на горизонтах 2–3 и 17–18 см. Между распределением $C_{орг}$ и АУВ в толще осадка наблюдалась зависимость ($r = 0.70$, $n = 26$, $p < 0.05$).

В составе алканов (рис. 5) в низкомолекулярной области доминировали гомологи $n-C_{17,19}$, и отношение $L/H = \sum(C_{12}-C_{24})/\sum(C_{25}-C_{37})$ на горизонте 26–27 см было почти в 2 раза выше (1.21), чем на горизонте 24–25 см (0.61).

При этом n -алканы преобладали над изо-соединениями, особенно в нижних горизонтах, и соотношение $n-C_{17}/i-C_{19}$ составляло 7.92; а пристан, который в природных процессах образуется в большей степени [24], в основном преобладал над фитаном — $i-C_{19}/i-C_{20} = 0.13$ (гор. 18–19 см), 24.4 (гор. 23–25 см). Низкие величины СРІ (отношение нечетных к четным гомологам в высокомолекулярной области) свидетельствуют о слабой степени деградации алканов. Следовательно, АУВ имеют автохтонный, мало преобразованный состав в глубинных горизонтах осадков.

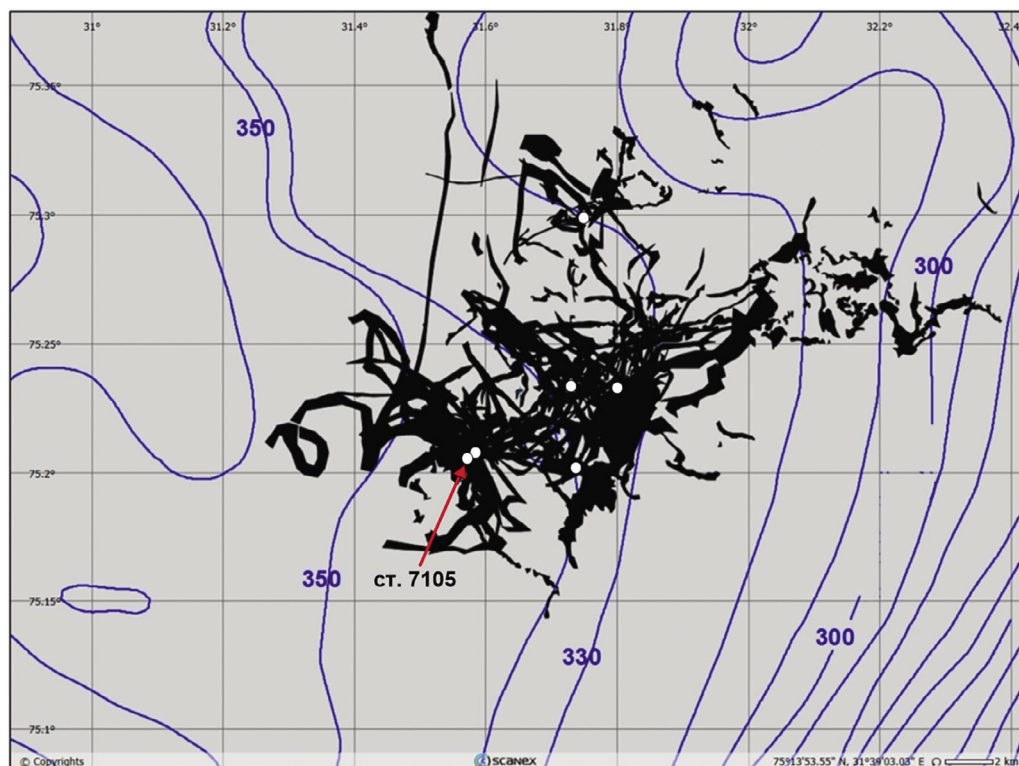


Рис. 3. Пространственно-временная группировка пятен-сликов на поверхности моря, обнаруженных в районе ст. 7105 (84-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»); белыми точками показаны наиболее вероятные места выходов нефти на поверхность моря.

Содержание ПАУ в керне осадка на ст. 7105 изменялось от 2 до 193 нг/г (см. рис. 4в). Их концентрации на горизонте 2–3 см уменьшались практически до нуля, что соответствует обычному их распределению в осадочной толще, так как считается, что главный источник полиаренов — атмосфера [18, 19, 35]. Напротив, в нижних гори-

зонтах 19–27 см происходило их неравномерное увеличение. Максимальная концентрация ПАУ оказалась не в поверхностном слое, как это обычно наблюдается [19], а в толще донных осадков на горизонте 21–22 см (см. рис. 4в).

Изучение состава ПАУ методом ВЭЖХ (рис. 6) установило повышенную долю нафталинов в их со-

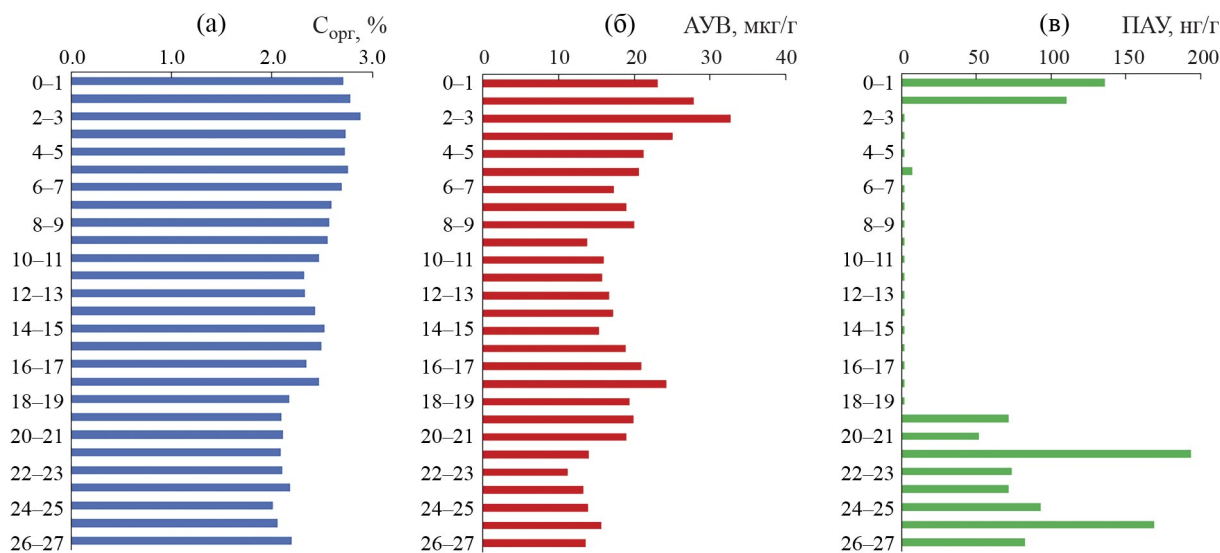


Рис. 4. Распределение $C_{орг}$ (а), АУВ (б) и ПАУ (в) в верхнем слое донных осадков на станции 7105.

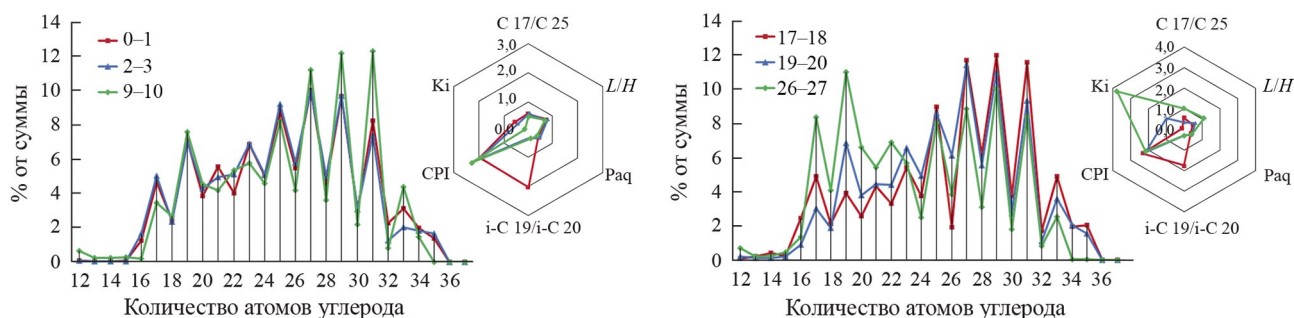


Рис. 5. Состав алканов в толще керна донного осадка на ст. 7105. На вставках показано распределение основных маркеров в их составе.

ставе, с максимумом на горизонте 26–27 см (39% от суммы ПАУ). Это в достаточной степени неожиданно, так как нафталины наименее устойчивые соединения в составе ПАУ, которые должны разлагаться в процессе седиментации [44]. Поэтому можно также считать, что они образовались непосредственно в осадочной толще. Причем содержание 2-метилнафталина (маркера нефтяного происхождения полиаренов) превышало в отдельных горизонтах даже концентрацию фенантрена, наиболее распространенного полиарена в донных осадках [11, 39, 44, 46]. Повышенные концентрации перилена, содержание которого обычно увеличивается с глубиной захоронения [45], в нижней части колонки осадка (≥ 40 нг/г) было незначительно выше, чем в верхней. Последнее также подтверждает миграционное флюидное образование УВ.

Таким образом, наши данные подтвердили антропогенный характер нефтяных пленок в прибрежных районах Баренцева моря, источником которых считается судоходство [32]. Наибольшее их количество тяготеет к Кольскому заливу [34], где нами установлены высокие концентрации АУВ в песчаных осадках — в среднем 59 мкг/г, а в составе $C_{орг}$ — в среднем 3.5%. При фоновой концентрации в грубодисперсных осадках 10 мкг/г [45], эти величины превышали фон почти в 6 раз. Тем не менее быстрая трансформация

низкомолекулярных нефтяных алканов и влияние терригенного органического вещества привели к тому, что их состав не соответствовал нефтяному распределению. Даже после разлива дизельного топлива в Норильске в мае 2020 г., через 2 месяца после аварии, несмотря на довольно низкие арктические температуры, в поверхностном слое донных осадков состав алканов не соответствовал составу разлившегося нефтепродукта [12].

Концентрации ПАУ зависят от количества определяемых индивидуальных полиаренов и метода анализа. В поверхностном слое осадков Баренцева моря их содержание ($\Sigma 22$ ПАУ) изменялось от 82 до 3076 нг/г с наиболее высокими величинами на шельфе Шпицбергена [30], возникающими из-за эрозии углистых отложений. При этом в осадках норвежских фьордов ПАУ имели преимущественно пирогенное происхождение [25, 26, 30]. Согласно нашим данным, концентрации ПАУ колебались в интервале 3–9934 нг/г с наиболее высокими величинами также на шельфе Шпицбергена [13].

В районе ст. 7105, совокупность нефтяных пятен-сликов, выявленная по данным РЛИ, полученных в 2016–2021 гг., обусловлена грифонами или сипами на дне — естественными нефтепроявлениями. При этом флюидные потоки из толщи осадков, согласно полученным данным, не всегда

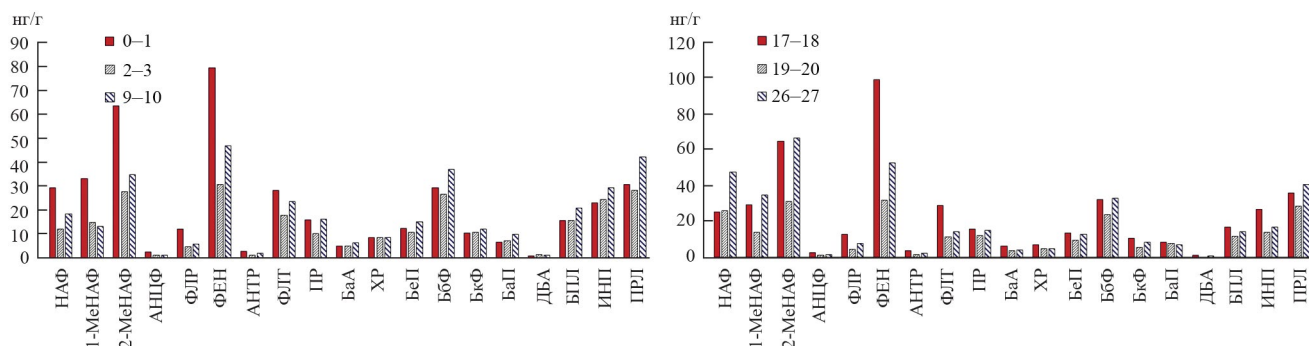


Рис. 6. Состав ПАУ в керна донного осадка на ст. 7105 на разных горизонтах.

вызывают повышенные концентрации АУВ. Однако состав алканов и ПАУ здесь был аномальным, что предполагает молекулярную диффузию УВ из нижних горизонтов [8, 9].

Высокий нефтегазоносный потенциал Баренцева моря и особенности поверхности морского дна (воронки покмарков) делают данное предположение вполне обоснованным. К тому же практически половину, то есть 600 тыс. т — 46% от суммарного поступления в Мировой океан нефтяных УВ (1300 тыс. т) [18, 40], составляют не антропогенные источники, а природное поступление УВ со дна в нефтегазоносных районах.

Накопление битуминозных пород является достоверным признаком существования значительного количества органических соединений в осадках Баренцева моря [5, 41], которые не разлагались в анаэробных условиях [33]. Поэтому в нижних горизонтах керна на ст. 7105 появлялся запах сероводорода.

Флюидные потоки из донных осадков ранее также были установлены нами на шельфе арх. Шпицберген и в осадках Медвежинского желоба [13, 41]. На склоне желоба Стур-фьорд на глубине 392 м была определена высокая концентрация АУВ в поверхностном слое колонки — 186 мкг/г. В этом районе, согласно акустическим данным, существовал наиболее значительный флюидный углеводородный поток в виде газового факела, который поднимался над дном на высоту более 100 м [8]. Однако на соседней станции содержание АУВ в поверхностном слое составило всего 37 мкг/г. Состав алканов в осадках Стур-фьорда также резко изменялся между соседними станциями по содержанию легких гомологов [41].

В северной части Медвежинского желоба, где имеются микрократеры, образовавшиеся в результате диссоциации газогидратов и масштабного выброса метана [20, 21], содержание АУВ было повышенным (до 44 мкг/г) с увеличенной долей низкомолекулярных гомологов (отношение L/H изменялось в интервале 0.84–1.42) [13]. В толще осадка при переходе от окисленного к восстановленному слою состав алканов становился более «автохтонным», чем в поверхностном горизонте. Такие изменения в толще осадков могут происходить при трансформации высачивающихся нефтяных УВ [29].

Сведения о составе и фоновых концентрациях флюидных УВ довольно противоречивы [19]. Предполагается существование нескольких типов систем, в которых может происходить поступление УВ из толщи осадков. Обычно высачивается нефть с низкой температурой застывания, и в ее составе обнаружены, как и на ст. 7105, низкомолекулярные биогенные алканы. Если принять газовый флюид за газ-носитель, а осадочные породы и содержащееся в них органическое вещество за сорбент,

легко представить, что извлекаться газовым потоком будут преимущественно низкомолекулярные УВ неразветвленного, компактного строения [18]. Высокомолекулярные УВ могут перемещаться во флюидных потоках как отдельная фаза по порам осадочных пород и оставлять геохимический след в поверхностных осадках благодаря аккумуляции, особенно в местах газовой разгрузки [29, 42].

Флюидные потоки и их трансформация в поверхностном слое донных осадков рассматривались в качестве основного источника УВ при исследовании донных осадков в районе Штокманского газоконденсатного месторождения [11, 15]. Состав алканов осадков в этом районе имел смешанный генезис: в низкомолекулярной области доминировали автохтонные гомологи ($n-C_{16}-C_{17}$), а в высокомолекулярной — нефтяные ($СР1 \leq 1$); в составе ПАУ — легкие полиарены [11]. Предполагалось, что довольно низкие концентрации АУВ в пересчете на сухую массу (в поверхностном слое 4–19 мкг/г, а на горизонте 10–20 см — 8–85 мкг/г) и в составе $С_{орг}$ (в среднем $\leq 1\%$) в этом районе обусловлены снижением интенсивности флюидных потоков в последние годы. Связано это с тем, что углеводородные залежи Штокманского месторождения перекрыты непроницаемой толщей преимущественно глинистых пород.

ВЫВОДЫ

Результаты верификации данных РЛИ показали, что нефтяные пленки в прибрежных, наиболее судоходных районах образуются в результате антропогенных поступлений нефтяных углеводородов. При этом содержание АУВ в донных осадках значительно превышало фоновые величины, а в составе $С_{орг}$ их доля $\geq 1\%$.

В районе ст. 7105 группы нефтяных сликов, обнаруженных на РЛИ, имеют природное происхождение. Это заключение подтверждено независимыми исследованиями содержания и состава УВ, т.е. ростом концентраций ПАУ в нижних горизонтах колонки донных осадков и увеличением доли нафталинов, а в составе алканов — низкомолекулярных гомологов.

Изменение скорости высачивания УВ во времени и пространстве приводит к изменчивости от года к году количества нефтяных пятен-сликов, появляющихся на поверхности Баренцева моря в акваториях с флюидными потоками на дне.

Благодарность. Авторы благодарят М.Д. Кравчину и А.А. Ключиткина, руководство 84 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» и Д.Ф. Будько за организацию и отбор проб на ст. 7105, А.В. Храмцову за помощь в проведении анализов и оформлении статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания Министерства науки и высшего образования РФ: тема FMWE-2023-0002 (геохимические исследования), тема FMWE-2024-0015 (обработка и анализ спутниковых данных); при поддержке Российского научного фонда в рамках проекта 19-17-00234-П (обобщение материала).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галиева Е.Р. Оценка перспектив нефтегазонасности Баренцевоморского бассейна по критерию скорости осадконакопления // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. Т. 4. [Электронный ресурс] URL: http://www.ngtp.ru/rub/5/28_2009.pdf (дата обращения: 17.03.2020).
2. Глянцева Ю.С., Немировская И.А. Особенности распределения битумоидов в донных осадках Баренцева моря // Океанология. 2020. Т. 60. № 5. С. 945–953.
3. Глянцева Ю.С., Немировская И.А. Трансформация углеводородов в донных осадках после аварийного разлива дизельного топлива в Норильске // Водные ресурсы. 2024. Т. 51. № 1. С. 79–92.
4. Григоренко Ю.Н. Зоны нефтегазонакопления как объект накопления и прогноза // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016. № 4. URL: http://www.ngtp.ru/rub/6/49_2016.pdf
5. Иванов А.Ю. Естественные нефтепроявления в Каспийском и Баренцевом морях: обнаружение и анализ по данным дистанционного зондирования // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 5. С. 52–64.
6. Иванов А.Ю., Матросова Е.Р., Кучейко А.Ю. и др. Поиск и обнаружение естественных нефтепроявлений в морях России по данным космической радиолокации // Исследования Земли из космоса. 2020. № 5. С. 43–62.
7. Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2020 / Под ред. А.Н. Коршенко. Иваново: ПрессСто, 2022. 240 с.
8. Ключиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н. и др. Исследования Европейской Арктики в 80-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 156–158.
9. Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Боев А. и др. Гидротермальные минеральные ассоциации на 71° с.ш. Срединно-Атлантического хребта (первые результаты) // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 1039–1057.
10. Кучейко А.Ю., Иванов А.Ю., Евтушенко Н.В. и др. Пленочные загрязнения Баренцева моря по данным радиолокационного мониторинга 2017–2019 гг. // Экология и промышленность России. 2020. Т. 24. № 7. С. 48–55.
11. Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир, 2013. 432 с.
12. Немировская И.А., Глянцева Ю.С. Влияние аварийного разлива дизельного топлива в Норильске на содержание и состав углеводородов в донных осадках // Водные ресурсы. 2022. Т. 49. № 6. С. 739–752.
13. Немировская И.А., Храмцова А.В. Углеводороды в воде и в донных осадках Норвежско-Баренцево-морского бассейна // Геохимия. 2023. Т. 61. № 2. С. 173–186.
14. Патин С.А. Нефтяные разливы и их воздействие на морскую среду и биоресурсы. М.: ВНИРО, 2008. 507 с.
15. Петрова В.И., Батова Г.И., Куршева А.В. и др. Углеводороды в донных осадках Штокмановской площади — распределение, генезис, временные тренды // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10. № 3. URL: http://www.ngtp.ru/rub/1/35_2015.pdf.
16. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Углерод в Мировом океане. М.: ГЕОС, 2021. 352 с.
17. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 501 с.
18. AMAP. Assessment 2007: Chapter 4. Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo, 2010. 87 p.
19. AMAP. Assessment 2016: Chemicals of Emerging Arctic Concern. Oslo, 2017. 353 p.
20. Andreassen K., Hubbard A., Winsborrow M. et al. Massive blow-out craters formed by hydrate-controlled methane expulsion from the Arctic seafloor // Science. 2017. V. 356. P. 48–953.
21. Argentino C., Waghorn K.A., Vadakkepuliymbat-ta S. et al. Dynamic and history of methane seepage in the SW Barents Sea: new insights from Leirdjupet Fault Complex // Sci. Rep. 2021. V. 11. 4373. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-83542-0>
22. Arrigo K.R., van Dijken G.L. Continued increases in Arctic Ocean primary production // Progress in Oceanography. 2015. V. 136. P. 60–70.
23. Barents Sea. Ecoregion-Ecosystem overview. ICES Advice, 2016. 12 p. www.ices.dk
24. Blumer M., Ehrhardt M., Jones J. The environmental fate of stranded crude oil // Deep-Sea Res. 1973. V. 20. P. 239–259.
25. Boitsov S.J., Klungsøyr J.H. Concentrations of petroleum hydrocarbons in sediments and seawater from the Barents and Norwegian Seas 2003–2005 // Fisker Havet. 2007. № 3. 52 p.
26. Boitsov S., Petrova V., Jensen H.K. et al. Sources of polycyclic aromatic hydrocarbons in marine sediments from southern and northern areas of the Norwegian continental shelf // Marine Env. Res. 2013. V. 87. P. 73–84.
27. Brekke C., Solberg A.H.S. Oil spill detection by satellite remote sensing in the world oceans // Remote Sens. Environ. 2005. V. 95. P. 1–13.
28. Dalpadado P., Ingvaldsen R.B., Stige L.C. et al. Climate effects on Barents Sea ecosystem dynamics // ICES J. Mar. Science. 2012. V. 69. P. 1303–1316.
29. Ehrhardt J.D. Negative-ion mass spectra of methylated diuretics // Rapid Commun. Mass Spectrom. 1992. V. 6. № 5. P. 349–351.

30. Eide M.S., Longva T., Hoffmann P. et al. Future cost scenarios for reduction of ship CO₂ emissions // *Maritime Pol. Manag.* 2011. V. 38. № 1. P. 11–37.
31. Fingas M., Brown C.E. A Review of oil spill remote sensing // *Sensors*. 2018. V. 18. P. 91. <https://doi.org/10.3390/s18010091>
32. Gong W., Stephen R. Beagley, Cousineau S.R. et al. Assessing the impact of shipping emissions on air pollution in the Canadian Arctic and northern regions: current and future modelled scenarios // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18. P. 16653–16687.
33. Hou P., Eglinton T.I., Montlucon D.B. et al. Degradation and aging of terrestrial organic carbon within estuaries: Biogeochemical and environmental implications // *Environ. Sci. Technol.* 2021. V. 55. № 15. P. 10852–10861.
34. Ivanov A.Yu., Kucheiko A.Yu., Ivonin D.V. et al. Oil spills in the Barents Sea: The results of multiyear monitoring with synthetic aperture radar // *Mar. Poll. Bull.* 2022. V. 179. P. 113677. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2022.113677>
35. Jiao L., Zheng G.J., Minh T.B. et al. Persistent toxic substances in remote lake and coastal sediments from Svalbard, Norwegian Arctic: Levels, sources and fluxes // *Envir. Poll.* 2009. P. 1342–1351.
36. Judd A., Hovland M. Seabed Fluid Flow. The Impact on Geology, Biology, and the Marine Environment. Cambridge University Press, 2007. 408 p.
37. Manual for Monitoring Oil and Dissolved/Dispersed Petroleum Hydrocarbons in Marine Waters and on Beaches. Paris: UNESCO, 1984. 35 p.
38. Monitoring of hazardous substances in the White Sea and Pechora Sea: Harmonisation with OSPAR's Co-ordinated Environmental Monitoring Programme (CEMP). Tromsø: Akvaplan-niva, 2011. 71 p.
39. Morales-Caselles C., Yunker M.B., Ross P.S. Identification of spilled oil from the MV Marathassa (Vancouver, Canada 2015) using alkyl PAH isomer ratios // *Arch. Environ. Contam. Toxicol.* 2017. V. 73. P. 118–130.
40. NAS (National Academy of Sciences). Oil in the Sea III: Inputs, Fates, and Effects. Washington, D.C.: The National Academies Press, 2003. 265 p.
41. Nemirovskaya I.A., Khrantsova A.V. Features of the hydrocarbon distribution in the bottom sediments of the Norwegian and Barents seas // *Fluids*. 2021. № 6. 456. <https://doi.org/10.3390/fluids6120456>
42. Pau M., Hammer Ø., Chand S. Constraints on the dynamics of pockmarks in the SW Barents Sea: Evidence from gravity coring and high-resolution, shallow seismic profiles // *Marine Geology*. 2014. V. 355. P. 330–345. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.06.009>
43. Raut J.-C., Law K.S., Onishi T. et al. Impact of shipping emissions on air pollution and pollutant deposition over the Barents Sea // *Environ. Poll.* 2022. V. 298. P. 118832. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2022.118832>
44. Tolosa I., Mora S., Sheikholeslam M.R. et al. Aliphatic and aromatic hydrocarbons in coastal Caspian Sea sediments // *Mar. Poll. Bul.* 2004. V. 48. P. 44–60.
45. Venkatesan M.I. Occurrence and possible sources of perylene in marine sediments — A review // *Marine Chem.* 1988. V. 25. P. 1–27.
46. Yunker M.B., Macdonald R.W., Ross P.S. et al. Alkane and PAH provenance and potential bioavailability in coastal marine sediments subject to a gradient of anthropogenic sources in British Columbia, Canada // *Org. Geochem.* 2015. № 89–90. P. 80–116.

DETERMINATION OF THE NATURE OF HYDROCARBONS IN THE BARENTS SEA (VERIFICATION OF REMOTE SENSING DATA)

I. A. Nemirovskaya^{a,*}, A. Yu. Ivanov^{a,**}

^a Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*e-mail: nemir44@mail.ru

**e-mail: ivanoff@ocean.ru

Based on remote sensing data on the distribution of oil spills obtained using synthetic aperture radar (SAR) imagery of the Sentinel-1A and Sentinel-1B satellites in 2016–2022 and the results of the analysis of aliphatic hydrocarbons (AHCs) and polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in bottom sediments taken in 2019–2022, the nature of oil slicks in various areas of the Barents Sea has been established. It is shown that the distribution of oil slicks in coastal areas is greatly influenced by anthropogenic hydrocarbon inflow (mainly from shipping and fishing), which is confirmed by elevated AHC concentrations in coastal sediments (up to 73 µg/g) and in the composition of C_{org} (up to 3.6%). In the central and northern regions of the Barents Sea (station 7105, in the coordinates 75.2–75.3 N, 31.5–31.8 E), the grouping of oil slicks is due to natural seepage of oil and gas. This is confirmed by the anomalous concentration of PAHs in the lower horizons of the obtained sediment column, and their composition (the dominance of 2-methylnaphthalene, a marker of their oil genesis). At the same time, the proportion of light homologues in the composition of alkanes increased, which may indicate their formation in the sedimentary sequence.

Keywords: Barents Sea, synthetic aperture radar, satellite monitoring, oil slicks, anthropogenic pollution, natural oil seepage, aliphatic and polycyclic aromatic hydrocarbons

УДК 551.465

БИОАККУМУЛЯЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В МАКРОЗООБЕНТОСНЫХ ОРГАНИЗМАХ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

© 2024 г. Л. Л. Демина*, С. В. Галкин, А. С. Соломатина

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия***e-mail: l_demina@mail.ru*

Поступила в редакцию 2023 г.

После доработки 2023 г.

Принята к публикации 2023 г.

В рамках программы «Морские экосистемы Сибирской Арктики» на основе материалов, собранных в 69-м и 72-м рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш», исследовано распределение группы химических элементов (As, Ba, Bi, Co, Cr, Cd, Co, Cu, Cr, Mn, Ni, Pb, Sc, Ti, Tl, Th, V, U и Zn) и органического углерода (C_{org}) в массовых таксонах макрозообентоса моря Лаптевых на полях метановых высачиваний и вне их. Впервые количественно оценен биоаккумуляционный потенциал (БП), учитывающий, наряду с концентрацией элементов в организмах, их биомассу. На метановом поле С-15 популяция офиур аккумулирует каждый из микроэлементов многократно (до 40 раз) больше, чем на фоновой станции. Офиуры и двустворки демонстрируют повышенный БП для Ni, As, Ba, Cu, Ti, V, Mn и Zn по сравнению с другими элементами, при этом офиуры обладают значительно большим БП. Предполагается, что повышенная биоаккумуляция некоторых тяжелых металлов и металлоидов в районах высачивания метана связана с большей биодоступностью органического вещества в донных осадках. Для C_{org} установлен наиболее высокий БП, особенно выраженный на метановом поле С-15. На фоновой станции таксоны накапливают существенно меньшее (в 10 раз) количество углерода в своей биомассе. В результате функционирования грунтоедов донные осадки обогащаются C_{org} , что может свидетельствовать о важном вкладе бентосных организмов в цикл углерода в морях Арктики.

Ключевые слова: море Лаптевых, макрозообентосные организмы, донные осадки, тяжелые металлы, органический углерод

DOI: 10.31857/S0030157424010028, **EDN:** ERCIKP

ВВЕДЕНИЕ

Согласно учению А.П. Лисицына о биодифференциации в океане, морская биота осуществляет производство, переработку и транспорт осадочного материала в виде трехступенчатой системы биофильтров: 1) первичное биопродуцирование фитопланктона в зоне фотосинтеза; 2) вторичное биопродуцирование зоопланктона и вертикальные потоки биогенных частиц; 3) трансформация бентосом осадочного материала в поверхностном слое донных осадков [7–10]. Бентосные организмы преобразуют состав органического вещества и нарушают стратификацию осадков (биотурбация). Сестонофаги поглощают из придонных вод рассеянное осадочное вещество, а детритофаги и грунтоеды — из донных осадков, концентрируя в своих телах химические соединения, включая загрязнители — потенциально токсичные тяжелые металлы и металлоиды [9, 10].

Море Лаптевых относится к числу наиболее ледовитых арктических морей, однако за последние десятилетия площадь ледового покрытия в летний период заметно уменьшилась в связи с возрастанием среднегодовых значений температуры воздуха и объем речного стока [14–16]. Транспорт осадочного материала и загрязняющих веществ в море Лаптевых осуществляется вследствие ледового разноса и трансполярного дрейфа льда, при этом взвешенный терригенный материал аккумулируется с последующей разгрузкой в летний период [28]. Важным источником поступления тяжелых металлов в море Лаптевых служит речной сток Лены и Хатанги. Однако сток р. Лены можно отнести к числу наименее загрязненных среди крупных рек на основании того, что растворенные в воде тяжелые металлы (кроме Fe) оказались на уровне самых низких концентраций, а As, Cd и Pb даже ниже, чем в других реках мира [37]. Другим источником загрязнения арктических мо-

рей служат аэрозоли дальнего переноса, в субмикронных фракциях которых повышены концентрации тяжелых металлов [6]. Аэрозоли Арктики обогащаются тяжелыми металлами в результате деятельности горно-металлургических комбинатов Норильска, Кольского п-ва, а также вследствие лесных пожаров, а зимой этому способствует дальний перенос частиц из среднеширотных районов Евразии [17]. Очевидно, вследствие этих процессов повышенные содержания As, Cr, Ni, Cu, Si и Pb установлены в донных осадках наиболее глубоких частей моря Лаптевых [44].

В последние годы Восточно-Сибирский арктический шельф интенсивно исследовался в связи с зарегистрированными в ходе многих экспедиций повышенными концентрациями метана в атмосфере и гидросфере. Метан является «парниковым» газом, эманиции которого, обусловленные деградацией многолетнемерзлых пород, могут вызывать потепление климата подобно углекислому газу. Обобщение большого массива сейсмических данных по зонам подводной мерзлоты на шельфе Восточно-Сибирского, Лаптевых, Чукотского и Бофорта морей позволило сделать вывод о не столь значительном вкладе эмиссии метана при диссоциации газогидратов в потепление климата [22]. В 1993 и 1995 гг. в море Лаптевых экспедициями НИС «Полярштерн» была впервые зарегистрирована фауна сибоглинид, трофически зависящая от метана [13]. Во время экспедиций НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2015–2018 гг. на глубине около 72 м были описаны холодные метановые высачивания с обилием макрофауны, ассоциированной с метанотрофными и хемоавтотрофными бактериями [15, 21, 45, 46, 49]. Ранее подобные явления в Арктике были описаны только на глубинах свыше 200 м [20, 33, 42].

Микробные сообщества, функционирующие в районах метановых высачиваний, нуждаются

в ряде микроэлементов, входящих в состав металлоэнзимов, необходимых для катализа важных биохимических реакций [34]. Исследования элементного состава фауны метановых высачиваний впадины Дерюгина в Охотском море [4] и Корякского склона в западной части Берингова моря [30] выявили высокое содержание ряда тяжелых металлов в мягких тканях и жабрах симбиотрофных двустворчатых моллюсков везикомиид, что обусловлено высокими концентрациями элементов в придонной воде этих восстановительных биотопов.

Несмотря на то что море Лаптевых характеризуется значительным разнообразием бентических сообществ, особенности биоаккумуляции металлов остаются пока мало изученными, в частности, не оценено влияние метановых высачиваний на уровни концентраций элементов в донной фауне.

Целями данной работы являются: 1) анализ концентраций и распределения ряда химических элементов в массовых таксонах макрозообентоса моря Лаптевых на полях метановых высачиваний и вне их; 2) выявление влияния факторов окружающей среды на биоаккумуляцию элементов массовыми группами макрозообентоса; 3) оценка биоаккумуляционного потенциала ведущих групп бентоса для химических элементов и органического углерода.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материал для исследования был собран в рамках программы «Морские экосистемы Сибирской Арктики» в экспедициях 69-го и 72-го рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2017 и 2018 гг.) Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (рис. 1, табл. 1).

Таблица 1. Станции пробоотбора макрозообентоса и донных осадков в море Лаптевых

Станция	Глубина моря, м	Координаты касания (для трала Сигсби)			
		Широта северная		Долгота восточная	
		град	мин	град	мин
5623	63	76	53.677	127	48.157
5624	70	76	50.000	126	39.608
5625	71	76	46.512	125	49.346
5590-2	62	77	10.006	114	40.822
5635	777	78	2.318	115	50.292
5636	225	77	54.238	104	55.174
5947	72	76	46.846	125	49.173
5953	63	76	53.591	127	48.276

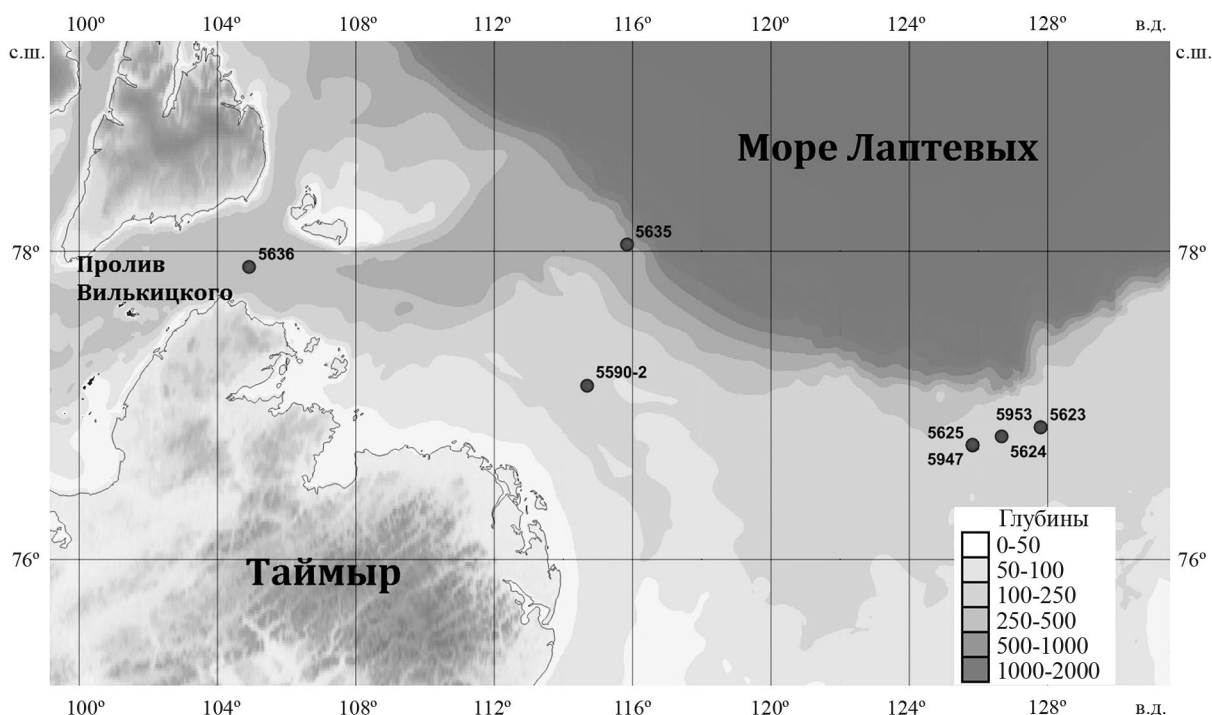


Рис. 1. Карта-схема пробоотбора фауны и донных осадков в экспедициях 69-го и 72-го рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2017 и 2018 гг.

Для сбора макрофауны использовали трал Сигсби со стальной рамой шириной 2.0 м. Трал был оснащен двойным мешком: наружный мешок сделан из двойной узловой капроновой дели из веревки 3.1 мм с ячейей 45 мм; внутренний — из безузловой дели с ячейей 4.0 мм. Полученную пробу промывали на системе стальных сит с ячейей 5.0 и 1.0 мм. Разборку проб вели по стандартной методике, принятой в экспедициях ИО РАН. В каждой точке отбора траловых проб фиксировали основные характеристики среды обитания (табл. 2). Весь материал, по возможности, определяли до вида. Образцы животных, предназначенных для химических анализов, отбирали непосредственно из непромытой пробы (чтобы избежать контакта с водой из судовой системы). После трехкратной промывки дистиллятом образцы помещали в стеклянные чашки и высушивали в термостате при температуре 55–60°C. Препарирование животных проводили с использованием пластмассовых инструментов. В организмах двустворок раковины и мягкие ткани анализировали отдельно, в случае офиур, морских звезд и голотурий отдельно анализировали тело без кишечника и содержимое кишечника, ракообразных брали как целые тела (тотально, т.е. без препарирования). Анализируемые в данной работе животные представлены четырьмя группами: двустворчатые моллюски (*Portlandia arctica*, *Similepecten greenlandis*); иглокожие: морские

звезды (*Ctenodiscus crispatus*); офиуры (*Ophiecten sericeum*) и голотурии (*Myriotrochus rincki*.) Следует отметить, что для минимизации воздействия физиологических факторов на биоаккумуляцию химических элементов внутри каждой из четырех групп подбирали особи с близким средним размером.

Поверхностные донные осадки для анализа элементного состава отбирали на станциях пробоотбора макрозообентосных организмов из слоя 0–1 см дночерпателями Ван-Вина, Океан-0.25 или боксскорера. В судовой лаборатории пробы осадков без промывки высушивали в термостате при температуре 55–60°C.

В стационарной лаборатории перед анализом каждый образец тщательно растирали в агатовой ступке. Полное разложение высушенных и растертых образцов (масса в среднем составляла 60 мг) проводили в смеси 2 мл концентрированной перегнанной азотной кислоты (69% HNO_3) и 1 мл перекиси водорода (30% H_2O_2) в тефлоновых сосудах на нагревательной платформе при 80–90°C. При наличии достаточной массы (более 60 мг сухого вещества) для каждой отдельной пробы проводили параллельные анализы. После выпаривания анализируемых образцов до влажных солей конечный объем раствора (20 мл) устанавливали 5% раствором HNO_3 . На каждые 7 образцов проводился один бланковый анализ. Концентрации

Таблица 2. Ведущие группы макробентоса и характеристика среды обитания в море Лаптевых (по траловым про-
бам) (анализируемые виды подчеркнуты)

Стан- ция	Глубина, м	Доминирующие группы (опре- деляют облик сообщества)	Руководящие виды (играют заметную роль в сообществе)	Литология поверх- ностного (0–3 см) слоя донных осадков	Характеристики наддонной воды (горизонт 0–15 см от дна)			
					T, °C	S, psu	O ₂ , мл/л	O ₂ , ‰
5590-2	60	<i>Ophiocten sericeum</i>	<i>Ophiacantha bidentata</i> , <u><i>Urasterias lincki</i></u> , <i>Ciona intestinalis</i>	Алевропелит с тон- козернистым (т/з) песком, текучий, мягкий	–1.68	33.85	7.28	85.7
5635	777	<i>Melinnopsis arctica</i> , <u><i>Ophiopleura borealis</i></u>	<i>Epizoanthus erdmanni</i> , <i>Verum striolatum</i> , <u><i>Bathyiaster vexillifer</i></u>	Алевропелит одно- родный вязко-те- кучий	0.15	34.86	6.69	83.4
5636	225	<i>Ophiopleura borealis</i>	<i>Yoldiella lenticula</i> , <u><i>Ctenodiscus crispatus</i></u>	Алевропелит с т/з песком вязко-те- кучий	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
5623 поле Оден	63	<i>Ophiocten sericeum</i>	<u><i>Similipecten greenlandicus</i></u> , <u><i>Urasterias lincki</i></u> , <i>Strongylocentrotus pallidus</i>	Алевропелит с т/з песком. Вязко-те- кучий, на поверх- ности и в верхней части многочис- ленные погонофо- ры, ходы полихет, заметная примесь песка	–1.80	34.10	7.27	85.5
5624	70	<u><i>Ophiocten sericeum</i></u> , <u><i>Portlandia arctica</i></u>	<u><i>Ctenodiscus crispatus</i></u> , <u><i>Urasterias lincki</i></u> , Ampeliscidae	Алевропелит, вязко-текучий, на поверхности зерна песка	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
5625 поле С 15	71	<i>Ophiocten sericeum</i>	<i>Craniella polyura</i> , <i>Frigidalaria</i> sp., <u><i>Ctenodiscus crispatus</i></u>	Алевропелит с т/з песком. Верхний окисленный слой частично смыт, вязко-текучий	–1.77	34.10	7.27	85.5
5947 поле С 15	72	<i>Ophiocten sericeum</i>	<i>Frigidalaria</i> sp., <u><i>Ctenodiscus crispatus</i></u>	Алевропелитовый ил с примесью песка	–1.82	34.34	5.76	67.8

химических элементов в образцах определяли в Институте океанологии им. П.П. Ши-
ршова РАН методом масс-спектрометрии с индуктив-
но-связанной плазмой (ИСМ-МС) на приборе
«Agilent 7500a» (США). Точность определения
концентрации для всей группы анализируемых
элементов варьировала 0.3 до 7.8%, определяе-
мой из двух повторностей. Правильность анализа
контролировалась сертифицированными эталон-
ными образцами Национального института стан-
дартов Канады NIST 2976 (ткань мидий) с откло-
нением от референтного значения от 0.7 до 9.5%.
В донных осадках содержание Si, Al, Ca, Fe, Mn,
V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Zr, Ba, As, Mo опреде-
ляли методом рентгено-флуоресцентного анализа
(РФА) на приборе «Спектроскан МАКС-GVM»
(НПО Спектрон, Россия). Правильность анали-
за контролировали одновременным анализом
отечественных и международных стандартных

образцов СДО-1и NIST 2702 (морские донные от-
ложения).

Содержание общего углерода и неоргани-
ческого углерода измеряли в Институте океа-
нологии им. П.П. Шишова РАН на приборе
Shimadzu TOC-L-CPN (Япония); содержание
органического углерода рассчитывали по раз-
ности между общим и неорганическим угле-
родом. Гранулометрический состав донных
осадков определяли в Институте океанологии
им. П.П. Шишова РАН с использованием лазер-
ного дифракционного анализатора размеров ча-
стиц Shimadzu SALD2300 (Япония). Статистиче-
скую обработку данных осуществляли с помощью
программного пакета Statistica-10.0. Корреляции
между исследуемыми элементами в организмах
и осадках рассчитаны с использованием коэффи-
циентов ранговой корреляции Спирмена (корре-
ляция Спирмена).

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Море Лаптевых представляет собой шельфовый арктический бассейн с суровым климатом, ледовым покровом до 10 месяцев в году, отрицательными температурами воды и средней соленостью ниже 30‰. Гидрохимическая структура морских вод находится под влиянием речного стока Лены [11]. Море Лаптевых характеризуется невысокой первичной продукцией, резко падающей от дельты р. Лены до внешнего шельфа (от 720 до менее 100 мгС/м² в день соответственно) [47], а также низкими концентрациями $C_{орг}$ в воде, взвеси и донных осадках [12].

В 2017 и 2018 гг. в экспедициях НИС «Академик Мстислав Келдыш» по программе «Морские экосистемы Сибирской Арктики» на внешнем шельфе моря Лаптевых были изучены два поля холодных метановых высачиваний С-15 и Оден, сконцентрированных на участках поперечником до 5 км и отстоящих друг от друга на 50 км [15, 16]. По результатам гидролокационной съемки зафиксированы газовые «факелы», визуально обнаружены многочисленные бактериальные маты и установлены участки наибольшей активности метановых сочений, которые на поле С-15 оказались более интенсивными, чем на поле Оден [21, 49]. Оба поля расположены на сегменте, который протягивается с юго-запада на северо-восток вдоль рифтовой системы моря Лаптевых, зоны разлома Хатанга—Ломоносов и соединения с хребтом Гаккеля. Неглубокие разломы связаны с прогибанием внешнего шельфа, разрезающим толщу многолетнемерзлых пород и газогидратов, способствуя миграции газа к поверхности осадочной толщи, начиная с периода последней дегляциации [21]. Содержание метана в поверхностных осадках этих полей, а также скорости анаэробного метаноокисления и сульфатредукции значительно ниже, чем в зонах активной разгрузки углеводородов, таких как Хаакон Мосби, Мексиканский залив и др. [46].

В море Лаптевых донная фауна была собрана на шести станциях, расположенных вдоль Хатангского разреза на внешней кромке шельфа (ст. 5590-2), континентальном склоне (ст. 5635), в проливе Вилькицкого (ст. 5636), а также на двух полях метановых высачиваний (ст. 5623, поле Оден, ст. 5625, поле С-15) и фоновом районе (ст. 5624) (см. табл. 2).

Гидрохимические исследования установили, что в море Лаптевых влияние речного стока Хатанги прослеживается на значительном расстоянии (до 500 км) от устья реки [11]. Состав организмов на ст. 5590-2 соответствует характерному для этого района сообществу с доминированием офиур *Ophiecten sericeum* и *Ophiopleura borealis*. Значительное количество видов сестонофагов, таких

как офиуры *Gorgonocephalus arcticus*, *Ophiacantha bidentata* и асцидии *Ciona intestinalis* косвенно свидетельствует о наличии достаточно активной придонной гидродинамики в данном районе. Суммарно в пробе найдено не менее 30 видов организмов макробентоса. На ст. 5635 доминировали офиуры *Ophiopleura borealis* и глубоководные арктические полихеты *Melinnopsis arctica*.

Согласно литературным данным, это сообщество широким поясом охватывает почти весь склон арктических морей от Карского до Восточно-Сибирского морей на глубинах 510–1580 м [13]. Кроме батимальных видов, в трале обнаружены эврибатные виды, характерные также для шельфовых глубин (офиуры *Ophiecten sericeum*). На ст. 5636 (пролив Вилькицкого, глубина 225 м) трал был взят в широко распространенном на ниже-сублиторальных и верхне-батимальных глубинах сообществе с доминированием офиур *Ophiopleura borealis*. Несколько менее многочисленны двустворчатые моллюски *Yoldiella lenticula* и морские звезды *Ctenodiscus crispatus*. В пробе обнаружено не менее 25 видов макробентоса.

В районе метановых высачиваний (поля С-15 и Оден) на станциях 5623 и 5625 температура и соленость придонной воды (15 см от дна) составили -1.8°C и 34.1‰ соответственно, концентрация и насыщаемость O_2 — 7.27 мл/л и 85.5% соответственно. Отметим, что на поле С-15 (ст. 5947) последние два параметра заметно понижены — 5.76 мл/л и 56.8% (см. табл. 2). Под тонким слоем слабо окисленного поверхностного слоя осадков серовато-коричневатого цвета залегают темно-серые до черного восстановленные алевропелиты с примесью тонкозернистого песка. На полях разгрузки метана в море Лаптевых установлены высокие скорости анаэробного метаноокисления метанотрофными бактериями, что обуславливает восстановительную среду в осадках (Eh от -50 до -160 мВ) за исключением тонкого поверхностного слоя (1–2 см), слабо окисленного и биотурбированного симбиотрофными трубчатыми червями [45, 46]. Качественный и количественный состав траловой пробы свидетельствует о том, что в районе метановых выходов обитает сообщество с доминированием офиур *Ophiecten sericeum*, типичное для шельфовых глубин всех сибирских морей. Наличие большого количества трубок погонофор *Oligobrachia haakonmosbiensis* свидетельствует об однозначной реакции фауны на метановые высачивания в этом районе. Примерно в двух милях к западу от сиповой ст. 5623 взята ст. 5624 (глубина 70 м) в фоновом сообществе с доминированием детритофагов офиур *Ophiecten sericeum*, также в число доминантов входит двустворчатый моллюск *Portlandia arctica*. Интересно в целом меньшее разнообразие макробентоса на фоновой станции в сравнении с сиповой — обнаружено

лишь 34 вида. Ст. 5625 (глубина 71 м) взята на поле метановых высачиваний Оден, здесь доминирует офиура *Ophiecten sericeum*. Крайне многочисленны губки *Craniella polyura*, морские звезды *Ctenodiscus crispatus*. Кроме того, как и на ст. 5623, в пробе ст. 5625 обнаружено большое количество трубок симбиотрофных погонофор *Oligobrachia haakonmosbiensis*, свидетельствующих об отклике макрофауны на наличие метановых сочений. Донное сообщество полей метановых выходов в целом сохраняет свою структуру, при этом обилие макрофауны значительно выше, чем на фоновых станциях: общая численность макрозообентоса составляла от 2500 до 10000 экз./м², а биомасса от 50 до 150 г/м² [49]. Явным доминантом зон метановых высачиваний являются офиуры *Ophiecten sericeum*. Это сообщество широко распространено на шельфе арктических морей. Биологическим следствием высачиваний в исследованном районе является массовое развитие симбиотрофов погонофор *Oligobrachia haakonmosbiensis*, образующих сплошные «ковры» площадью до нескольких квадратных метров. Однако такие поселения часто сменяются безжизненными участками «фонового» осадка, в силу чего определить их общую площадь затруднительно. По нашим наблюдениям, поселения погонофор служат удобным местообитанием для мелких животных, прежде всего моллюды *Ophiecten*, находящих здесь убежище.

По данным наблюдений с видеомодуля, рельеф зоны метановых высачиваний сглаженный, дно полностью покрыто осадками светло-коричневого цвета с темными пятнами осадка (от нескольких квадратных сантиметров до метра). Пятна ассоциированы с бактериальными матами слабой плотности. Наиболее многочисленные представители эпифауны — офиуры *Ophiecten sericeum*. Их численность на поле С-15 составляет в среднем до 15 экз./м², а на поле Оден достигает 50–70 экз./м². На обоих полях многочисленны морские гребешки *Similipecten greenlandicus*, особенно на поле Оден, где они входят в число руководящих групп. Заметную роль в сообществе обоих полей играют морские звезды *Ctenodiscus crispatus* и *Urasterias linckii* (см. табл. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ

В донной фауне моря Лаптевых мы анализировали массовые таксоны макрозообентоса, обладающие разным типом питания: детритофаги и сестонофаги (двустворчатые моллюски), детритофаги (офиуры, голотурии) и грунтоеды (морские звезды). В двустворчатых моллюсках помимо тотальных проб (без препарирования) анализировались раздельно раковины и мягкие ткани, в морских звездах, офиурах и голотуриях —

тело без кишечника и содержимое кишечника (раздельно). Исследуемые нами таксоны приведены в табл. 3.

Рассмотрим распределение элементов в четырех группах организмов и их органах/тканях.

Bivalvia *Similipecten greenlandicus* (сестонофаг) и *Portlandia arctica* (детритофаг). В табл. 4 представлены средние концентрации элементов в мягких тканях и раковинах двустворчатых моллюсков *Similipecten greenlandicus* и *Portlandia arctica*, доминирующих на метановых полях Оден (ст. 5623) и С-15 (ст. 5947), а также для сравнения — *P. arctica* из Восточно-Сибирского моря (ст. 5615, неопубликованные данные авторов). Отметим, что в обоих случаях среда обитания животных характеризуется близкими значениями температуры придонного слоя, содержания кислорода и солености (см. табл. 2).

Вариабельность концентраций всех исследуемых элементов в мягких тканях морского гребешка *S. greenlandicus* очень высока: от менее 0.01 до 56 мкг/г сух.в., то есть составляет около четырех порядков десятичных величин. В диапазоне концентраций менее 1 мкг/г сух.в. находятся потенциально токсичные Ag, Bi, Pb, Th, Tl, эссенциальные Co и Cr, а также литогенный рассеянный элемент Sc. Мягкие ткани демонстрируют преимущественное по сравнению с раковинами накопление большинства микроэлементов, наиболее выраженное для As, Zn, Cd, V, Mo, Ni, Cr и Ag (см. табл. 4). Сравнение с двустворчатыми моллюсками, собранными вне полей метановых высачиваний, показывает почти трехкратное превышение концентрации As и Cd в мягких тканях морского гребешка *S. greenlandicus* по сравнению с таковыми для *P. arctica*, что возможно связано с антропогенным фактором (см. ниже).

Для количественной оценки распределения элементов между мягкими тканями и карбонатными раковинами Bivalvia был предложен коэффициент Kd ($C_{эл. мяг. тк.} / C_{эл. раков.}$) [4]. Значения Kd, превышающие 1, свидетельствуют о преимущественном накоплении элементов в мягких тканях, обогащенных органическим углеродом, по сравнению с раковинами. На рис. 2 показаны средние значения Kd для двустворчатых моллюсков *S. greenlandicus* и *P. arctica*, обитающих на полях метановых выходов Оден и С-15, а также *P. arctica* из Восточно-Сибирского моря (ст. 5615). Значение Kd для большинства элементов превышает 1.5, то есть они накапливаются в мягких тканях относительно раковин, при этом значения Kd сильно варьируют — от 1.5 (Sc, Mn, Cu, Ba) до 51 (Cd). Отметим, что различия между Kd Sc, Ti, Cr, Co, Cu, Ba и Pb во всех трех случаях весьма незначительны.

Таблица 3. Исследуемые виды макрозообентоса

Станция	Группа	Вид	Анализируемый объект (количество экземпляров)	Тип питания
5623*	Asteroidea	<i>Ctenodiscus crispatus</i>	Тело (3), содержимое желудка (3)	Грунтоед
	Holothuroidea	<i>Myriotrochus rincki</i>	Тело без кишечника (8), содержимое кишечника (8)	Грунтоед
	Ophiuroidea	<i>Ophiecten sericeum</i>	Тело без кишечника (12), содержимое кишечника (8)	Детритофаг
	Bivalvia	<i>Similipecten greenlandicus</i>	Мягкие ткани (4), раковина (4)	Сестонофаг
5624	Asteroidea	<i>Ctenodiscus crispatus</i>	Тело (5), содержимое желудка (8)	Грунтоед
	Ophiuroidea	<i>Ophiecten sericeum</i>	Тотально (12)	Детритофаг
5625**	Asteroidea	<i>Ctenodiscus crispatus</i>	Тело (3), содержимое желудка (3)	Грунтоед
	Holothuroidea	<i>Myriotrochus rincki</i>	Тело без кишечника (4), содержимое кишечника (4)	Грунтоед
	Ophiuroidea	<i>Ophiecten sericeum</i>	Тотально (10)	Детритофаг
5947**	Bivalvia	<i>Portlandia arctica</i>	Мягкие ткани (22), раковина (22)	Детритофаг
5635	Asteroidea	<i>Bathyiaster vexillifer</i>	Тело (3), содержимое желудка (3)	Грунтоед
	Ophiuroidea	<i>Ophiopleura borealis</i>	Тело без кишечника (7), содержимое кишечника (3)	Детритофаг
5636	Asteroidea	<i>Ctenodiscus crispatus</i>	Тело (4), содержимое желудка (4)	Грунтоед
	Ophiuroidea	<i>Ophiopleura borealis</i>	Тотально (4)	Детритофаг
5590-2	Asteroidea	<i>Ctenodiscus crispatus</i>	Тело (3), содержимое желудка (3)	Грунтоед

Примечание. * поле Оден, ** поле С-15.

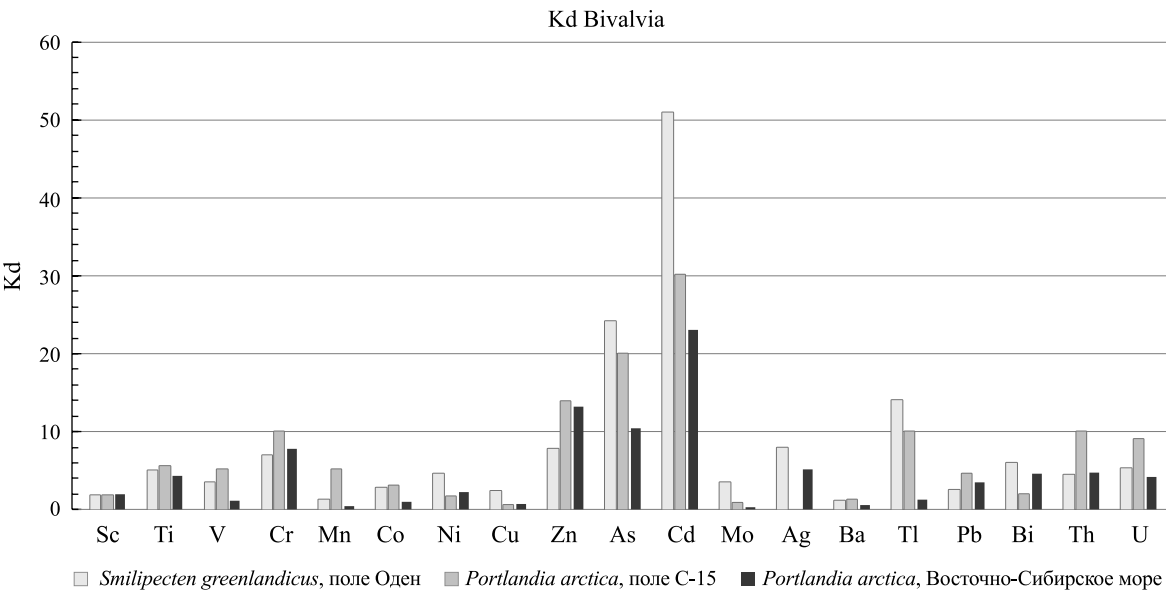


Рис. 2. Сопоставление средних значений Kd для двустворчатых моллюсков *S. greenlandicus* и *P. arctica*, обитающих на полях метановых выходов Оден и С-15 соответственно, и *P. arctica* (ст. 5615, Восточно-Сибирское море).

В одном и том же виде *P. arctica*, но из двух разных районов, значения Kd V, Cr, Mn, Co, As, Tl, Th, U и особенно Cd значительно выше в организмах из поля метанового выхода С-15, чем в Восточно-Сибирском море. Сравнение двух разных видов двустворчатого моллюска *S. greenlandicus* (поле Оден) и *P. arctica* (поле С-15), показывает,

что в последнем случае Kd тяжелых металлов V, Cr, Mn, Zn, Th и U заметно выше. В то же время Cd, Tl и металлоид As в фильтраторе-сестонофаге морском гребешке *S. greenlandicus* показывают пиковые значения Kd (от 10 до 51), где они накапливаются в значительно большей степени, чем в *P. arctica*.

Ophiuroidea *Ophiocten sericeum* (детритофаг).

В табл. 5 приведены концентрации элементов в организмах офиур (в тотальных пробах, теле и содержимом желудков).

Концентрации всех исследованных элементов в содержимом желудка офиуры намного (до 10 раз) больше, чем в ее теле (без желудка). Наименее контрастное распределение между этими органами показывают Ni, Cu, Zn, Cd, Mo, Ag и U. В содержимом желудка офиур, обитающих на полях метановых выходов, выявлены наиболее высокие концентрации большинства элементов: Sc, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, As, Cd, Mo, Ba, Tl, Pb, Bi и Th. Следует отметить, что максимальная концентрация Zn обнаружена в содержимом желудка офиуры с континентального склона (ст. 5635), тогда как As, Cd и U — в тотальных пробах из пролива Вилькицкого (ст. 5636) (см. табл. 5).

Нами рассчитан коэффициент Kd, характеризующий накопление микроэлементов в мягком теле офиуры относительно содержимого желудка (рис. 3). Все элементы показали отсутствие накопления в мягких тканях относительно содержимого желудка ($K_d < 1$) офиур *Ophiocten sericeum*, обитающих на поле метановых выходов Оден (ст. 5623) и на континентальном склоне (ст. 5635). При этом Kd тяжелых металлов Ni, Cu, Zn и Ag в организмах поля Оден существенно выше, чем в фоновом районе (ст. 5635), а для литогенных элементов Sc, Ti, V, Cr, Mn, Ba, Pb, Bi, Th и U — наоборот.

На рис. 4 представлены средние концентрации элементов в тотальных пробах офиуры из поля

метановых высачиваний в сравнении с фоновыми станциями — мелководной ст. 5624 и глубоко-водной ст. 5636 из пролива Вилькицкого. Из всех исследованных элементов только V, Co, Mo, Tl и Pb показали незначительное превышение концентраций (до двух раз) в тотальных пробах офиур из метановых выходов на поле С-15 (ст. 5625) по сравнению с фоновой станцией 5624. В тотальных пробах офиур из пролива Вилькицкого (ст. 5636) значительно повышены содержания Zn, As, Cd, Ag и U, что возможно связано с влиянием антропогенного фактора.

Asteroidea *Ctenodiscus crispatus* (грунтоед). Микроэлементы в теле и желудке морской звезды *Ctenodiscus crispatus* исследованы на четырех фоновых станциях 5624, 5635, 5636, 5590-2 и двух станциях на полях метановых высачиваний Оден и С-15 (табл. 6).

Большинство исследованных элементов показывает значительно более высокие концентрации в содержимом желудка по сравнению с остальным телом. Особенно выражен этот контраст для литогенных элементов Ti, V, Cr, Mn, Ni, Tl, Bi, Th. Существенного различия между концентрациями большинства элементов в органах морской звезды из полей Оден и С-15 и вне их не выявлено (табл. 6). Отметим высокие концентрации Cd и Mo в теле морской звезды на поле Оден (ст. 5623). Повышенные содержания Mn и Ag определены в теле и содержимом желудка *Ctenodiscus crispatus* из пролива Вилькицкого (ст. 5636). Мышьяк, Pb и Zn выделяются повышенными содержаниями в теле и содержимом желудка морской звезды, обитающей на континентальном склоне (ст. 5635).

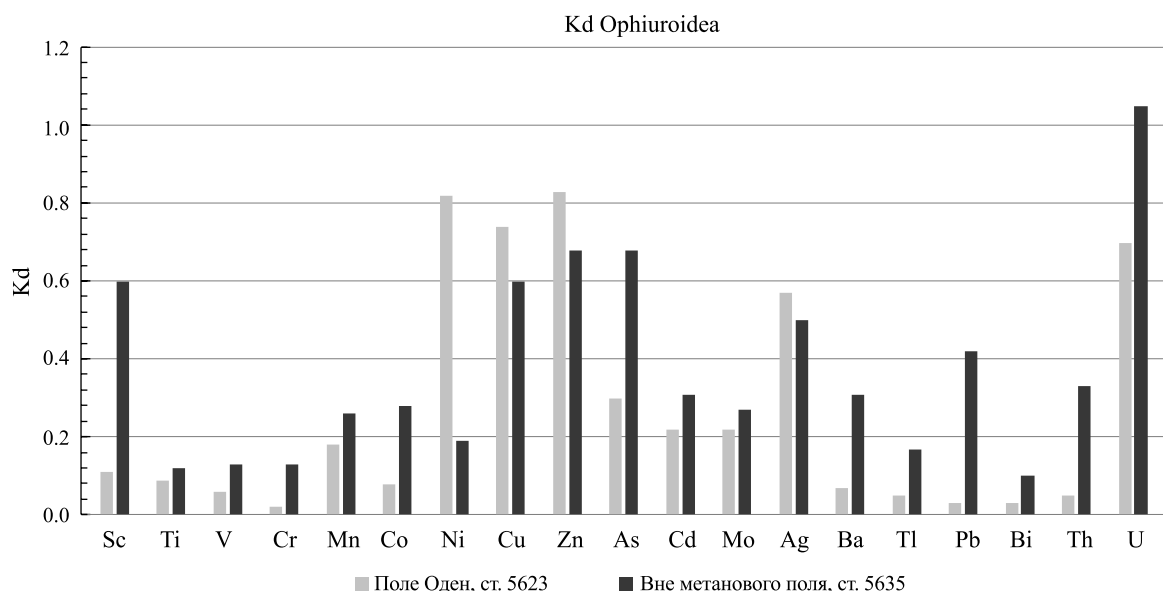


Рис. 3. Сопоставление средних значений Kd для офиур *Ophiocten sericeum*, обитающих на поле метановых выходов Оден (ст. 5623) и континентальном склоне (ст. 5635) моря Лаптевых.

Таблица 4. Средние концентрации химических элементов (мкг/г сух.в.) в организмах двустворок *Similipesten greenlandicus* и *Portlandia arctica*

Ст.	Bivalvia	Орган/ ткань	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Cd	Mo	Ag	Ba	Tl	Pb	Bi	Th	U
5623	<i>Similipesten greenlandicus</i>	1	0.22	18.2	3.5	0.7	56	0.64	18.3	7.5	55	41	9.25	1	0.12	1.8	0.007	0.67	0.006	0.09	0.16
		2	0.12	3.6	1	0.1	44	0.23	4	3.1	7	1.7	0.18	0.29	0.015	1.6	0.0005	0.27	0.001	0.02	0.03
5947	<i>Portlandia arctica</i>	1	0.37	46	7.6	2.2	207	1.81	5.8	8.9	153	17.7	1.60	3.91	Н.д.	24.1	0.032	0.96	0.020	0.54	0.27
		2	0.19	8.3	1.5	0.22	40	0.57	3.5	16.8	11.3	0.93	2.18	0.13	Н.д.	18.5	0.003	0.21	0.006	0.053	0.027
5615	<i>Portlandia arctica</i>	Тотально	0.21	12	2.1	0.24	57	0.7	3.73	16.1	16.3	2.6	2.2	0.51	Н.д.	19.1	0.003	0.12	0.001	0.11	0.054
		1	0.17	28	2.4	0.6	156	1.7	4.0	7.4	31	13.8	8.4	1.5	0.1	19.6	0.023	2.57	0.044	0.14	0.17
		2	0.2	6.4	2.9	0.15	100	2.3	4.2	9.5	7.4	1.05	0.27	4.0	0.02	28.4	0.017	1.23	0.005	0.03	0.051

Примечание. 1 – мягие ткани, 2 – раковина; н.д. – нет данных.

Таблица 5. Средние концентрации химических элементов (мкг/г сух.в.) в организмах офиуры *Ophiochten sergium*

Станция	Орган/ткань	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Cd	Mo	Ag	Ba	Tl	Pb	Bi	Th	U
5623	1	0.14	8	1.3	0.3	27	0.35	64	13.1	38	4.2	0.25	0.24	0.04	5.7	0.003	0.27	0.001	0.03	0.21
	2	1.3	88	22	15	152	4.59	79	17.8	46	20	1.15	1.1	0.07	87	0.06	8	0.03	0.64	0.3
5625	Тотально	0.16	18	19	0.5	24	0.32	2.6	12.5	40	4.9	0.45	0.22	0.02	6.1	0.002	0.17	0.001	0.05	0.24
5624	Тотально	0.10	16	9	0.3	25	0.21	3.5	11.4	42	7.9	0.45	0.17	0.02	5	0.001	0.05	0.001	0.02	0.24
5635	1	0.06	10	1.2	1	32	0.3	2.5	2	24	6.3	0.31	0.11	0.11	7.7	0.005	0.55	0.001	0.02	0.21
	2	0.10	84	9	8	124	1.07	13	3.3	35	9.2	1.01	0.4	0.22	24.7	0.03	1.3	0.01	0.06	0.2
5636	Тотально	0.14	48	0.7	0.6	25	0.21	2.6	1.8	96	37	1.27	0.16	0.44	6	0.001	0.11	0.001	0.02	0.45

Примечание. 1 – тело без кишечника, 2 – содержимое кишечника.

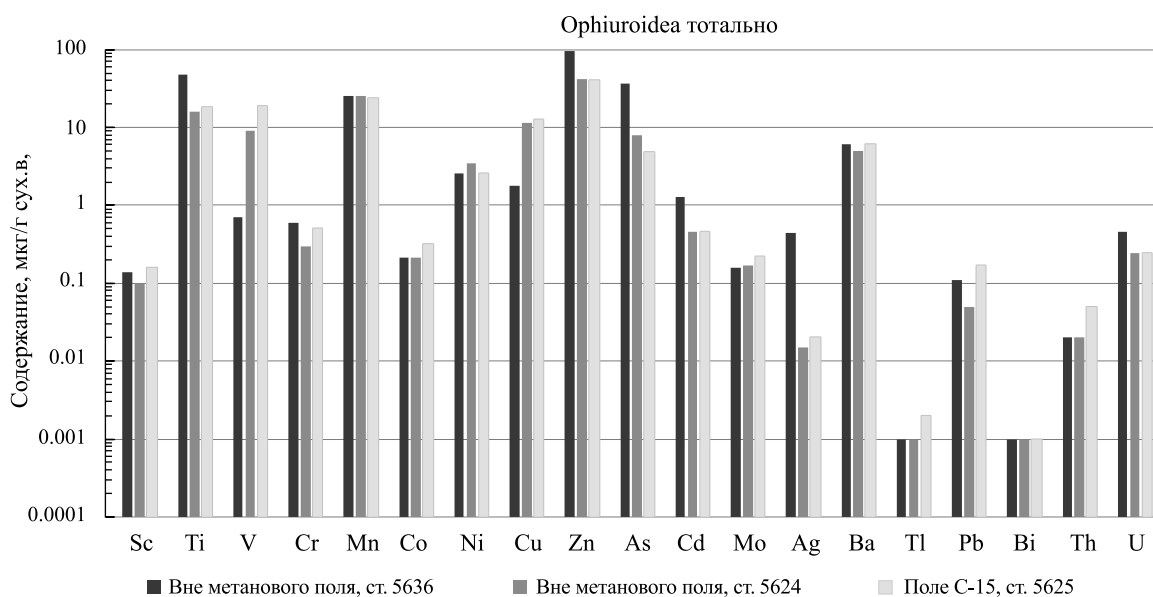


Рис. 4. Сопоставление средних концентраций микроэлементов в тотальных пробах офиур *Ophiocten sericeum*, обитающих на полях метановых высачиваний C-15 (ст. 5625) с фоновыми станциями 5636 и 5624.

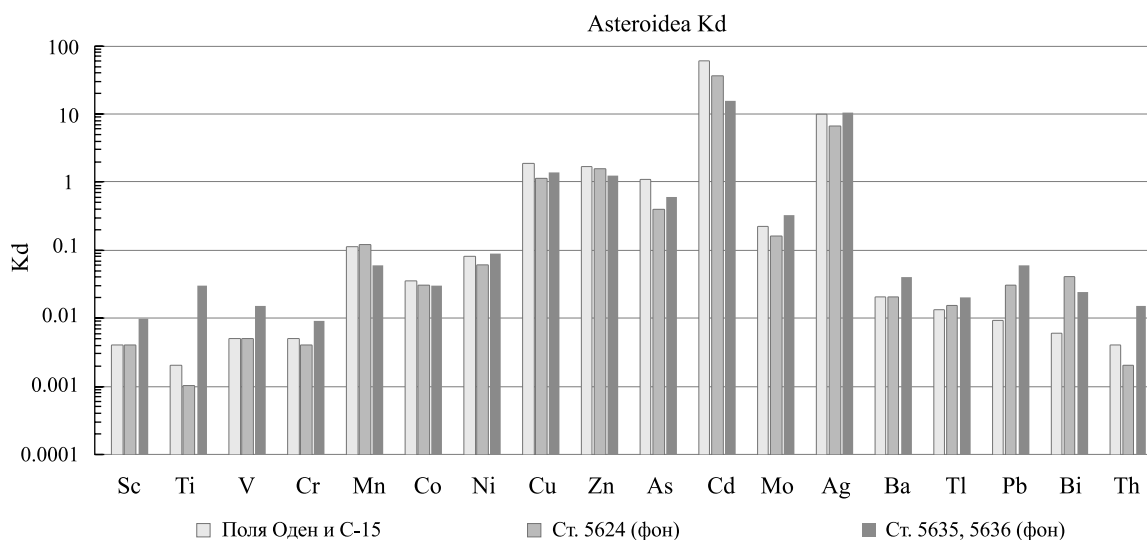


Рис. 5. Сопоставление средних значений Kd для морских звезд *Ctenodiscus crispatus*, обитающих на полях метановых выходов Оден и C-15, с фоном — мелководной ст. 5624 и более глубоководными ст. 5635 и 5636.

На рис. 5 показано распределение средних значений коэффициента Kd для морской звезды, обитающей на полях Оден и C-15 (ст. 5623 и 5625), фоновой мелководной станции 5624 (глуб. 70 м), а также фоновых, но более глубоководных станций на континентальном склоне (ст. 5635) и в проливе Вилькицкого (ст. 5636). На всех этих станциях из исследуемых элементов только тяжелые металлы Cu, Zn, Cd и Ag показали обогащение ($K_d > 1$) в теле звезды, причем Cd и Ag — значительное ($K_d = 10$ и более соответственно), на метановых полях это особенно четко выражено для Cd, среднее значение Kd которого достигает

60 (см. рис. 5). Концентрации других тяжелых металлов, металлоидов и литогенных элементов многократно ниже в теле морской звезды по сравнению с ее желудком: Kd варьирует от менее 1 до 0.01 и менее. Примечательно, что во всех случаях Kd для Sc, Ti, V, Cr, Ni, Ba, Pb, Th и U (т.е. преимущественно литогенных элементов) заметно выше в морской звезде на более глубоководных станциях вне полей метанового высачивания (см. рис. 5).

Holothuroidea *Myriotrochus rincki* (грунтоед). В табл. 7 приведены концентрации элементов в теле и содержимом кишечника голотурии

Myriotrochus rincki, обитающих на полях метановых высачиваний Оден и С-15, а на ст. 5615 из фонового района Восточно-Сибирского моря (ст. 5615).

В содержимом кишечника голотурии с полей метановых выходов определены максимальные концентрации Cr, V, Mn, Ni, Mo и Ba, а также более на много более высокие концентрации большинства элементов, чем в ее теле. Исключением являются Zn, As, Cd и Ag, которые показывают максимальные концентрации в теле голотурии, причем это справедливо не только для полей Оден и С-15, но и для фоновой ст. 5615, где также заметно повышены концентрации Th и U.

Коэффициент распределения элементов Kd в голотурии *Myriotrochus rincki* для большинства элементов многократно ниже 1, то есть концентрация их в (мягком) теле существенно ниже, чем в содержимом кишечника (рис. 6). Только тяжелые металлы Zn, Cd, Ag, а также металлоид As показывают заметное обогащение (Kd 2–3) на полях Оден и С-15, а также на фоновой станции Восточно-Сибирского моря.

Органический и карбонатный углерод в донных организмах. Результаты анализа представлены в табл. 8.

Высокие концентрации органического углерода установлены в мягких тканях двустворок и телах без кишечника остальных организмов (см. табл. 8). Мягкие ткани *Bivalvia* и тело *Holothuroidea* без кишечника характеризуются наибольшими концентрациями $C_{орг}$ (до 37.8%). Самые низкие содержания $C_{орг}$ определены в органико-минеральных компонентах содержимого

кишечника морской звезды и раковины *Bivalvia* (3.3 и 2.9% соответственно). Раковина двустворки содержит в среднем 11.64% $C_{карб}$, т.е. почти нацело состоит из карбоната кальция — 97% (пересчет умножением на коэффициент $8.33 = CaCO_3 / C_{карб}$). Целое тело офиуры также является в значительной степени карбонатным — до 80% $CaCO_3$. Тела без кишечников *Ophiuroidea* и *Asteroidea* также обогащены карбонатом кальция (89.3 и 65.7% соответственно). В содержимом кишечника детритофагов и грунтоедов не обнаружено $C_{карб}$, что отражает обедненный карбонатами состав вмещающих осадков (см. табл. 8).

Гранулометрический и элементный состав поверхностных донных осадков. По нашим данным, поверхностные донные осадки исследуемых районов моря Лаптевых на 80–97% представлены алевритопелитовыми илами, причем в среднем более 60% приходится на алевритовую фракцию (табл. 9). Пелитовая фракция варьирует от 16.3 до 27.54%. Песчаная фракция либо отсутствует, либо составляет от первых процентов до 6.6% (ст. 5636 в проливе Вилькицкого). Интересно отметить, что на поле Оден (ст. 5623) содержание песка весьма значительно (20.46%), как и было отмечено при литологическом описании на борту судна (см. табл. 2), и намного больше, чем на поле С-15 (3.32%); последнее остается трудно объяснимым фактом. Эти поля отстоят друг от друга примерно на 50 км, и на поле Оден можно предположить более высокие скорости придонных течений, что приводит к вымыванию из осадка более тонкозернистых фракций.

Содержание $C_{орг}$ в осадках с поля Оден (ст. 5623) понижено в 2–3 раза по сравнению с фоновыми станциями.

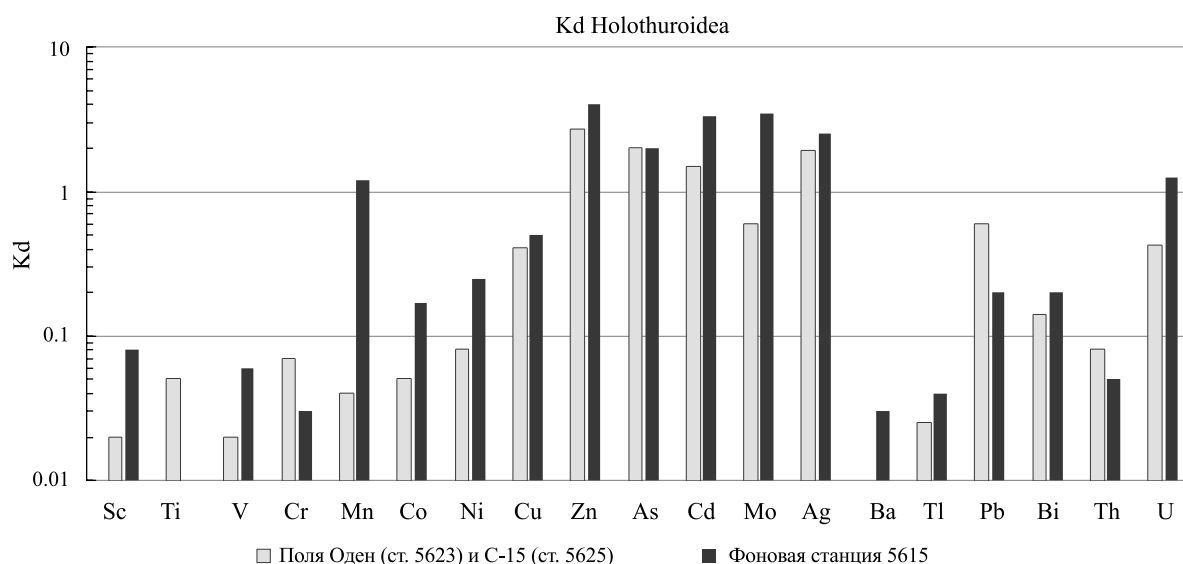


Рис. 6. Сопоставление средних значений Kd для голотурий *Myriotrochus rincki*, обитающих на полях метановых выходов Оден и С-15 с фоновой станцией 5615 (Восточно-Сибирское море).

Таблица 6. Средние концентрации химических элементов (мкг/г сух.в.) в организмах морской звезды *Stenodiscus crispatus*

Станция	Орган/ ткань	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Cd	Mo	Ag	Ba	Tl	Pb	Bi	Th	U
5623	1	0.04	5	0.6	0.2	169	0.35	1.6	25.1	32	10	9.63	0.84	0.53	6.3	0.001	0.06	0.01	0.02	0.33
	2	11.7	2909	117	46	1296	9.43	18.8	12.6	19	15	0.11	2.9	0.05	338	0.27	6.7	0.09	6.79	1.4
5625	1	0.05	3.5	0.6	0.3	180	0.34	1.9	25.4	41	11	7.03	0.34	0.42	5.8	0.004	0.05	0.01	0.02	0.32
	2	10.2	2049	123	49	1690	10.91	21.9	15.1	23	16	0.23	2.7	0.04	272	0.25	6.6	0.10	5.22	0.8
5624	1	0.06	2.9	0.7	0.3	208	0.33	1.9	30.9	32	11.5	8.8	0.27	0.6	6.8	0.005	0.04	0.01	0.02	0.31
	2	16.4	3234	172	57	2021	12.7	60.2	18.6	25	20	0.37	3.4	0.05	311	0.29	7.7	0.13	9.11	1.2
5590-2	1	0.08	4.9	0.9	2.1	171	0.43	3.1	13.7	76	3.8	13.3	0.53	0.13	8.5	0.003	0.36	0.01	0.02	0.26
	2	18.9	3138	145	72	1199	13.2	30.9	22.5	36	19	0.26	2.1	0.04	347	0.29	7.2	0.12	8.33	1.2
5635	1	0.12	8.4	2.6	0.5	49	0.45	2.5	2.8	33	25	0.79	0.27	0.02	9.2	0.003	0.83	0.01	0.05	0.42
	2	8.1	1780	124	37	1434	12.1	27	19.3	60	34	0.11	1.1	0.04	239	0.28	8.5	0.13	3.91	0.90
5636	1	0.09	7.5	1.3	0.4	255	0.3	2.9	27.9	47	16	8.96	0.2	1.07	8.6	0.009	0.05	0.001	0.29	0.25
	2	9.2	3026	139	55	3151	14.4	32.8	19.9	24	31	0.35	5	0.05	244	0.34	6.9	0.12	4.34	1.0

Примечание. 1 – тело без кишечника, 2 – содержимое кишечника.

Таблица 7. Средние концентрации химических элементов (мкг/г сух.в.) в организмах голотурии *Myriotrochus rincki*

Станция	Орган/ ткань	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Cd	Mo	Ag	Ba	Tl	Pb	Bi	Th	U
5623	1	0.22	13.3	2.7	0.4	84	0.57	8.4	5.1	105	43.7	0.4	2	0.09	2.8	0.005	0.43	0.02	0.07	0.46
	2	12.9	3002	123	39	2075	10.7	22.4	14.6	35	23	0.24	3.5	0.06	329	0.28	7.1	0.11	7.15	2.0
5625	1	0.16	11.8	1.7	3.8	46	0.4	1.9	5.8	95	33.7	0.25	1.3	0.11	2.5	0.005	6.6	0.012	0.02	0.46
	2	6.6	1577	88	28	1147	7.71	15.7	13.1	44	17	0.21	2.1	0.04	198	0.17	5.1	0.08	3.46	0.8
5615	1	1.0	44.3	5.3	1.2	311	1.2	3.9	6.5	151	22.9	1.8	2.1	0.19	7.8	0.01	1.32	0.02	0.33	1.81
	2	12.6	3006	82	35	259	6.81	15.0	13.3	38	11	0.54	0.6	0.08	313	0.28	6.8	0.13	6.72	1.4

Примечание. 1 – тело без кишечника, 2 – содержимое кишечника.

Элементный состав донных осадков представлен в табл. 10.

По порядку десятичных величин среднее содержание Ti, Cr, Cu, Zn и Ba не показывает существенных различий между осадками метанового высачивания и фоновыми, а также верхней континентальной корой. При этом среднее содержание Mn, Cr, Co, Ni, Pb, Zn и As в фоновых осадках на 20–50% превышает таковое на полях метанового высачивания.

Для количественной оценки обогащения осадков химическими элементами относительно верхней части континентальной коры (UCC) обычно используется фактор обогащения EF_x [43]. Он рассчитывается по формуле $EF_x = (C_x/C_{Al})_{осадок} / (C_x/C_{Al})_{UCC}$, где C_x и C_{Al} — содержание элемента x и Al в изучаемых пробах и в верхней части континентальной коры соответственно [41] (см. табл. 10). Величина $EF_x < 1$ означает отсутствие обогащения (или обеднение), $EF_x 1–3$ показывает заметное и $EF_x > 3$ — значимое обогащение исследуемых осадков [19]. Можно видеть, что на метановых полях и на фоновых станциях значения EF_x для Ti, Cr, Ni, Cu и Ba не превышают 1, для Zn и Pb чуть больше 1 (1.25 и 1.5 соответственно) (рис. 7).

ДИСКУССИЯ

Морские беспозвоночные поглощают микроэлементы из воды и пищи через проницаемые мембраны, концентрируясь в тканях организма, фиксируясь в биоминеральной структуре экзоскелетов и/или адсорбируясь на них [32, 35]. На биоаккумуляцию металлов влияют как биотические (видовая специфика, возраст, репродуктивное состояние и др.), так и абиотические факторы (концентрации элементов и формы их нахождения в биотопе, окислительно-восстановительные

свойства осадков, соленость и температура воды) [23, 32, 40]. Биодоступность химических элементов связана с их усвояемой формой, способной связываться с покровом организма, жаберным эпителием, эпителием кишечника и клеточной мембраной, вызывая тем самым различные биологические реакции; биодоступность металлов для донных организмов возрастает по мере увеличения содержания их лабильных форм нахождения во вмещающих осадках [26, 39].

Рассматриваемые в данной работе микроэлементы, в первую очередь Mn, Zn, Co, Ni, Cu, Mo, являются ключевыми в химической структуре металлоэнзимов и коферментов, катализирующих важные метаболические процессы (синтез хлорофилла, перенос электронов во время дыхания, лизис клеток, ферментативная деятельность и т.д.) [24, 38]. Однако при превышении определенных пороговых концентраций в биотопе эти микроэлементы могут оказывать токсичное воздействие на организмы. Другая группа микроэлементов (As, Cd, Pb, Bi, Tl, Th, U) относится к числу потенциально токсичных, содержание которых регламентируется протоколами качества компонентов экосистемы (воды, грунтов и морепродуктов) [27]. Распределение 19 элементов в Bivalvia, Ophiuroidea, Asteroidea, Holothuroidea показали значительную вариабельность концентраций (см. табл. 4–7). Исследуемые элементы могут быть разделены на четыре группы по уровню их концентраций в организмах (мкг/г сух. в.): 1) Mn, Ti, Ni, Cu, Zn, Ba, As (10–100); 2) V, Co, Cd, Mo, Pb (1–10); 3) Cr, Sc, Th, U (0.1–1); 4) Tl, Bi (0.01–0.1). Следует отметить изменчивость концентрации одного и того же элемента в разных таксонах, что отражает, по-видимому, разные способности организмов к усвоению тех или иных форм нахождения элементов, то есть определяется степенью их биодоступности. От-

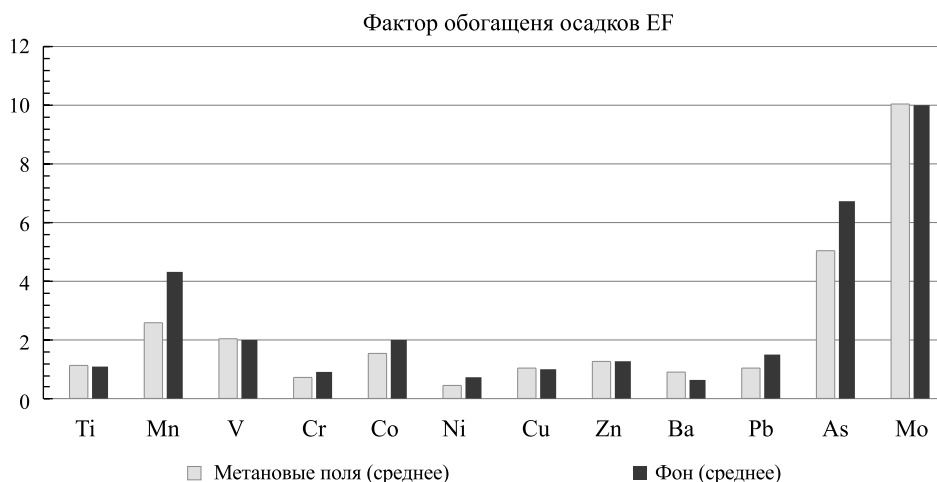


Рис. 7. Сравнение среднего фактора обогащения EF_x осадков для метановых полей и фоновых станций.

Таблица 8. Содержание органического ($C_{орг}$) и карбонатного ($C_{карб}$) углерода в донных организмах и вмещающих осадках моря Лаптевых

Станция	Род, вид	Объект анализа	$C_{орг}, \%$	$C_{карб}, \%$
5615	<i>Bivalvia Portlandia arctica</i>	Мягкие ткани Раковина	42.38 2.2	1.08 10.5
5623	<i>Bivalvia Similipecten greenlandicus</i>	Мягкие ткани Раковина	37.80 2.90	2.56 11.64
5623	<i>Ohiuroidea Ophiosten sericeum</i>	Тело без кишечника	10.06	10.72
5624	<i>Ohiuroidea Ophiosten sericeum</i>	Тотально	13.20	9.04
5625	<i>Ohiuroidea Ophiosten sericeum</i>	Тотально	11.29	9.58
5623	<i>Holothuroidea Myriotrochus rincki</i>	Тело без кишечника Содержимое кишечника	35.15 7.96	1.42 0.00
5625	<i>Holothuroidea Myriotrochus rincki</i>	Тело без кишечника Содержимое кишечника	32.40 10.16	0.72 0.00
5624	<i>Asteroidea Ctenodiscus crispatus</i>	Тело без кишечника Содержимое кишечника	18.14 4.07	8.61 0.00
5625	<i>Asteroidea Ctenodiscus crispatus</i>	Тело без кишечника Содержимое кишечника	23.3 4.34	6.83 0.00
5590-2	<i>Asteroidea Ctenodiscus crispatus</i>	Тело без кишечника Содержимое кишечника	18.85 4.27	8.33 0.00
5636	<i>Asteroidea Ctenodiscus crispatus</i>	Тело без кишечника Содержимое кишечника	7.87 3.30	17.25 0.00

Таблица 9. Содержание основных гранулометрических фракций ($\%$), органического углерода ($C_{орг}$) и карбонатного углерода ($C_{карб}$) в поверхностных донных осадках моря Лаптевых

Гранулометрические фракции, $C_{орг}$ и $C_{карб}$ ($\%$)	Станции					
	5590-2	5623*	5624	5625*	5635	5636
Целит (< 2 мкм)	16.30	19.37	21.43	19.34	27.54	16.45
Алеврит (2–63 мкм)	80.72	60.17	77.41	77.34	72.46	76.96
Песок (63–2000 мкм)	2.99	20.46	1.17	3.32	0.00	6.59
$C_{орг}$	1.40	0.67	1.2	0.81	1.27	1.34
$C_{карб}$	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01

Примечание. * – станции с метановыми высачиваниями.

метим, что токсичные элементы Ag, Bi, Pb, Th, Tl, а также литогенные Sc и Cr, находятся в диапазоне низких концентраций — менее 1 мкг/г сух. в. Для потенциально токсичных элементов Cd (9.2 мкг/г) и As (41 мкг/г) (см. табл. 4) значительное превышение концентрации над предельно допустимым значением 2 мкг/г для обоих элементов [27] установлено в мягких тканях морского гребешка *Similipecten greenlandicus* на поле метанового высачивания Оден. Однако мы измеряли общее содержание As в организмах, где доля наиболее токсичной неорганической формы As не превышает 1% [18]. Высокие концентрации кадмия в мягких тканях *S. greenlandicus* могут быть обусловлены несколькими причинами. Во-первых, в отличие от других таксонов, *S. greenlandicus* является фильтратором-сестонофагом, поглощающим наиболее биодоступные растворенные элементы и взвешенные микрочастицы из придонной воды, концентрация которых в восстановительных биотопах обычно повышена благодаря диффузионным потокам из осадков. Мы предполагаем, что в придонной воде поля Оден концентрации элементов многократно выше, подобно полям метанового высачивания на Корякском склоне, чем в фоновой морской воде [30]. Кроме того, в жабрах фильтраторов и сестонофагов могут задерживаться сульфидные микрочастицы, образующиеся при сульфатредукции, при этом Cd способен к изоморфному замещению Zn в структуре вюртцита ZnS [51]. Кроме того, Cd заменяет Zn в качестве кофактора фермента карбоангидразы, необходимого для метаболизма организмов [36].

Мягкие ткани *Bivalvia*, как видно из сопоставления данных табл. 4 и рис. 2, характеризуются наибольшими концентрациями изученных элементов. Коэффициент Kd характеризует накопление элементов в процессе метаболизма в мягких тканях двустворчатых моллюсков относительно их раковин, которые напрямую контактируют с водой биотопа. Для разных элементов значения Kd разные: наиболее высокие значения Kd (>10) определены для Cd, As, Zn, Tl и Bi, наиболее низкие (<2) — для литогенных элементов Sc, Mn и Ba. В мягких тканях *Bivalvia* *P. arctica* и *S. greenlandicus* с метановых полей C-15 и Оден накапливается до десяти раз больше Cd, As, Zn, Tl и Bi, чем в *P. arctica* из Восточно-Сибирского моря. Аналогичное повышенное накопление металлов в двустворках метановых полей впадины Дерюгина (Охотское море) отмечалось ранее при сравнении с их аналогами из Енисейского залива Карского моря, что обуславливалось различиями в мутности воды, концентрациями микроэлементов и их биодоступных форм в восстановительных и окислительных биотопах [34].

Ткани без содержимого кишечника детритофага офиуры *Ophiocten sericeum* на поле метановых выходов Оден (ст. 5623) и на континентальном склоне (ст. 5635) существенно обеднены всеми микроэлементами относительно содержимого кишечника ($K_d < 1$). Однако, как и в случае с двустворками, Kd тяжелых металлов Ni, Cu, Zn и Ag в офиурах поля Оден заметно выше, чем в фоновом районе континентального склона (см. рис. 3). В проливе Вилькицкого в тотальных пробах офиур повышены содержания Zn, As, Cd, Ag и U (см. табл. 5). Это может быть обусловлено влиянием антропогенного фактора, который отражается в высоких концентрациях и индексах загрязнения As, Zn, Cd и U в поверхностных донных осадках пролива Вилькицкого [25].

На всех станциях содержимое кишечника грунтоедов морской звезды *Ctenodiscus crispatus* значительно обогащено большинством исследованных элементов относительно мягкого тела, подобно детритофагу офиуре. Это особенно выражено для литогенных элементов Ti, V, Cr, Mn, Ni, Tl, Bi и Th, у которых $K_d < 0.1$. Тело морской звезды обогащено органическим веществом по сравнению с содержимым кишечника (в среднем 17.1 и 4% $C_{орг}$ соответственно). Этим можно объяснить повышенные концентрации в теле звезды тяжелых металлов Cu, Zn, Cd и Ag, образующих устойчивые комплексные соединения с органическими лигандами [38]. На метановых полях наибольшие значения Kd показали Ag и Cd (10 и 60 соответственно) (см. рис. 5). В районах вне метановых полей повышенные содержания Mn, Ag, As, Pb и Zn определены в морской звезде из пролива Вилькицкого (ст. 5636) и на континентальном склоне (ст. 5635), что возможно связано с антропогенным влиянием через атмосферный перенос микрочастиц в более глубоководные районы Арктики [2, 17]. Это может быть справедливым не только для Mn, Ag, As, Pb и Zn, но и для литогенных элементов Sc, Ti, V, Cr, Ni, Ba, Pb, Th и U, заметно обогащающих мягкое тело звезды на более глубоководных станциях вне полей метанового высачивания (см. рис. 5).

Как и в случае других исследованных грунтоедов, в содержимом кишечника голотурий *Myriotrochus rincki*, концентрации большинства элементов намного выше, чем в их мягком теле (см. табл. 7 и рис. 6). Исключение составляют Zn, As, Cd и Ag, показывающие заметное обогащение мягких тканей ($K_d = 2-3$) как на полях Оден и C-15, так и на фоновой станции Восточно-Сибирского моря.

Коэффициент Kd отражает распределение элементов между органической и органо-минеральной составляющими тела донных животных. В этом нас убеждают данные табл. 8: мягкие ткани двустворок обогащены органическим углеродом

в 15–20 раз относительно их раковин, а тела морских звезд и голотурий — в 3–5 раз относительно содержимого их кишечника. Мы допускаем, что на повышенную аккумуляцию элементов в мягких тканях (и соответственно более высокие значения K_d), наряду с общим содержанием $C_{орг}$, влияет и качественный состав органики в биотопе. По данным [46], органическое вещество в осадках метановых полей имеет облегченный изотопный состав углерода $\delta^{13}C-CH_4$ (–83.3‰), что свидетельствует о его биогенном продуцировании консорциумом архей. По-видимому, на метановых полях, покрытых бактериальными матами, автохтонные соединения $C_{орг}$ легче усваиваются донными организмами, способствуя повышенному накоплению ряда тяжелых металлов и мышьяка. При этом следует иметь в виду, что значимых различий между содержанием общего $C_{орг}$ в тканях организмов с метановых полей и вне их не отмечается (см. табл. 8). Исключение составляет морская звезда по поле С-15, в теле которой в среднем примерно в полтора раза больше $C_{орг}$, чем из фонового таксона (23.13 и 15.1% соответственно).

Для исследованных организмов намечается общая тенденция: в двустворках с наиболее высоким содержанием $C_{орг}$ в мягких тканях (в среднем 40%, см. табл. 8), обитающих на метановых полях, фиксируются и высокие значения K_d , особенно для Zn, As, Cd и Tl (10–51). Подобным образом для офиур, морских звезд и голотурий повышенная биоаккумуляция тяжелых металлов Ag, Cu, Mo, Zn, Ni (хотя и со значительно более низкими значениями K_d) также отмечена на метановых полях. В большинстве случаев наименьшее накопление в мягких тканях ($K_d < 1$) таксонов метановых полей показывают преимущественно литогенные элементы Sc, Ti, V, Cr, Mn, Ba, Pb, Th. Остальные элементы примерно пропорционально распределяются между мягкими и твердыми тканями. В соответствии с этим можно выделить две группы микроэлементов. В первую группу входят Ag, As, Cd, Cu, Mo, Ni, Zn и Tl, которые в значительно большей степени накапливаются в мягких тканях, обогащенных $C_{орг}$. Большинство из этих элементов способны образовывать комплексные соединения с органическими соединениями. Во вторую группу входят Sc, Ti, V, Cr, Mn, Ba, Pb, Th, это литогенные элементы, K_d которых очень низок в таксонах метановых полей, но повышен на станциях фонового районов.

Детритофаги и грунтоеды поглощают органические и минеральные частицы из поверхностных донных осадков, а также растворимые формы элементов из иловых вод и бентических диффузионных потоков на границе вода–дно [31], наиболее интенсивных в восстановительных биотопах. В кишечнике грунтоедов как правило преобла-

дают алевритопелитовые частицы мельче 63 мкм [48]. Исследованные нами осадки представлены алевритопелитовыми илами с 16.3–27.54% пелита с преобладанием алевритовой фракции (в среднем более 60%) (см. табл. 9). Это соответствует среднему гранулометрическому составу осадков моря Лаптевых: 22% пелита и 62% алеврита [44]. Незначительное на всех станциях содержание песка (0–6%) оказалось резко повышенным на поле Оден (до 20.46%). По-видимому, этот факт может отрицательно влиять на биоаккумуляцию химических элементов детритофагами и грунтоедом из осадков на поле Оден, поскольку доля пелитовой фракции, как правило, обогащенной органическим веществом и потому наиболее усваиваемой, здесь уменьшена наряду с пониженным содержанием $C_{орг}$ в осадке (0.67%). Содержание тяжелых металлов и металлоида мышьяка в поверхностных осадках моря Лаптевых (см. табл. 10) соответствуют средним значениям, полученным для большого числа станций в море Лаптевых [44] (мкг/г): Cr 69.11, Ni 33.99, Cu 18.41, Zn 86.0, As 23.85, Cd 0.11 и Pb 24.02.

Низкие коэффициенты обогащения EF_x осадков большинством элементов, кроме Mn, As и Mo, характерны для метановых полей (см. рис. 8). Аналогичным образом, в восстановленных осадках полей метановых выходов на Корякском склоне Берингова моря также не выявлено обогащение большинством элементов ($EF_x < 1$), и лишь незначительные величины EF_x получены для Mo (2.18) и As (1.45) [30]. В фоновых осадках более высокие значения EF_x Mn и As можно объяснить повышенным содержанием пелитовой фракции и $C_{орг}$ по сравнению с осадками метановых выходов (см. табл. 9). Судя по низким значениям фактора обогащения, дополнительное поступление большинства элементов в результате антропогенного влияния в этом районе моря Лаптевых отсутствует. С другой стороны, значимые факторы обогащения EF_x Mn, As и Mo (от 3 до 10) позволяют предполагать влияние природных процессов диагенетического перераспределения и преобладания в осадках мелкодисперсного вещества, а кроме того, для As — вследствие антропогенного загрязнения. Повышенные по сравнению с доиндустриальным уровнем содержания As, Cr, Ni, Cu, Zn, и Pb установлены в поверхностных донных осадках наиболее глубоких частей (севернее 85° с.ш.) моря Лаптевых; причем предполагается, что обогащение мышьяком (EF_x 1.9–2.2) имеет преимущественно природное происхождение [44]. Наряду с этим, высокое значение EF_x As (4.2) в поверхностных осадках пролива Вилькицкого и его высокое содержание (18 мкг/г) в осадках моря Лаптевых очевидно связано с антропогенным фактором — атмосферным переносом продуктов сжигания торфа и угля, как правило, обогащенных мышьяком, из районов восточной

Сибири [25, 29]. Особенно значимую роль атмосферный перенос и осаждение тяжелых металлов может играть в тех удаленных частях арктических морей, где влияние стока крупнейших сибирских рек незначительно [2].

Сопоставление уровней концентраций элементов в исследованных организмах (см. табл. 4–7) с таковыми в донных осадках (см. табл. 10) показывает, что в осадках они существенно выше, чем в донных организмах. С другой стороны, в содержимом кишечника грунтоедов (морских звезд и голотурий) содержание различных микроэлементов (см. табл. 6 и 7) от 1.5 до 5 раз меньше, чем во вмещающих донных осадках (см. табл. 10). При этом корреляция между осадками и содержимым кишечника для Ti, Cr, V, Ni, Cu, Zn и Ba либо отсутствует, либо она слабая ($R^2 < 0.3$). Это может свидетельствовать о преобладающем нахождении данных элементов в терригенных осадках моря Лаптевых в литогенной форме, мало доступной для усвоения животными. В случае As, Co, Mn, Pb и Mo корреляция между осадками и содержимым кишечника более заметна и значима (R^2 от 0.40 до 0.78), что позволяет предположить преобладание в осадках геохимически лабильных (более биодоступных) форм этих элементов, таких как сорбированный и/или связанный с органикой комплекс. Последнее ранее указывалось для осадков арктических морей [1, 5, 29]. В отличие от микроэлементов, содержимое кишечника детритофагов и грунтоедов с концентрацией $C_{орг}$ от 3.3 до 10.2% (см. табл. 8) обогащено органикой в 2.5–12.6 раз относительно донных осадков. Это служит количественной характеристикой взаимодействия макрозообентоса с донными осадками. Организмы в процессе метаболизма перерабатывают осадки, обогащая содержимое своих кишечника органическим веществом, которое затем поступает обратно в осадки и также обогащает их.

В осадках метановых полей среднее содержание $C_{орг}$ (0.75%) оказалось ниже, чем в фоновых (1.35%) (см. табл. 9). Это подтверждает литературные данные о пониженном среднем содержании в осадках $C_{орг}$ (0.5 и 0.81%) по сравнению с фоном (1.25%), что обусловлено процессами метанокисления и сульфатредукции, которые активизируют разложение аллохтонного и автохтонного органического вещества [46].

Для количественной оценки накопления элементов биотой авторами предложено использовать биоаккумуляционный потенциал (БП) [3], который характеризует главное свойство живого вещества — продуцирование биомассы. БП оценивает способность организмов аккумулировать элементы, исходя из их содержания в целом организме, умноженном на его биомассу; он рассчитывается по формуле: $БП = C_{элемент}(\text{мкг/г}) \times \text{Биомасса}(\text{г/м}^2 \text{ биотопа})$. Принимая во внима-

ние, что функционирование макробентоса влияет на трансформацию органического вещества в осадках, мы рассчитали БП наиболее массовых бентосных организмов *Bivalvia* и *Ophiuroidea* на полях метановых высачиваний и фоновых станций не только для микроэлементов, но и для $C_{орг}$ (табл. 11).

Данные по биомассе этих животных, поднятых со дна дночерпателем Ван-Вина, взяты из работы [49]. Согласно этим данным, на поле С-15 биомасса *Portlandia arctica* составляет 0.7 г/м², *Ophiocten sericeum* — 7.2 г/м², а на фоновой станции 5624 биомасса *O. sericeum* в десять раз меньше (0.6 г/м²). На метановом поле С-15 *O. sericeum* обладает значительно большим БП по сравнению с *P. arctica* для всех элементов (см. табл. 11). При этом офиуры аккумулируют каждый из микроэлементов на поле С-15 значительно больше (до 40 раз), чем на фоновой станции. Среди элементов значения БП варьируют в широких пределах: 5–288 мкг/м² для Ni, As, Ba, Cu, Ti, V, Mn и Zn. Максимальный БП определен для цинка (до 300 мкг/м²). Для остальных элементов, в том числе токсичных Ag, Cd, Pb, Bi, Th и U, БП значительно более низкий — от <0.01 до 2 мкг/м².

Биоаккумуляция органического углерода двустворчатыми моллюсками и офиурами в сотни и тысячи раз выше, чем микроэлементов (см. табл. 11). На метановом поле С-15 в соответствии с почти двукратным превышением среднего содержания $C_{орг}$ в тотальной пробе офиур (12.15%) над таковым в двустворках (6.22%, см. табл. 8), БП офиур составляет 0.72 г $C_{орг}$ /м², двустворок — 0.44 г $C_{орг}$ /м². На фоновой станции 5624 офиуры накапливают существенно меньшее количество $C_{орг}$ в своей биомассе — 0.08 г $C_{орг}$ /м². Эти данные позволяют оценить роль бентосных организмов в аккумуляции органического вещества, а также сделать вывод о важном вкладе донных биосообществ в цикл углерода в арктических морях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таргетным органом — накопителем большинства изученных элементов являются мягкие ткани *Bivalvia Portlandia arctica* (детритофаг) и *Semilipecten greenlandicus* (фильтратор-сестонофаг) с высоким содержанием $C_{орг}$ (38–42%), где концентрации Cd, As, Zn, Tl и Bi в 10–50 выше, чем в раковине. На метановых полях С-15 и Оден выявлены повышенные концентрации элементов в мягких тканях этих двух видов *Bivalvia* по сравнению с фоновой портландией из Восточно-Сибирского моря. Тело (без кишечника) детритофага *Ophiocten sericeum*, а также грунтоедов — морской звезды *Ctenodiscus crispatus* и голотурии *Myriotrochus rincki*, обеднено большинством

Таблица 10. Среднее содержание химических элементов (мкг/г сух.в.) в поверхностных донных осадках моря Лаптевых в сравнении с верхней частью континентальной коры

	Ti	Mn	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ba	Pb	As	Mo
Метановые поля ($n = 3$)	3850	1700	148	52	23	25	25	70	528	21	22	7.4
Фоновые станции ($n = 6$)	4950	3550	177	79	35	45	27	95	487	28	38	7.8
Верхняя часть континентальной коры (UUC)*	3800	770	97	92	17	56	28	67	628	17	4.8	1.1

Примечание. * См. [41].

Таблица 11. Биоаккумуляционный потенциал организмов *Bivalvia* и *Orphiuroidea* для органического углерода и микроэлементов (мкг/м²)

Таксон, станция	C _{орг} , г/м ²	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Cd	Mo	Ag	Ba	Tl	Pb	Bi	Th	U
<i>Portlandia arctica</i> , ст. 5947, поле C-15	0.44	0.1	8.4	1.5	0.17	40	0.5	1.61	11.2	11.2	1.82	1.54	0.36	Н.д.	13.4	0.023	0.08	0.0008	0.07	0.038
<i>Orphiosten sericeum</i> , ст. 5625, поле C-15	0.72	1.15	130	137	3.6	173	2.3	18.7	90	288	35.3	3.24	1.58	0.14	44	0.014	1.22	0.007	0.36	1.7
<i>Orphiosten sericeum</i> , ст. 5624, фон	0.08	0.06	9.7	56	0.18	15	0.1	2.1	6.84	25	4.8	0.27	0.1	0.009	3	0.0006	0.03	0.006	0.012	0.14

Примечание. Н.д. — нет данных.

элементов относительно содержимого кишечника. При этом, по аналогии с *Bivalvia*, накопление тяжелых металлов Ag, Cu, Ni и Zn в офиуре, морской звезде и голотурии на метановых полях заметно выше, чем в фоновых районах. Литогенные элементы Sc, Ti, V, Cr, Mn, Ni, Ba и Th показывают минимальные концентрации в мягких тканях *Bivalvia* и значительно более высокие в содержимом кишечника детритофагов и грунтоедов.

Влияние биотического фактора проявляется во взаимосвязи между концентрациями $C_{орг}$ и микроэлементов в тканях организмов. Элементы первой группы (Ag, As, Cd, Cu, Mo, Ni, Zn и Ti) в значительно большей степени накапливаются в мягких тканях, обогащенных $C_{орг}$. Соответственно наиболее высокие значения Kd для Zn, As, Cd и Ti фиксируются на метановых полях (10–51). Общим геохимическим свойством большинства этих элементов является их способность образовывать комплексные соединения с органическими лигандами. Во вторую группу входят преимущественно литогенные элементы (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Ba, Pb, Th), значение Kd которых очень низко в организмах на метановых полях, но повышено на станциях фоновых районов.

В донных осадках концентрация большинства элементов существенно выше, чем в исследованных организмах. В кишечниках грунтоедов (морских звезд и голотурий) содержание большинства элементов до 5 раз меньше, чем во вмещающих донных осадках. Слабая корреляция или ее отсутствие между осадками и содержимым кишечника грунтоедов для Ti, Cr, V, Ni, Cu, Zn и Ba может означать их нахождение в литогенной форме, мало доступной для усвоения животными. Напротив, более заметная и значимая корреляция в случае As, Mo, Pb, Mn и Co позволяет предположить преобладание в осадках более биодоступных форм этих элементов, таких как сорбированные и связанные с органическим веществом. Кроме того, преобладание в осадках бактериогенного $C_{орг}$, произведенного археями в процессах анаэробного окисления метана и сульфатредукции на метановых полях моря Лаптевых [46] и обладающего большей питательной ценностью, может способствовать повышенной биодоступности органики и соответственно повышенному накоплению элементов на полях Оден и С-15 по сравнению с фоновыми станциями.

Установленное нами впервые значительное превышение концентрации $C_{орг}$ в содержимом кишечника относительно донных осадков свидетельствует о важной седиментологической функции детритофагов и грунтоедов. Биохимическая переработка осадков организмами приводит к обогащению содержимого кишечника органическим веществом, которое затем возвращается в осадки. Очевидно, в этом состоит вклад орга-

низмов в биогеохимические циклы на дне моря Лаптевых.

Оценка биоаккумуляционного потенциала (БП) массовых таксонов *Portlandia arctica* и *Ophiocten sericeum*, который учитывает основное свойство живого вещества — способность к биопродуцированию — показала следующее. На метановом поле С-15 в соответствии с содержанием элементов в целом теле и биомассой таксонов, популяция офиур аккумулирует каждый из микроэлементов многократно (до 40 раз) больше, чем на фоновой станции. При этом офиуры обладают значительно большим БП для всех элементов по сравнению с двустворками. Среди элементов оба таксона демонстрируют наиболее высокую биоаккумуляцию Ni, As, Ba, Cu, Ti, V, Mn и Zn. Наиболее масштабную биоаккумуляцию два упомянутых таксона производят в отношении органического углерода, особенно выраженную на метановом поле С-15. Здесь БП популяции офиур составляет $0.72 \text{ г } C_{орг}/\text{м}^2$ и портландии — $0.44 \text{ г } C_{орг}/\text{м}^2$, что соответствует почти двукратному превышению среднего содержания $C_{орг}$ в офиурах (12.15% в среднем) над таковым в портландии. На фоновой ст. 5624 офиуры накапливают существенно меньшее (почти в 10 раз) количество углерода в своей биомассе.

Наши данные позволяют впервые оценить роль бентосных организмов в аккумуляции не только химических элементов, но и органического углерода, а также сделать вывод о важном вкладе морских донных биосообществ в цикл углерода в морях Арктики. Таким образом, в соответствии с учением А.П. Лисицына о биодифференциации осадочного материала, донная фауна даже в суровом море Лаптевых выполняет функцию биологического фильтра, который задерживает и трансформирует химические элементы, включая потенциально токсичные тяжелые металлы.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность Маккавееву П.Н. и Полухину А.А. — за предоставление данных по гидрохимии придонной воды. Мы искренне благодарим Беляева Н.А., Мирошникову А.Ю. за предоставление данных по литологии осадков, Борисова Д.Г. за выполнение гранулометрического анализа и Удалова А.А. за консультацию по биомассе бентосных организмов на полях метановых выходов.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания Министерства образования и науки РФ (тема № FMWE-2024-0020); обработка материала и анализ данных выполнены при финансовой поддержке РНФ (грант № 19-17-00234-П).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будько Д.Ф., Демина Л.Л., Лисицын А.П. и др. Формы нахождения тяжелых металлов в современных донных осадках Белого и Баренцева морей // Докл. РАН. 2017. Т. 474. № 1. С. 93–98.
2. Виноградова А.А., Котова Е.И. Загрязнение северных морей России тяжелыми металлами: поток из атмосферы и речной сток // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. № 1. С. 22–32.
3. Демина Л.Л., Галкин С.В. Биогеохимия микроэлементов в глубоководных гидротермальных экосистемах. М.: ГЕОС, 2013. 234 с.
4. Демина Л.Л., Галкин С.В. Биоаккумуляция микроэлементов в организмах донных биогеоценозов окислительных и восстановительных обстановок океана: сходство и различие // Геохимия. 2018. № 6. С. 572–585.
5. Демина Л.Л., Левитан М.А., Политова Н.В. О формах нахождения некоторых тяжелых металлов в донных осадках эстуарных зон рек Оби и Енисея (Карское море) // Геохимия. 2006. № 2. С. 212–226.
6. Куценогий К.П., Куценогий П.К. Комплексный мониторинг атмосферных аэрозолей Сибири // Аэрозоли Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. С. 16–27.
7. Лисицын А.П. Основные понятия биогеохимии океана // Биогеохимия океана / Под ред. А.П. Лисицына. М.: Наука, 1983. С. 9–31.
8. Лисицын А.П. Биодифференциация вещества в океане и осадочный процесс // Биодифференциация осадочного вещества в морях и океанах. Ростов-на Дону: Изд-во Ростов. Гос. Ун-та, 1986. С. 3–66.
9. Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 15–48.
10. Лисицын А.П. Биофильтры Северного Ледовитого океана // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. Современное состояние и история развития / Под ред. Х. Кассенс, А.П. Лисицына, Й. Тиде и др. М.: Изд-во Московского ун-та, 2009. С. 31–80.
11. Маккавеев П.Н. Отчет отряда биогидрохимии о работе в 69-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» // Экосистемы морей Сибирской Арктики-2017. Научный отчет экспедиции 69-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в Карское море, море Лаптевых и Восточно-Сибирское море (22 августа — 03 октября 2017 г.). М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2017. Т. 1. С. 143–234.
12. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в Арктических морях России. М.: Наука, 2001. 302 с.
13. Сиренко Б.И., Денисенко С.Г., Дойбель Х., Рахор А. Макробентос шельфа моря Лаптевых и прилежащих частей Арктического бассейна // Фауна и экосистемы моря Лаптевых и сопредельных глубоководных участков Арктического бассейна. Ч. 1. Исследования фауны морей / Под ред. Сиренко Б.И. СПб., 2004. Т. 54 (62). С. 28–73.
14. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. Современное состояние и история развития / Под ред. Х. Кассенс, А.П. Лисицына, Й. Тиде и др. М.: Изд-во Московского ун-та, 2009. 357 с.
15. Флинт М.В. Отчет начальника экспедиции // Экосистемы морей Сибирской Арктики-2017. Научный отчет экспедиции 69-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в Карское море, море Лаптевых и Восточно-Сибирское море (22 августа — 03 октября 2017 г.). М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2017. Т. I. С. 1–11.
16. Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Мирошников А.Ю. Экосистемы морей Сибирской Арктики — 2018 (72 рейс научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш») // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 506–509.
17. Шевченко В.П., Виноградова А.А., Лисицын А.П. и др. Атмосферные аэрозоли как источник осадочного вещества и загрязнений в Северном Ледовитом океане // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. Современное состояние и история развития / Под ред. Х. Кассенс, А.П. Лисицына, Й. Тиде и др. М.: Изд-во Московского ун-та, 2009. С. 150–172.
18. Ab Lah R., Smith J., Savins D. et al. Investigation of nutritional properties of three species of marine turban snails for human consumption // Food Science and Nutrition. 2017. V. 5. № 1. P. 14–30.
19. Algeo T.J., Tribovillard N. Environmental analysis of palaeoceanographic systems based on molybdenum-uranium covariation // Chem. Geol. 2009. V. 268. P. 211–225.
20. Åström E.K.L., Carroll M.L., Ambrose W.G. et al. Methane cold seeps as biological oases in the high-Arctic deep sea // Limnol. Oceanogr. 2018. V. 63. P. S209–S231.
21. Baranov B., Galkin S., Vedenin A. et al. Methane seeps on the outer shelf of the Laptev Sea: characteristic features, structural control, and benthic fauna // Geo-Mar. Lett. 2020. V. 40. P. 541–557.
22. Bogoyavlensky V.I., Kishankov A.N., Kazanin A.V. Evidence of large-scale absence of frozen ground and gas hydrates in the northern part of the East Siberian Arctic shelf (Laptev and East Siberian seas) // Marine and Petroleum Geology. 2022. P. 106050.
23. Brown M.T., Depledge M.H. Determinants of trace metal concentrations in marine organisms // Metal metabolism in aquatic environments / Eds Langstone W.J. and Bebianno M.J. London: Chapman and Hall, 1998. P. 185–217.

24. *Bruland K.W., Lohan M.C.* Controls of trace metals in sea water. The oceans and marine geochemistry // Treatise on Geochemistry / Eds Holland H.D., Turekian K.K. Amsterdam: Elsevier Pergamon, 2004. V. 6. P. 23–47.
25. *Budko D.F., Demina L.L., Travkina A.V. et al.* The Features of Distribution of Chemical Elements, including Heavy Metals and Cs-137, in Surface Sediments of the Barents, Kara, Laptev and East Siberian Seas // Minerals. 2022. V. 12. 328.
26. *Chen C.Y., Ward D.M., Williams J.J., Fisher N.S.* Metal bioaccumulation by estuarine food webs in New England, USA // J. Mar. Scie. Engineer. 2016. V. 4. № 41.
27. *Crommentuijn T., Polder M.D., van der Plassche E.J.* Maximum Permissible Concentration and negligible concentration for metals, taking background concentration into account. (RIVM Report no. 601501 001). Bilthoven, Netherlands: National Institute of Public Health and the Environment, 1997. 260 p.
28. *Davis N.* The Arctic wasteland: a perspective on Arctic pollution // Polar Record. 1996. V. 32. № 182. P. 237–248.
29. *Demina L.L., Dara O.M., Aliev R.D. et al.* Elemental and mineral composition of the Barents Sea recent and Late Pleistocene–Holocene sediments: a correlation with environmental conditions // Minerals. 2020. V. 10 (593).
30. *Demina L.L., Galkin S.V., Krylova E.M. et al.* Trace metal biogeochemistry in methane seeps on the Koryak slope of the Bering Sea // Deep-Sea Res. II. 2022. V. 206. P. 105219.
31. *Erickson M.J., Turner C.L., Thibodeaux L.J.* Field observation and modeling of dissolved fraction sediment–water exchange coefficients for PCBs in the Hudson River // Envir. Sci. Technol. 2005. V. 39. P. 549–556.
32. *Fisher N.S., Reinfelder J.R.* The trophic transfer of metals in marine systems // Metal Speciation and Bioavailability in Aquatic Systems / Eds Tessier A., Turner D.R. New York: Wiley, 1995. P. 363–406.
33. *Gebruk A., Krylova E., Lein A. et al.* Methane seep community of the Håkon Mosby mud volcano (the Norwegian Sea): composition and trophic aspects // Sarsia. 2003. V. 88. P. 394–403.
34. *Glass J.B., Hang Y., Steele J.A. et al.* Geochemical, metagenomic and metaproteomic insights into trace metal utilization by methane-oxidizing microbial consortia in sulphidic marine sediments // Environ. Microbiol. 2014. V. 16. № 6. P. 1592–1611.
35. *Langston W.J., Spencer S.K.* Biological factors involved in metal concentrations observed in aquatic organisms // Metal Speciation and Bioavailability in Aquatic Systems / Eds. Tessier A., Turner D.R. New York: Wiley, 1995. P. 407–478.
36. *Lee J.S., Lee J.H.* Influence of acid volatile sulfides and simultaneously extracted metals on the bioavailability and toxicity of a mixture of sediment-associated Cd, Ni, and Zn to polychaetes *neanthes arenaceodentata* // Sci. Total Environ. 2005. V. 338. P. 229–241.
37. *Martin J.-M., Guan D.M., Elbaz-Poulishet P. et al.* Preliminary assessment of the distribution of some trace elements (As, Cd, Cu, Fe, Ni, Pb and Zn) in a pristine aquatic environment: the Lena River estuary (Russia) // Marine Chem. 1993. V. 43. № 1–4. P. 185–200.
38. *Morel F.M.M., Price N.M.* The biogeochemical cycles of trace metals in the oceans // Science. 2003. V. 300. P. 944–947.
39. *Neff J.M.* Ecotoxicology of arsenic in the marine environment // Envir. Toxicol. Chem. 1997. V. 16. № 5. P. 917–927.
40. *Rainbow P.S.* Trace metal bioaccumulation: Models, metabolic availability and toxicity // Environ. Intern. 2007. V. 33. P. 576–582.
41. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry / Eds Holland H.D., Turekian K.K. Amsterdam: Elsevier Pergamon, 2004. V. 3. P. 1–64.
42. *Rybakova E., Galkin S., Bergmann T. et al.* Density and distribution of megafauna at the Håkon Mosby mud volcano (the Norwegian Sea) based on image analysis // Biogeosciences. 2013. V. 10. P. 3359–3374.
43. *Salomons W., Forstner U.* Metals in the Hydrocycle. Berlin/Heidelberg: Springer, 1984. 349 p.
44. *Sattarova V., Aksentov K., Astakhov A. et al.* Trace metals in surface sediments from the Laptev and East Siberian Seas: Levels, enrichment, contamination assessment, and sources // Mar. Pollut. Bullet. 2021. V. 173. P. 112997.
45. *Savvichev A.S., Kadnikov V.V., Kravchishina M.D. et al.* Methane as an organic matter source and the trophic basis of a Laptev Sea cold seep microbial community // Geomicrobiology. 2017. V. 35. P. 411–423.
46. *Savvichev A.S., Rusanov I.I., Kadnikov V.V. et al.* Biogeochemical activity of methane-related microbial communities in bottom sediments of cold seeps of the Laptev Sea // Microorganisms. 2023. V. 11 (250).
47. *Sorokin Y.I., Sorokin P.Y.* Plankton and primary production in the Lena River estuary and in the south-eastern Laptev Sea // Estuar. Coast. Shelf Sci. 1996. V. 43. № 4. P. 399–418.
48. *Tessier A., Campbell P.G.C.* Partitioning of trace metals in sediments: Relationships with bioavailability // Hydrobiologia. 1987. V. 149. P. 43–52.
49. *Vedenin A.A., Kokarev V.N., Chikina M.V. et al.* Fauna associated with shallow-water methane seeps in the Laptev Sea // Peer J. 2020. V. 8. P. e9018.
50. *Ye L., Cook N.J., Ciobanu C.L. et al.* Trace and minor elements in sphalerite from base metal deposits in South China: A LA-ICPMS study // Ore Geol. ReV. 2011. V. 39. № 4. P. 188–217.

BIOACCUMULATION OF CHEMICAL ELEMENTS AND ORGANIC CARBON IN THE MACROZOOBENTHIC ORGANISMS OF THE LAPTEV SEA

L. L. Demina*, S. V. Galkin, A. S. Solomatina

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

**e-mail: l_demina@mail.ru*

Within the framework of the program “Marine Ecosystems of the Siberian Arctic”, based on the materials collected during the 69th and 72nd cruises of the R/V “*Akademik Mstislav Keldysh*”, a study of the distribution of a group of chemical elements (As, Ba, Bi, Co, Cr, Cd, Co, Cu, Cr, Mn, Ni, Pb, Sc, Ti, Tl, Th, V, U and Zn) and organic carbon in the mass taxa of the Laptev Sea macrozoobenthos in the fields of methane seepage and outside them was carried out. For the first time, the bioaccumulation potential (BP) was quantified, taking into account, along with the concentration of elements in organisms, their biomass. At the C-15 methane field, the population of brittle stars accumulates each of the microelements many times (up to 40 times) more than at the background station. Brittle stars and bivalves show increased BP for Ni, As, Ba, Cu, Ti, V, Mn, and Zn compared to other elements, with brittle stars having significantly higher BP. It is assumed that the increased bioaccumulation of some heavy metals and metalloids in methane seep areas is associated with a greater bioavailability of organic matter in bottom sediments. For organic carbon, the highest BP was established, which is especially expressed in the C-15 methane field. At the background station, taxa accumulate a significantly smaller (by a factor of 10) amount of carbon in their biomass. As a result of the functioning of the ground eaters, bottom sediments are enriched with organic carbon, which may indicate an important contribution of benthic organisms to the carbon cycle in the seas of the Arctic.

Keywords: Laptev Sea, benthic organisms, bioaccumulation, bottom sediments, heavy metals, organic carbon

УДК 551.46.072:51

ОЦЕНКИ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО РИСКА ДЛЯ ЭКОСИСТЕМЫ ЧЕРНОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2024 г. Н. В. Соловьева^{1, *}, И. В. Ковалева²

¹Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, Россия

²Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия

*e-mail: soloceanic@yandex.ru

Поступила в редакцию 20.03.2023 г.

После доработки 03.05.2023 г.

Принята к печати 06.06.2023 г.

В статье изложены результаты проведенных модельных исследований экологического риска для трех шельфовых районов Черного моря при воздействии различных сочетаний внешних стрессоров. Модельные расчеты риска проведены для агрегированного фитопланктона с учетом внутригодовых вариаций значений биомассы, полученных по данным наблюдений. Выявлена существенная зависимость экологического риска от внутригодового состояния фитопланктона, рассчитана зависимость допустимой вероятности воздействий от экологического риска. Последнее выявило области возможных ошибок второго рода, что имеет практическую значимость для обеспечения экологической безопасности разработок ресурсов шельфа.

Ключевые слова: экологический риск, моделирование, вероятность допустимого воздействия, Черное море, фитопланктон

DOI: 10.31857/S0030157424010036, **EDN:** EPJQIP

ВВЕДЕНИЕ

Необходимость оценки экологического риска для экосистемы Черного моря обусловлена не только широким диапазоном, скоростью изменения параметров и наличием процессов различного генезиса в уникальных акваториях Черного моря. Большую роль в формировании состояния, а следовательно, и рисков экосистемы играет разработка ее ресурсов, включая как биологические, так и минеральные. Последствия воздействия антропогенных стрессоров различной природы на компоненты экосистемы нуждаются в прогнозировании. Интегральными оценками для таких прогнозов являются оценки экологического риска для отдельных компонент и для всей экосистемы в целом [35, 36]. В представленной работе с помощью созданной вероятностной модели [36] проведены оценки экологического риска для трех акваторий Черного моря при различных вариациях вероятности воздействия стрессоров.

Существующие сегодня методы оценки экологического риска сводятся к оценке величины соотношения *вероятность события* × *ущерб*, которое ориентировано на экономические показатели [20, 23], что ведет к ущемлению важности оценки экологической составляющей в проектах освоения ресурсов морских экосистем. Особенно ак-

туальна задача расчета динамики экологического риска для экосистем, характеризующихся повышенной чувствительностью и наиболее заметным откликом на техногенные и климатические изменения [22]. В этом смысле понимание динамики морских экосистем в контексте глобальных изменений связано с возможностью расчета рисков [21–23, 35, 36].

Существующие подходы к оценкам экологического риска ориентированы на преодоление ограничений, связанных с разнообразием природы стрессоров, на их совместное воздействие и многообразие реакций морских экосистем как откликов на внешнее воздействие [22]. Принятая практика оценки последствий воздействия стрессоров на морскую экосистему предусматривает соблюдение нормативов в качестве критерия экологической безопасности [5]. Сегодня стала очевидной недостаточность такого подхода при комплексном действии факторов различного генезиса. Применение даже полного спектра нормативов отдельных блоков от хорошо разработанной системы предельно допустимых концентраций, выбросов и нагрузок до генетических индикаторов не способно обеспечить экологическую безопасность всей экосистемы в целом [4, 23]. Очевидно, что выполнение норм по какому-либо одному критерию не означает экологической безопасно-

сти всей морской системы в целом, оставаясь при этом необходимым ее условием. Снижение риска для всей экосистемы в целом логично осуществлять последовательно. На первом этапе следует добиваться выполнения существующих нормативов по каждому критерию, что создаст необходимые условия для последующей оценки риска комплексных воздействий, на втором этапе — проводить оценку комплексных воздействий при сочетании стрессоров различной природы: техногенных, климатических, инвазивных.

Несмотря на широкий спектр методов, применяемых к оценкам риска, их практическое применение оказывается не востребованным из-за весьма общих рекомендаций на выходе [19]. Одним из упрощений существующих оценок риска является отсутствие учета естественной внутригодовой динамики компонент экосистемы. Известные методы [9] связаны с формированием матриц риска с учетом вероятности возникновения опасного события и тяжести возможных последствий. Такое построение является статичным и не учитывает внутригодовую динамику компонент экосистемы. Чтобы продвинуться в направлении учета динамики были использованы данные наблюдений за внутригодовыми вариациями биомассы фитопланктона в трех выбранных акваториях Черного моря. Данные наблюдений явились входными в модель риска.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ.

Вероятностная модель [35, 36] была опробована для различных экосистем [11, 12], а в настоящих исследованиях использовалась для расчета экологического риска в шельфовых акваториях 1–3 Черного моря (рис. 1). Экосистемы шельфа в условиях интенсивной хозяйственной деятельности оказываются наиболее уязвимы со стороны воздействия стрессоров техногенного [2, 8], бытового и рекреационного происхождения [14]. Для интегральной оценки состояния экосистемы недостаточно иметь только статические индикаторы, не учитывающие внутригодовую динамику функционирования экосистемы. Необходимо совместить естественную динамику компонент экосистемы, существующую систему нормирования и вариации значений нагрузки со стороны стрессоров. Для этого предлагается использовать вероятностную модель экологического риска [35, 36], данные наблюдений [7, 15, 16] и нормативы воздействий [2, 9].

Под экологическим риском будем понимать вероятность гибели биосистемы (в частности, популяции) в условиях воздействия стрессоров в течение фиксированного времени. Воздействия стрессоров антропогенного характера, их множе-

ственные сочетания отражаются на естественной внутригодовой динамике с периодами всплеск и спадов биомасс компонент экосистемы. В основу вероятностной модели риска положен критерий экологической безопасности, имеющий вид [17]:

$$K = \{y \leq y_p\} \quad (1)$$

где y — экологический риск, y_p — допустимый риск. При выполнении условия $y \leq y_p$ принимается решение об экологической безопасности, при $y > y_p$ принимается решение об экологической опасности [17]. Точное значение экологического риска не может быть получено в принципе, тем более исходя только из экспертных оценок. Можно получить только верхнюю $\bar{y}$ и нижнюю $\underline{y}$ оценки риска. Величина допустимого экологического риска лежит в интервале между верхней и нижней оценками $\underline{y} \leq y \leq \bar{y}$.

Точность оценок риска зависит от объема привлеченной информации и повышается при расширении объема используемых данных различной природы и методов моделирования.

Расчеты риска в теории экологического скрининга основаны на верхних оценках [17, 24]. Учитывая L внешних для экосистемы стрессоров, согласно неравенствам Буля, оценка риска будет соответствовать максимальной из оценок от отдельного i -го воздействия

$$\max_i y_i = y_l \leq y \leq y_h = \sum_{i=1}^L y_i$$

Будем принимать техногенные воздействия в качестве стрессоров, для которых в технических проектах закладывается допустимая вероятность воздействий q_k [9]. При этом для k -го состояния технического объекта (q_k) в модель введена условная вероятность p_{mk} m -го состояния экосистемы. И риск от i -го воздействия стрессора по формуле полной вероятности имеет вид [25, 26]:

$$y_i = \sum_{k=1}^K q_k \sum_{m=1}^M p_{mk} y_{imk}, i = \overline{1, L}. \quad (2)$$

В общем случае для внутригодового риска в зависимости от времени имеем соотношения [17, 36]:

$$\begin{aligned} y_k(t) &\leq \sum_{k=1}^K q_k \sum_{m=1}^M p_{km} y_{km} = \\ &= \sum_{k=1}^K q_k \sum_{m=1}^M (p_{am} y_{am} + p'_{am} y'_{am})_k = \\ &= \sum_{k=1}^K q_k y_a(t), \end{aligned}$$

$$y_a(t) \leq \left\{ \begin{array}{l} \frac{1 - \overline{Ev}(t)/N_{max}}{(1 - N_{cr}/N_{max})^2} \\ \exp\left(-\frac{(1 - N_{cr}/N_{max})^2}{2(1 - \overline{Ev}(t)/N_{max})}\right) \end{array} \right\}, \quad (3)$$

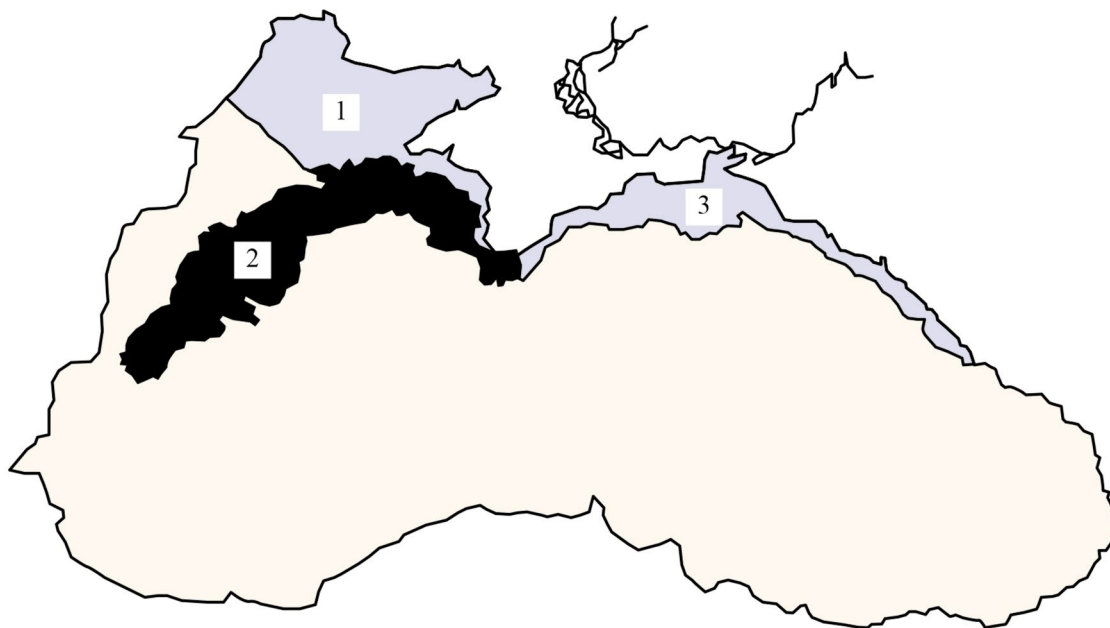


Рис. 1. Области расчета экологического риска: Приднепровский район северо-западного шельфа (1), область свала глубин от 50 до 500 м (2), область Кавказского и Крымского побережья (3).

$$\sum_{m=1}^M (p_{am} + p'_{am}) = I, \sum_{k=1}^K q_k = I;$$

$$p_{am} = \frac{t_m}{t}; p'_{am} = \frac{t'_m}{t}; \sum_{m=1}^M (t_m + t'_m) = t;$$

Все переменные модели (3) сведены в табл. 1.

Значения N_{cr} and N_{max} определяют возможную максимальную амплитуду колебаний биомассы по данным наблюдений или динамического моделирования. Значения математического ожидания биомассы на вспышках $E_m v(t)$, спадах $E'_m v(t)$ и в течение года $\bar{E}v(t)$ зависят от времени. Такая зависимость обусловлена естественными вариациями биомасс организмов в течение различных сезонов года:

$$\bar{E}v(t) = \sum_1^M (p_{am} E_m v(t) + p'_{am} E'_m v(t))_k. \quad (4)$$

Построенная модель внутригодовых вариаций риска (3), (4) позволяет перейти к оценкам динамики допустимой вероятности воздействия со стороны стрессоров на экосистему (5). Именно такой порядок в иерархии действий отражает соблюдение экологического приоритета при освоении ресурсов морских акваторий [26]. Первичным является определение экологического риска, а затем на основе полученных результатов — допустимой вероятности воздействия со стороны стрессоров. Для случая зависимости допустимой вероятности воздействия от времени

$Q(t)$ уравнения экоскрининга [24] были расширены до вида [36]:

$$Q(t) = \begin{cases} 1, & \text{при } y_k(t) \leq y_d \\ \frac{y_d}{y_k(t)}, & \text{при } y_d < y_k(t) < 1 \\ y_d, & \text{при } y_k(t) = 1 \end{cases} \quad (5)$$

где $Q(t)$ — предельно допустимая вероятность антропогенного воздействия на экосистему; $y_k(t)$ определяется уравнениями (3); y_d — предельно допустимый риск для экосистемы при различных требованиях к сохранению качества среды.

Входными данными в вероятностную модель риска служат данные наблюдений за сезонными вариациями значений биомасс популяций. Заметим, что предложенный метод учитывает агрегированные компоненты экосистемы. Текущий этап модельных исследований связан с расчетом риска для агрегированной компоненты фитопланктон. Обобщение метода на случай всех основных компонент экосистемы выявит наиболее уязвимое звено трофической цепи, которое и будет определять риск для всей экосистемы. Входными данными в вероятностную модель риска являются значения N_{max} , N_{cr} , p_{am} , p'_{am} , $\bar{E}v(t)$, q_k , y_d . Эти значения могут быть получены из данных наблюдений или расчета по динамической (экосистемной) модели [1, 36]. Отметим, что в случае использования динамической модели рассчитываются внутригодовые вариации одновременно всех основных компонент экосистемы [1]. Входные данные в мо-

Таблица 1. Переменные вероятностной модели риска

Обозначение переменной	Содержание переменной
y_i	Риск от отдельного i -го воздействия со стороны стрессоров (технического объекта)
q_k	Вероятность k -го состояния технического объекта
p_{mk}	Условная вероятность m -го состояния экосистемы при k -ом состоянии технической системы
y_{imk}	Условный риск от отдельного i -го фактора воздействия при k -ом состоянии технического объекта и m -ом состоянии экосистемы
$\overline{Ev}(t)$	Математическое ожидание значения биомассы популяции
$y_{k(t)}$	Внутригодовой риск биосистемы при k -ом состоянии технического объекта
p_{am}	Вероятность пребывания биосистемы в m -ом внутригодовом состоянии вспышки биомассы
p'_{am}	Вероятность пребывания биосистемы в m -ом внутригодовом состоянии спада биомассы
y_{am}	Риск в состоянии вспышки биомассы
y'_{am}	Риск в состоянии спада биомассы
$\overline{y}_a$	Экологический риск в течение года
y_{km}	вероятность риска биосистемы при k -ом состоянии технического объекта и m -ом состоянии биосистемы
t_m	Продолжительность вспышки биомассы
t'_m	Продолжительность спада биомассы
$Q(t)$	Предельно допустимая вероятность антропогенных воздействий для экосистемы
y_d	Предельно допустимый экологический риск при различных требованиях к сохранению качества среды

дель разбиты на два блока, относящихся к биоэкологической и технологической составляющей. На этапе текущих исследований будем оценивать риск для агрегированной компоненты — фитопланктон, используя данные наблюдений в Черном море. Многолетние данные экспедиционных [6, 18] и дистанционных наблюдений [15, 16, 27, 32, 38] за сезонными вариациями хлорофилла a , биомассы, численности фитопланктона, проведенные в Черном море для различных акваторий шельфа [32], отдельных бухт [10], открытых и глубинных вод [28, 29], показывают большой разброс значений наблюдаемых показателей в различные годы и внутригодовые интервалы. Особенно это проявляется при быстро меняющихся факторах, ответственных за цветение и распределение биомассы фитопланктона [33, 34].

В настоящей работе использовали результаты модельных расчетов биомассы фитопланктона [7, 15, 16] в акваториях 1–3 (см. рис. 1). Расчеты были проведены по данным наблюдений, полученным спутниковым сканером SeaWiFS в 2001 и 2003 гг., и MODIS-Aqua и MODIS-Terra в 2008, 2011 и 2014 гг. [7]. Для биомассы фитопланктона использовали спутниковые данные SeaWiFS\ R2018.0\MLAC\ Level-2, MODIS-Aqua\R2018.0\ LAC\Level-2 и MODIS-Terra\R2018.0\LAC\ Level-2 [30] <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/> (дата обращения 22.05.2019). Концентрация хлорофилла, рассчитана на основе алгоритма, разработанного в Морском гидрофизическом институте для

SeaWiFS и MODIS [37]. Температура в поверхностном слое получена из спутниковых наблюдений MODIS-Aqua/Terra, интенсивность ФАР в диапазоне 400–700 нм [31] <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/> (дата обращения 22.05.2019). Осредненные за двухнедельный период данные использовали для расчетов биомассы фитопланктона с помощью модели [15], разработанной на культурах десяти видов водорослей. Результаты модельных расчетов [7, 15, 16] сезонных вариаций биомассы фитопланктона (рис. 2) показали непостоянство периодов и масштабов «цветения» для шельфовых акваторий 1–3 (см. рис. 1). Так, в 2001 г. в акватории 3 наблюдались невысокие значения биомассы на протяжении всего года без выраженных максимумов, тогда как в акватории 1 отмечен пик в июне с биомассой до 117 мгС/м³, этот максимум проявился и в акватории 2 (см. рис. 2). Незначительное повышение биомассы в районах 1 и 3 наблюдалось во второй половине октября. В 2003 г. в трех районах на фоне более высоких зимних величин выражен мартовский максимум, при этом наибольшим он был в акватории 3 — до 110 мгС/м³. Летний пик в области 1 сместился к июлю и был значительно ниже. Незначительный осенний максимум отмечен в областях 1 и 2. В 2008 г. максимальные значения биомассы не превышали 78 мгС/м³ и наблюдались весной. Для 2008 г. заметно увеличение значений биомассы планктона во второй половине октября по сравнению с предыдущими двумя годами. Повышенные значения

в зимний период и весенний пик в марте-апреле с биомассой до 100 мгС/м^3 наблюдались в 2011 г. Осеннее возрастание биомассы в этом году происходило с сентября в области 1 и с октября в области 2. В 2014 г. наибольшим в годовой динамике был зимний пик в трех районах с биомассой до 100 мгС/м^3 . Мартовский максимум во всех исследуемых районах достигал 80 мгС/м^3 . В течение 2014 г. наблюдалось существенное возрастание значений биомассы в мае, сентябре, октябре, ноябре в области 1 и в осенний период в области 2.

Для приднепровского района характерна наибольшая средняя величина показателя биомассы $45.8 \pm 17.9 \text{ мгС/м}^3$ за пятилетний период исследований. В области свала глубин это значение составляет $41.6 \pm 18.1 \text{ мгС/м}^3$, а для прибрежной акватории Крыма и Кавказа — $37.5 \pm 15.9 \text{ мгС/м}^3$. Крайние значения биомассы за двухнедельный период осреднения в трех районах близки друг к другу и составляют: от 16 до 117 мгС/м^3 (район 1), от 15 до 100 мгС/м^3 для области 2 и от 14 до 110 мгС/м^3 для области 3 [7]. В приднепровском районе в сезонной изменчивости фитопланктона в различные годы наблюдалось от 3-х до 6-ти максимумов биомассы. Наибольший среди них

соответствовал весеннему периоду. Для этой акватории шельфа можно отметить характерный зимний, а в отдельные годы летний и осенний максимумы. Такие изменения биомассы связаны с климатическими особенностями в различные годы, стоком рек, динамическими факторами [33] и антропогенной нагрузкой. В областях 2 и 3 наблюдалась более стабильная сезонная динамика с максимумами значений биомассы в зимне-весенний период и минимумами в летний. Для района свала глубин характерен выраженный весенний пик биомассы в рассмотренные годы. Отмечены возрастания биомассы зимой, весной (в марте-апреле) и в конце октября — ноябре. В прибрежной акватории Крыма и Кавказа характерно возрастание биомассы преимущественно в зимний и весенний период, с наибольшими пиками величин в марте. В области 3 отмечено от 2 до 3 максимумов биомассы фитопланктона [7].

Анализ результатов модельных расчетов [7, 15, 16] сезонных вариаций биомассы фитопланктона (см. рис. 2) выявил согласие с данными натурных наблюдений [10, 13], а полученные ре-

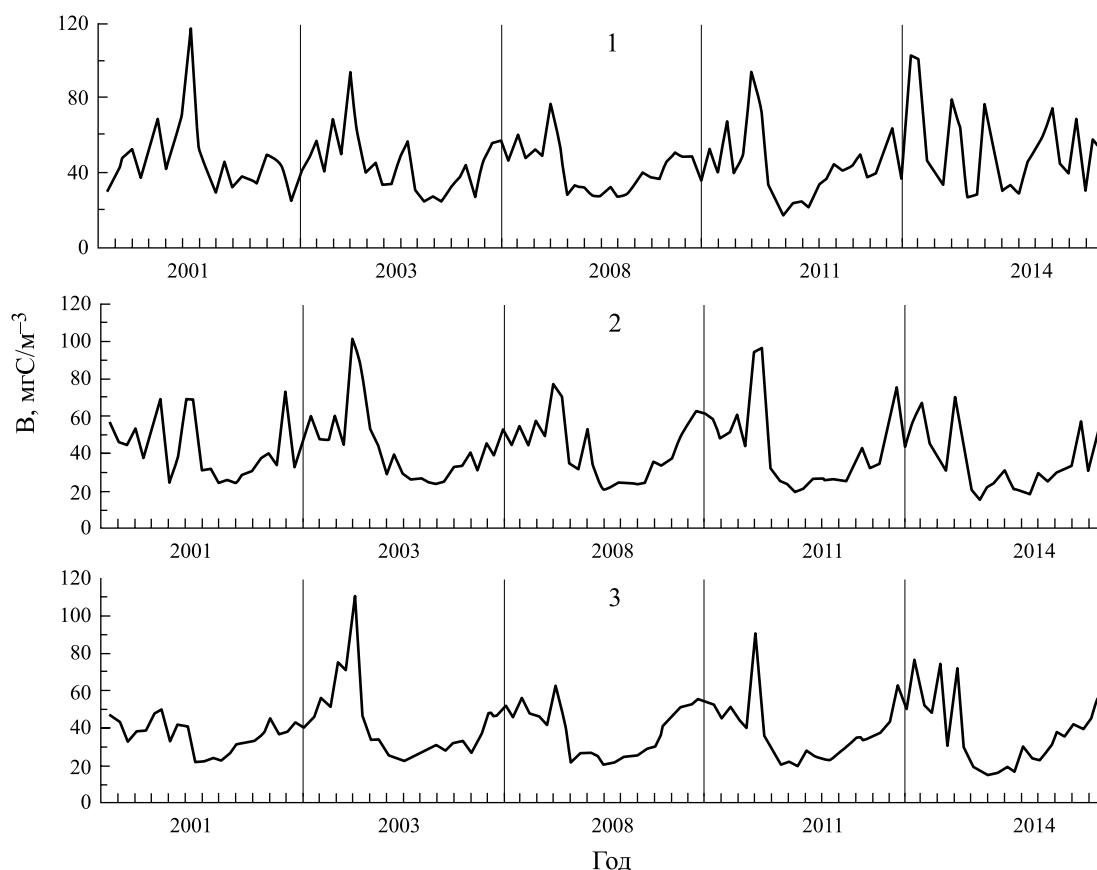


Рис. 2. Сезонная динамика биомассы фитопланктона в различные годы в шельфовой области Черного моря в трех районах [7].

зультаты (см. рис. 2) для прибрежных акваторий (см. рис. 1) были использованы в качестве входных данных в модель риска.

В качестве входных данных для моделирования риска необходимо также задать вероятности воздействий со стороны технических объектов q_k и качества среды y_d . Для этих параметров существуют нормативы, сформированные на основе статистических исследований [2, 4, 9]. Вероятность состояния технических систем, воздействующих на экосистему (авария, штатный режим эксплуатации, степень и режимы воздействия), включается в проекты технической эксплуатации и нормируется по ряду признаков, включая вероятность отказа технических устройств с последствиями определенного уровня (класса), частоту реализации поражающих факторов для акватории, ожидаемый ущерб и другие [2, 9]. Для расчетов были использованы ориентировочные допустимые риски воздействий на морские экосистемы на основных этапах освоения нефтегазовых ресурсов [2, 9] (табл. 2) и выбран ряд значений q_k в диапазоне от 10^{-3} до 10^{-1} . В качестве входных значений параметра y_d , учитывая состояние прибрежных экосистем Черного моря [8] в условиях присутствия нефтяных углеводородов, были выбраны значения в диапазоне от 10^{-3} до 10^{-2} . Выбор диапазона значений q_k обусловлен наличием данных [9] о проектных значениях допустимого риска для различных видов работ (см. табл. 2) на шельфе при нефтедобыче.

МОДЕЛЬНЫЕ РАСЧЕТЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО РИСКА И ВЕРОЯТНОСТИ ДОПУСТИМЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Чтобы показать значимость внутригодового состояния экосистемы и ее компонентов для оценки риска в модели, поддерживались постоянными значения воздействий со стороны стрессоров техногенного происхождения q_k в диапазоне от 10^{-3} до 10^{-1} и параметра y_d , ассоциированного с качеством среды, в диапазоне от 10^{-3} до 10^{-2} . Для трех акваторий шельфа (см. рис. 1) были выбраны внутригодовые вариации значений биомассы: в 2001, 2008 и 2014 гг. — для акватории 1; в 2003, 2008 и 2014 гг. — для акватории 2; в 2001, 2003 и 2011 гг. — для акватории 3 (рис. 3а, 4а, 5а). В каждом варианте модельных расчетов задавались значения $N_{\max}$, $N_{\text{сг}}$, $p_{\text{ам}}$, $p'_{\text{ам}}$, $E_{\text{м}}v$, $E_{\text{м}}v$ соответственно выбранному году.

Расчет риска $y_k(t)$ по модели (2)–(4) при различных вариациях параметров воздействия q_k и y_d для акваторий 1 (рис. 3б), 2 (рис. 4б) и 3 (рис. 5б) показал следующее. Невысокие значения экологического риска, обусловленные заданными параметрами стрессоров, претерпевают значительные внутригодовые вариации с минимумами на пике биомассы фитопланктона. При снижении требований к качеству среды на порядок расчет показал снижение риска. Так, при анализе расчетов для акватории 1 в 2008 г. и 2001 г. при $q_k = 10^{-1}$ (см. рис. 3б) выявлено снижение риска до практически безопасных значений (до 2%),

Таблица 2. Ориентировочные допустимые риски воздействий на морские экосистемы и частота возникновения опасных ситуаций на основных этапах освоения нефтегазовых ресурсов [2, 9]

Ожидаемая частота возникновения (1/год)	Частый отказ	Вероятный отказ	Возможный отказ	Редкий отказ	Крайне редкий отказ
	>1	$1-10^{-2}$	$10^{-2}-10^{-4}$	$10^{-4}-10^{-6}$	$<10^{-6}$
Виды антропогенного воздействия на экосистемы	Масштаб воздействия		Ориентировочный допустимый риск		
Сейсмическая разведка	Пространственный	Временной			
Бурение разведочных скважин	Местный	Временный			
Промысловые работы с одиночных платформ	Локальный	Кратковременный			
Промысловые региональные работы	Местный	Временный			
Строительство платформ, трубопроводов и др.	Региональный	Долговременный			
Эксплуатация трубопроводов в безаварийном режиме	Локальный	Временный			
Танкерные перевозки в безаварийном режиме	Региональный	Долговременный			
	Субрегиональный	Временный			

а при снижении на два порядка вероятности воздействия q_k с 10^{-1} до 10^{-3} (см. рис. 3б, 2014 г.) риск снижается практически до нуля. Аналогичные выводы можно получить при анализе расчетов для акваторий 2 (см. рис. 4б) и 3 (см. рис. 5б). Внутригодовые вариации значений риска для акваторий 2 и 3 более близки друг к другу, чем для аквато-

рии 1, где разброс значений выше. Это отразилось в последующих расчетах зависимости допустимой вероятности воздействий $Q(y_k)$ от риска с учетом соотношений (5) при вариации воздействия стрессоров (рис. 6–8). Для анализа полученных результатов выделим область, соответствующую менее 30% и более 75% вероятности допустимых

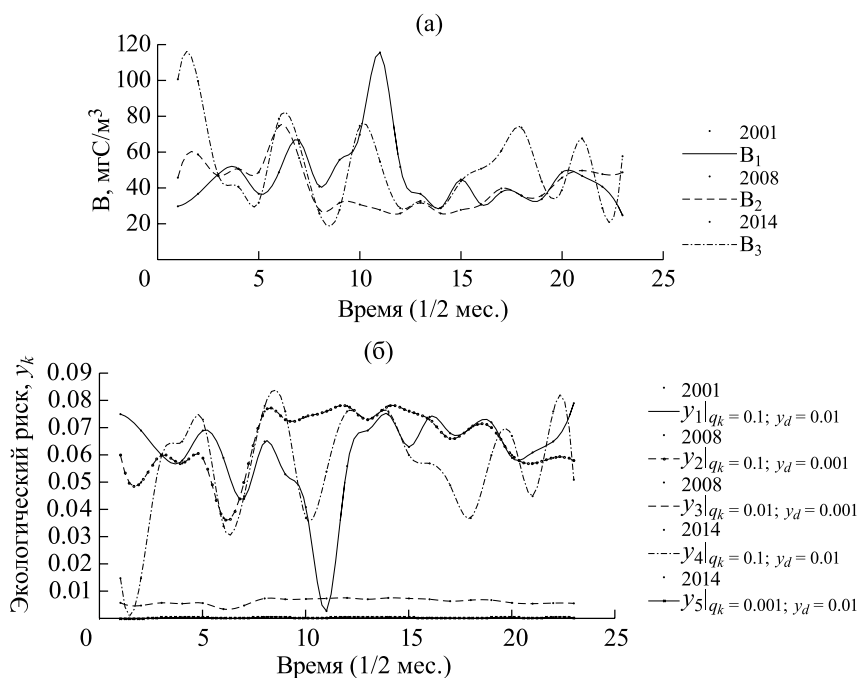


Рис. 3. Годовой ход биомассы фитопланктона по данным наблюдений [7] в акватории 1 (а) и модельный расчет внутригодовых вариаций экологического риска (б).

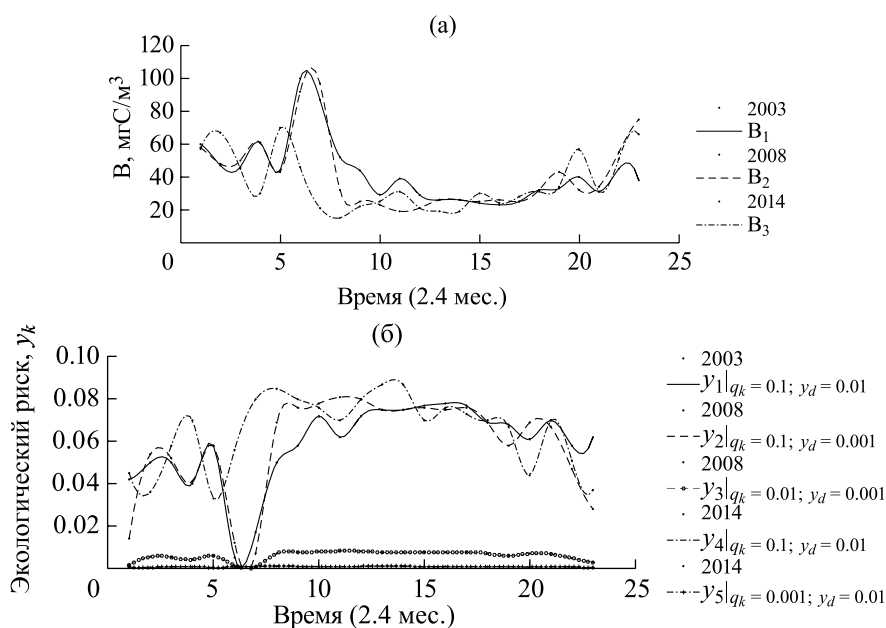


Рис. 4. Годовой ход биомассы фитопланктона по данным наблюдений [7] в акватории 2 (а) и модельный расчет внутригодовых вариаций экологического риска (б).

воздействий. Первая соответствует области повышенного риска и требует мероприятий по поддержанию экологической безопасности. Вторая соответствует области, близкой к безопасной. Другими словами, расчеты выявили сочетания параметров воздействия со стороны стрессоров с внутригодовыми естественными вариациями биомассы фитопланктона, определяющие область допустимых воздействий менее 30% как область опасности и более 75% как безопасную.

Этот нетривиальный вывод касается ошибок 1-го и 2-го рода, когда безопасная ситуация может представляться опасной (ошибка 1-го рода) или когда опасная ситуация скрыта внешним

благополучием (ошибка 2-го рода). В результате модельных расчетов были получены области возможных ошибок 2-го рода (см. рис. 6–8), которые более опасны, чем ошибки 1-го рода, которые ведут к перерасходу средств на поддержание экологической безопасности. Области, выделенные как возможные ошибки 2-го рода, выявляют сочетания параметров воздействия, которые дают небольшие значения экологического риска. Тем не менее допустимая вероятность воздействия рассчитана не высокая. Этот вывод может быть полезен в практической области принятия решений для обеспечения экологической безопасности шельфа.

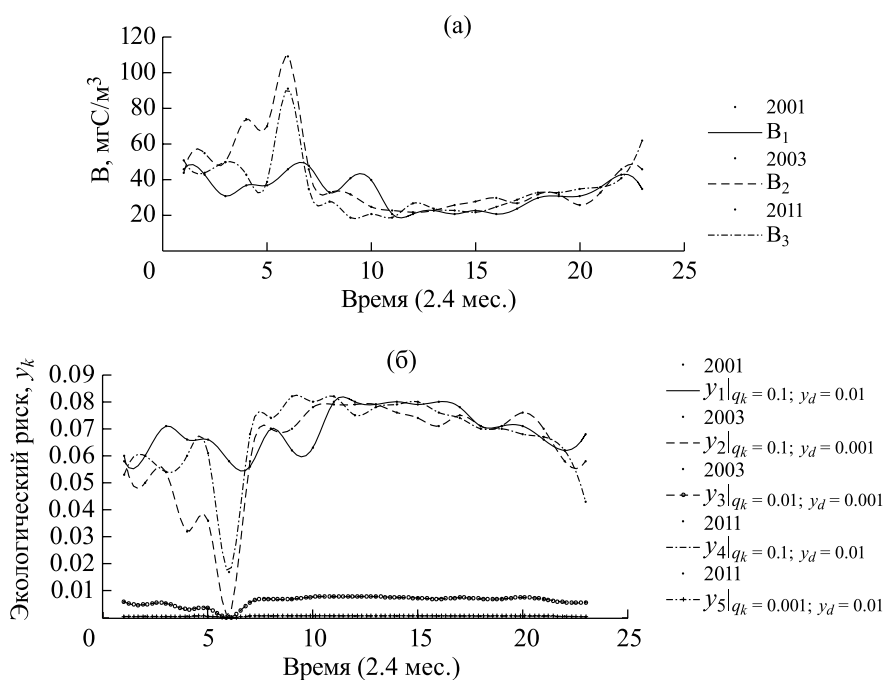


Рис. 5. Годовой ход биомассы фитопланктона по данным наблюдений [7] в акватории 3 (а) и модельный расчет внутригодовых вариаций экологического риска (б).

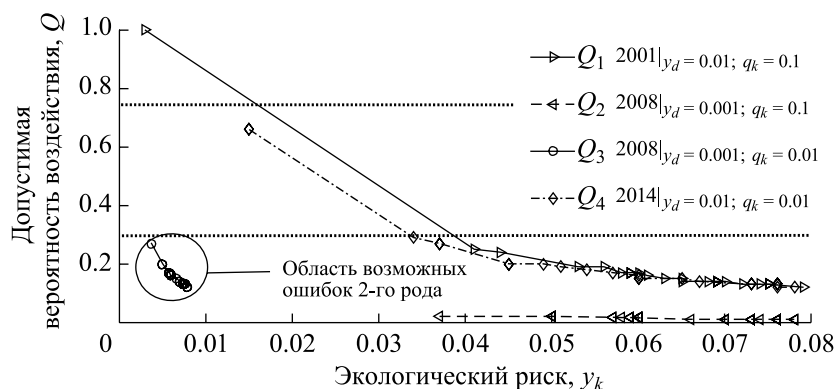


Рис. 6. Модельный расчет зависимости допустимой вероятности воздействия со стороны стрессоров от экологического риска для акватории 1.

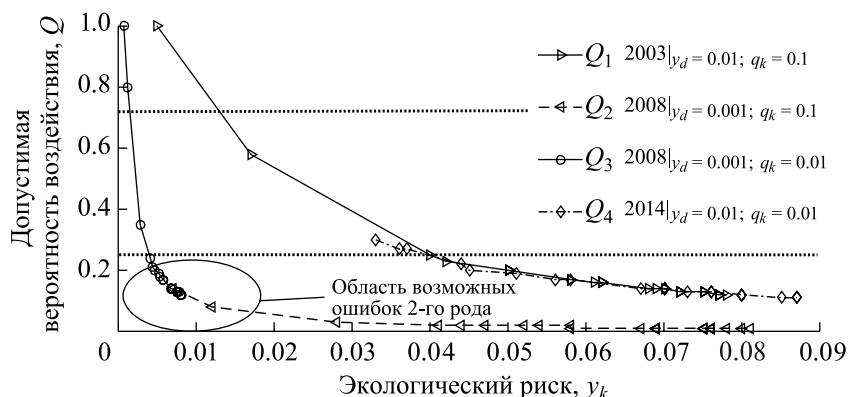


Рис. 7. Модельный расчет зависимости допустимой вероятности воздействия со стороны стрессоров от экологического риска для акватории 2.

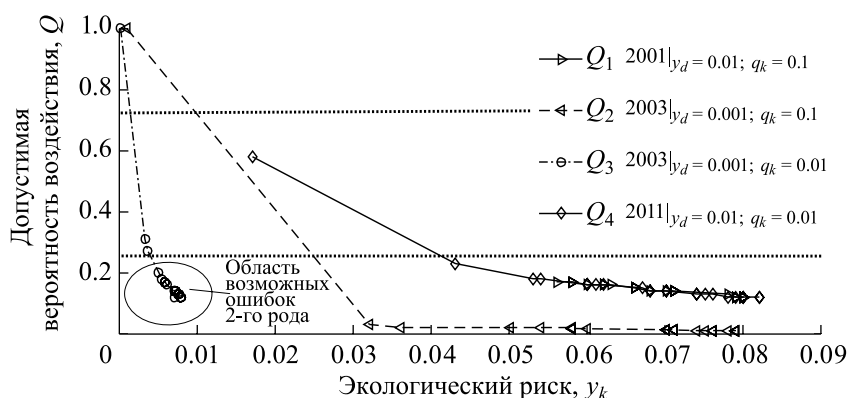


Рис. 8. Модельный расчет зависимости допустимой вероятности воздействия со стороны стрессоров от экологического риска для акватории 3.

ВЫВОДЫ

Полученные модельные оценки экологического риска при одинаковых значениях воздействия стрессоров (см. рис. 3–5) показывают существенную зависимость риска от внутригодового состояния компонент экосистемы, что было выявлено на примере агрегированной компоненты фитопланктона. Обобщенные на случай J популяций соотношения (3)–(5) модели позволяют определять допустимые значения вероятности воздействия стрессоров по отношению к j -ой популяции экосистемы. Если существование всех J популяций нам одинаково дорого, тогда к функционированию технических систем, воздействующих на экосистему, необходимо предъявлять требование допустимой годовой вероятности воздействия $Q(t)$, удовлетворяющей условию $Q(t) = \min_j Q(t)_j$ [24]. Другими словами, требование к допустимой вероятности воздействия на всю экосистему в целом будет определяться по той популяции, которая подвергается наибольшему риску среди других при действии стрессоров. При

таком подходе значение величины критического состояния экосистемы не является постоянным, а нелинейно зависит от внешних естественных условий, антропогенных воздействий и самого состояния экосистемы в текущий и предшествующий моменты времени.

Оценка риска по предлагаемой методике позволяет дать ответ на вопрос о принципиальной допустимости воздействий определенных масштабов со стороны стрессоров в различных акваториях шельфа Черного моря. Модельные расчеты зависимости допустимой вероятности воздействия со стороны стрессоров от экологического риска (см. рис. 6–8) выявили области безопасности и области повышенной опасности при различных сочетаниях степени воздействия. При этом особо важным результатом является выявление областей возможных ошибок 2-го рода (см. рис. 6–8), когда опасная ситуация скрыта внешним благополучием (низкие значения экологического риска).

Грубость оценок риска зависит от объема привлеченной информации об исследуемой экоси-

стеме. Уточнение оценок риска их достоверность определяется объемом информации, разнообразием, скоростью передачи, обновления и усвоения различных по природе данных, применением всех известных методов моделирования. При минимуме такой информации оценки риска становятся тривиальными либо могут возникать ошибки первого и второго рода. Понижение неопределенности ситуации ведет к уточнению значения допустимой вероятности воздействий. Другими словами, в перспективе задача оценки рисков выходит на уровень привлечения парадигмы Big Data [3], а использование предложенных методик позволит удовлетворить вынужденным условиям снижения затрат на природоохранные мероприятия при сохранении приоритетности экологических требований.

Источники финансирования. Исследования выполнены в рамках государственного задания Института океанологии РАН по теме № 0128-2021-0004 и Института биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН по теме № 121041400077-1.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников ИО РАН: академика РАН М.В. Флинта за проведенные экспедиционные работы на шельфе Черного моря и доктора биологических наук В.А. Силкина за обсуждение вопросов моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев В.И., Кондуфорова Н.В. Математическое моделирование экологических систем шельфа. Киев: Наукова Думка, 1990. 240 с.
2. Вялышев А.И., Лисовский И.В., Большагин А.Ю. Возможные последствия чрезвычайных ситуаций, обусловленных разливами нефти и нефтепродуктов на морских акваториях // Технологии гражданской безопасности. 2012. Т. 9. № 1 (31). С. 62–69.
3. Гвишиани А.Д., Лобковский Л.И., Соловьева Н.В. Перспективы синтеза моделей экологического риска и технологий больших данных для морских экосистем // Физика Земли. 2022. № 4. С. 101–112. <https://doi.org/10.31857/S0002333722040044>
4. Данилов-Данильян В.И., Розенталь О.М. Методология достоверной оценки качества воды. IV. Вероятность удовлетворительного нормирования и контроля (статистический анализ, непараметрический подход) // Экология и промышленность России. 2023. Т. 27. № 1. С. 40–45. <https://doi.org/10.18412/1816-0395-2023-1-40-45>
5. Данилов-Данильян В.И., Розенталь О.М. Стандарты и качество экологического регулирования // Стандарты и качество. 2012. № 4. С. 46–50.
6. Демидов А.Б. Сезонная изменчивость и оценка годовых величин первичной продукции фитопланктона в Черном море // Океанология. 2008. Т. 48. № 5. С. 718–733.
7. Ковалёва И.В., Суслин В.В. Сезонная динамика биомассы фитопланктона в различные годы в шельфовой зоне северной и северо-западной части Черного моря в трех районах // Материалы 20-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Электронный сборник материалов конференции. Институт космических исследований Российской академии наук. Москва, 2022. С. 174. <https://doi.org/10.21046/20DZZconf-2022a>
8. Миронов О.А., Миронов О.Г. Современные данные по загрязнению прибрежной акватории Азово-Черноморского региона России нефтяными углеводородами // Юг России: экология, развитие. 2020. Т. 15. № 3. С. 77–85. <https://doi.org/10.18470/1992-1098-2020-3-77-85>
9. Патин С.А. Нефть и экология континентального шельфа: в 2-х т. 2-е изд. Т. 1: Морской нефтегазовый комплекс: состояние, перспективы, факторы воздействия. М.: Изд-во ВНИРО, 2017. 326 с.
10. Селифонова Ж.П., Ясакова О.Н. Фитопланктон акваторий портовых городов северо-восточного шельфа Черного моря // Морской экологический журнал. 2012. Т. 11. № 4. С. 67–77. <https://www.researchgate.net/publication/320866124>
11. Соловьева Н.В. Метод модельных оценок экологического риска для экосистем Арктического шельфа различной продуктивности // Океанология. 2021. Т. 61. № 2. С. 1–13. <https://doi.org/10.31857/S0030157421020179>
12. Соловьева Н.В. Оценки экологического риска для шельфовых экосистем на основе моделирования // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2020. № 3. С. 107–121. <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2020-3-107-121>
13. Стельмах Л.В. Закономерности сезонной изменчивости отношения между органическим углеродом и хлорофиллом *a* в нано- и микрофитопланктоне поверхностного слоя прибрежных вод Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Сб. науч. Трудов. Севастополь. 2014. Вып. 28. С. 247–256.
14. Ярмак Л.П., Суслов О.Н., Сущенко О.А., Яценко М.М. Оценка антропогенной напряженности экосистемы Черного моря на основе интегрального показателя экологической напряженности // Водное хозяйство России. 2008. № 5. С. 72–83.
15. Финенко З.З., Ковалева И.В., Суслин В.В. Новый подход к оценке биомассы фитопланктона и ее вариабельности в поверхностном слое Черного моря по спутниковым данным // Успехи современной биологии. 2018. Т. 138. № 2. С. 1–13. <https://doi.org/10.7868/S0042132418030079>

16. Финенко З.З., Мансурова И.М., Суслин В.В. Временная динамика биомассы фитопланктона в поверхностном слое Черного моря по данным спутниковых наблюдений // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 3. С. 416–427.
17. Флейшман Б.С. Основы системологии. М.: Радио и связь, 1982. 368 с.
18. Флинт М.В., Пояров С.Г. Комплексные исследования экосистемы Черного моря (100-й рейс научно-исследовательского судна «Профессор Штокман») // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 2. С. 312–315.
19. Astles K.L. Food for Thought: Linking risk factors to risk treatment in ecological risk assessment of marine biodiversity. // *J. of Marine Science*. 2014. 72. № 3. P. 1116–1132. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsu207>
20. Austen M.C., Crowe T.P., Elliott M. et al. Vectors of change in the marine environment: ecosystem and economic impacts and management implications // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2018. V. 201. P. 1–6. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.01.009>
21. Chen S.Q., Chen B., Fath B.D. Ecological risk assessment on the system scale: a review of state-of-the-art models future perspectives // *Ecological Modelling*. 2013. V. 250. P. 25–33. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2012.10.015>
22. Elliott M., Borja A., Cormier R. Activity-footprints, pressures-footprints and effects-footprints — Walking the pathway to determining and managing human impacts in the sea // *Marine Pollution Bulletin*. 2020. V. 155. 111201. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2020.111201>
23. Fath B.D., Asmus H., Asmus R. et al. Ecological network analysis metrics: The need for an entire ecosystem approach in management and policy // *Ocean & Coastal Management*. 2019. V. 174. P. 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.03.007>
24. Fleishman B.S. Stochastic theory of ecological interactions // *Ecological Modelling*. 1982. V. 17. № 2. P. 65–73. [https://doi.org/10.1016/0304-3800\(82\)90043-6](https://doi.org/10.1016/0304-3800(82)90043-6)
25. Fleishman B.S. Contribution to the theory of adaptation with application to ecology // *Ecological Modelling*. 1984. V. 26. № 1-2. P. 21–31. [https://doi.org/10.1016/0304-3800\(84\)90090-5](https://doi.org/10.1016/0304-3800(84)90090-5)
26. Fleishman B.S. Hyperbolic law of reliability and its logarithmic effects in ecology // *Ecological Modelling*. 1991. V. 55. № 1-2. P. 75–88. [https://doi.org/10.1016/0304-3800\(91\)90066-A](https://doi.org/10.1016/0304-3800(91)90066-A)
27. Kopelevich O.V., Burenkov V., Sheberstov S. et al. Satellite monitoring of coccolithophore blooms in the Black Sea from ocean color data // *Remote Sensing of Environment*. 2014. V. 146. P. 113–123. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.09.009>
28. Mikaelyan A.S., Pautova L.A., Fedorov A.V. Seasonal evolution of deep phytoplankton assemblages in the Black Sea // *Journal of Sea Research*. 2021. V. 178. P. 102125. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2021.102125>
29. Mikaelyan A.S., Kubryakov A.A., Silkin V.A. et al. Regional climate and patterns of phytoplankton annual succession in the open waters of the Black Sea // *Deep Sea Res. I*. 2018. V. 142. P. 44–57. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2018.08.001>
30. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Ocean Color Data; 2018. Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. <https://doi.org/10.5067/AQUA/MODIS/L2/OC/2018>. Accessed on 05/22/2019.
31. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Terra Ocean Color Data; 2018. Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. <https://doi.org/10.5067/TERRA/MODIS/L2/OC/2018>. Accessed on 05/22/2019.
32. Oguz T., Deshpande A.G., Malanotte-Rizzoli P. The role of mesoscale processes controlling biological variability in the Black Sea coastal waters: inferences from SeaWiFS-derived surface chlorophyll field // *Continental Shelf Research*. 2002. V. 22. № 1. P. 1477–1492. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00018-3](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00018-3)
33. Silkin V., Mikaelyan A.S., Pautova L., Fedorov A. Annual Dynamics of Phytoplankton in the Black Sea in Relation to Wind Exposure // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2021. V. 9. № 12. 1435. <https://doi.org/10.3390/jmse9121435>
34. Silkin V.A., Pautova L.A., Giordano M. et al. Drivers of phytoplankton blooms in the northeastern Black Sea // *Marine Pollution Bulletin*. V. 138. P. 274–284. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2018.11.042>
35. Solovjova N.V. Risk assessment simulation for shelf ecosystems based on the ecoscreening and dynamic methods synthesis // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2020. V. 243. 106881. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106881>
36. Solovjova N.V. Ecological risk modelling in developing resources of ecosystems characterized by varying vulnerability levels // *Ecological Modelling*. 2019. № 406. P. 60–72. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2019.05.015>
37. Suslin V.V., Churilova T.Ya. Regional algorithm for separating light absorption by chlorophyll-a and colored detrital matter in the Black Sea, using 480–560 nm bands from ocean color scanners // *Intern. J. Rem. Sens*. 2016. V. 37. № 18. P. 4380–4400. <https://doi.org/10.1080/01431161.2016.1211350>
38. Yunev O., Carstensen J., Stelmakh L. et al. Temporal changes of phytoplankton biomass in the western Black Sea shelf waters: evaluation by satellite data (1998–2018) // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2022. V. 271. P. 107865. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2022.107865>

SIMULATION BASED ECOLOGICAL RISK ASSESSMENT OF THE BLACK SEA ECOSYSTEM

N.V. Solovjova^{a,*}, I. V. Kovalyova^b

^a *Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997, Russia*

^b *A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, Sevastopol, Russia*

^{*}*e-mail: soloceanic@yandex.ru*

The article presents results of the conducted simulation research in ecological risk for three shelf areas of the Black Sea exposed to different combinations of the external stressors. Simulated risk calculations were performed for the aggregated phytoplankton taking into account the intra-annual variations in biomass values obtained from the observation data. The results revealed significant dependence of the ecological risk on the intra-annual state of phytoplankton, and also made it possible to calculate dependence of the acceptable probability of impacts on the ecological risk. The latter identified areas of probable errors of the second kind, which is of practical importance for ensuring ecological safety in the shelf resources development.

Keywords: ecological risk, simulation, probability of acceptable impact, Black Sea, phytoplankton

УДК 551

МИНЕРАЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОЛИНЫ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА ВИМА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)

©2024 г. И. О. Мурдмаа, О. М. Дара, М. А. Лыкова, Д. Г. Борисов, Е. В. Иванова*

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия***e-mail: e_v_ivanova@ocean.ru*

Поступила в редакцию 02.11.2022 г.

После доработки 28.11.2022 г.

Принята к публикации 16.02.2023 г.

Методом полуколичественного рентгенографического фазового анализа валовых порошковых препаратов изучен состав осадкообразующих минералов двух колонок из восточной (АНС45–37) и западной (АНС45–48) частей долины трансформного разлома Вима. Для сравнения сделан анализ минерального состава проб донных осадков конуса выноса Амазонки. Оказалось, что средний состав терригенного материала колонок из разлома Вима (по преобладающему кварцу, второстепенным: слюде, плагиоклазу, калиевому полевому шпату, смектиту, хлориту, каолиниту и иллиту) близок между собой и соответствует составу осадков конуса Амазонки. Соотношение четырех глинистых минералов указывает на то, что терригенный материал попадал в воды Амазонки и Ориноко за счет эрозии пород Анд и тропического гумидного выветривания в нижнем течении рек, а затем транспортировался в океан. Этот материал перенесен в долину разлома Вима в результате совместного действия гравитационных потоков с континентального склона Южной Америки и течения Антарктической донной воды. Попутно получены данные о биогенных кальците (раковины планктонных фораминифер, наннофоссилии) и опале А (радиолярии, спикулы губок). В районе исследования обнаружен ряд аутигенных минералов. Впервые в донных осадках из долины разлома Вима диагностирован сидерит, а в конусе выноса реки Амазонки — грейгит.

Ключевые слова: глинистые минералы, терригенные биогенные и аутигенные минералы, Антарктическая донная вода, гравитационные потоки, микрофоссилии, Амазонка, Ориноко, Анды, тропическое выветривание

DOI: 10.31857/S0030157424010048, EDN: EPGLNA

ВВЕДЕНИЕ

Широко распространено мнение, что терригенная взвесь и твердый сток Амазонки и, в меньшей степени, Ориноко оказывают существенное влияние на состав и скорости накопления глубоководных осадков северной тропической зоны Атлантики, являясь одним из важнейших источников осадочного материала [6, 28, 38]. Это подтверждается результатами многочисленных исследований минерального состава донных осадков, большая часть которых посвящена анализу состава глинистых минералов. Детальное изучение состава глинистых минералов в пределах водосборного бассейна Амазонки показало, что относительное содержание минералов группы смектита увеличивается вниз по течению до 50% [31]. Установлено высокое содержание каолинита в притоках Амазонки, но оно значительно

снижается в основном русле [31]. Относительно высокое суммарное содержание иллита и хлорита в основных притоках реки маркирует материал из Анд, откуда поступает около 90% всего взвешенного осадочного вещества Амазонки [21, 22, 28, 30, 37, 46]. Изучение тяжелых минералов в устье Амазонки и на прилегающей части шельфа позволило выделить характерную для данной реки ассоциацию минералов: пироксены (авгит), андалузит, гиперстен, роговую обманку, эпидот, циркон и гранат [10, 47]. Состав глинистых минералов в отложениях конуса выноса Амазонки детально изучен по материалам 16 скважин Проекта глубоководного бурения ODP [14, 24]. Содержание каолинита составляет 14–25%, смектитов — 30–48%, иллита — 19–36%, хлорита — 8–13% [14].

Характерной особенностью осадочного материала из Ориноко является наличие пиррофиллита

[13, 16]. В остальном минералогия взвеси из Ориноко и Амазонки сходна [16].

Материал из Амазонки распространяется далеко за пределы конуса выноса, в том числе достигает зоны разлома Вима [33] и даже (вместе с осадочным материалом из Ориноко) Карибского бассейна [13]. Предполагается, что долина разлома Вима заполняется быстро накапливающейся толщей преимущественно терригенных отложений — в основном тонкозернистыми выносами Амазонки [48, 51], но прямых минералогических доказательств этого почти нет. Опубликованы только результаты анализа минерального состава для отложений, вскрытых скв. 26 DSDP на глубине более 96 м ниже поверхности дна [9, 43]. Они показывают, что содержание кварца варьирует в пределах 34.9–37.1%, слюды — 34.6–39.4%, плагиоклаза — 4.8–6.3%, каолинита — 9.6–13.3%, хлорита — 5.5–6.4% [43]. Наличие гематитного и розового кварца, берилла и корунда в осадках скв. 26 указывает на Амазонский источник [9].

Механизмы транспортировки взвешенного (преимущественно глинистого) материала от источника на континенте в глубоководные районы Мирового океана описаны в работах [11, 20, 29, 41, 53]. Отдельное внимание в этих статьях уделяется роли придонных течений в переносе взвешенных глинистых частиц.

В данной статье рассматривается проблема поступления взвешенного осадочного материала твердого стока Амазонки в долину трансформного разлома Вима, которая считается главным путем переноса тяжелых холодных Антарктических донных вод (ААДВ) из западной Атлантики в восточную [17, 32, 36, 40] (рис. 1).

Цель данной статьи — на примере минерального состава терригенной составляющей четвертичных осадков, вскрытых двумя колонками (АНС45-48 и АНС45-37) в западной и восточной частях долины разлома Вима соответственно, показать, что верхняя часть ее осадочного заполнения представлена выносами Амазонки, поступающими сюда в результате взаимодействия гравитационных потоков (с континентального склона) и течения ААДВ. Наши данные позволяют проследить, насколько изменяется минеральный состав осадков на пути из западной части долины Вима в восточную в течение последней, скорее всего, позднечетвертичной стадии геологической истории. Попутно изучались найденные в тех же колонках биогенные и аутигенные минералы.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Рельеф дна. Долина разлома Вима простирается в субширотном направлении более чем на 500 км (см. рис. 1а). Она имеет хорошо выра-

женную U-образную форму и ограничена крутыми стенками, падающими под углом 15–30° [32, 48, 50]. Ширина долины варьирует от 10 до 20 км [32], глубина осевой части, выровненной за счет накопления осадков, превышает 5 км [34, 48, 50]. С юга долина ограничивается длинным узким поперечным хребтом (например, [12]), который простирается в субширотном направлении на 320 км и возвышается более чем на 3 км над дном долины, представляя собой поднятый блок океанической коры [12, 42]. Одной из особенностей долины является медианный хребет [35, 50]. В западной части долины (~46° з.д.) находится эрозионный канал (см. рис. 1в), который прослеживается на восток до 45°30' з.д. Мощность осадков в пределах долины превышает 1.5 км [17, 34].

Океанографическая характеристика. Водная толща в пределах трансформной долины четко стратифицирована. Поверхностные и подповерхностные воды Северо-Бразильского течения и Северного экваториального противотечения, транспортирующие на север (северо-запад) выносимый Амазонкой взвешенный осадочный материал, прослеживаются до глубин 300–400 м (см. рис. 1а). Интервалы глубин от 500 до ~1100 м и 1200–4100 м занимают Антарктическая промежуточная вода (ААПВ) и Северо-Атлантическая глубинная вода (САГВ) соответственно [3, 40]. Антарктическая донная вода (ААДВ) на глубинах более 4100 м отличается минимумом температуры и солености [3, 4, 17]. Большая часть этой воды движется на восток на глубине более 4650 м (ниже седловины в восточной части разлома) (см. рис. 1а). Расход потока ААДВ через разлом оценивается в 0.5–2.1 Св [25, 36, 44, 51]. Измеренные скорости придонных течений в разломе достигают 20–33 см/с [2, 23, 36, 40].

Донные осадки. Район исследования относится к экваториальной гумидной зоне литогенеза, которая характеризуется поступлением в океан больших масс приносимого реками терригенного материала, высокой биопродуктивностью и низкими темпами абразии берегов. Во взвешенном, приносимом из кор выветривания материале преобладает глинистая фракция [6]. Минеральный состав темно-серых сiltово-глинистых илов и мелкозернистых песков, залегающих под типичной для Вимы «известковой шапкой» фораминиферо-кокколитовых илов, указывает на континентальный склон Бразилии и Амазонку в качестве источников этих терригенных отложений [50]. Слоистые фораминиферовые и ультрабазитовые пески, изученные Хизеном с соавторами в колонках из восточной части долины, интерпретируются авторами и последующими исследователями как турбидиты, вероятно, из локального источника, т.е. с фланга Срединно-Атлантического хребта (САХ) [32, 49, 50].

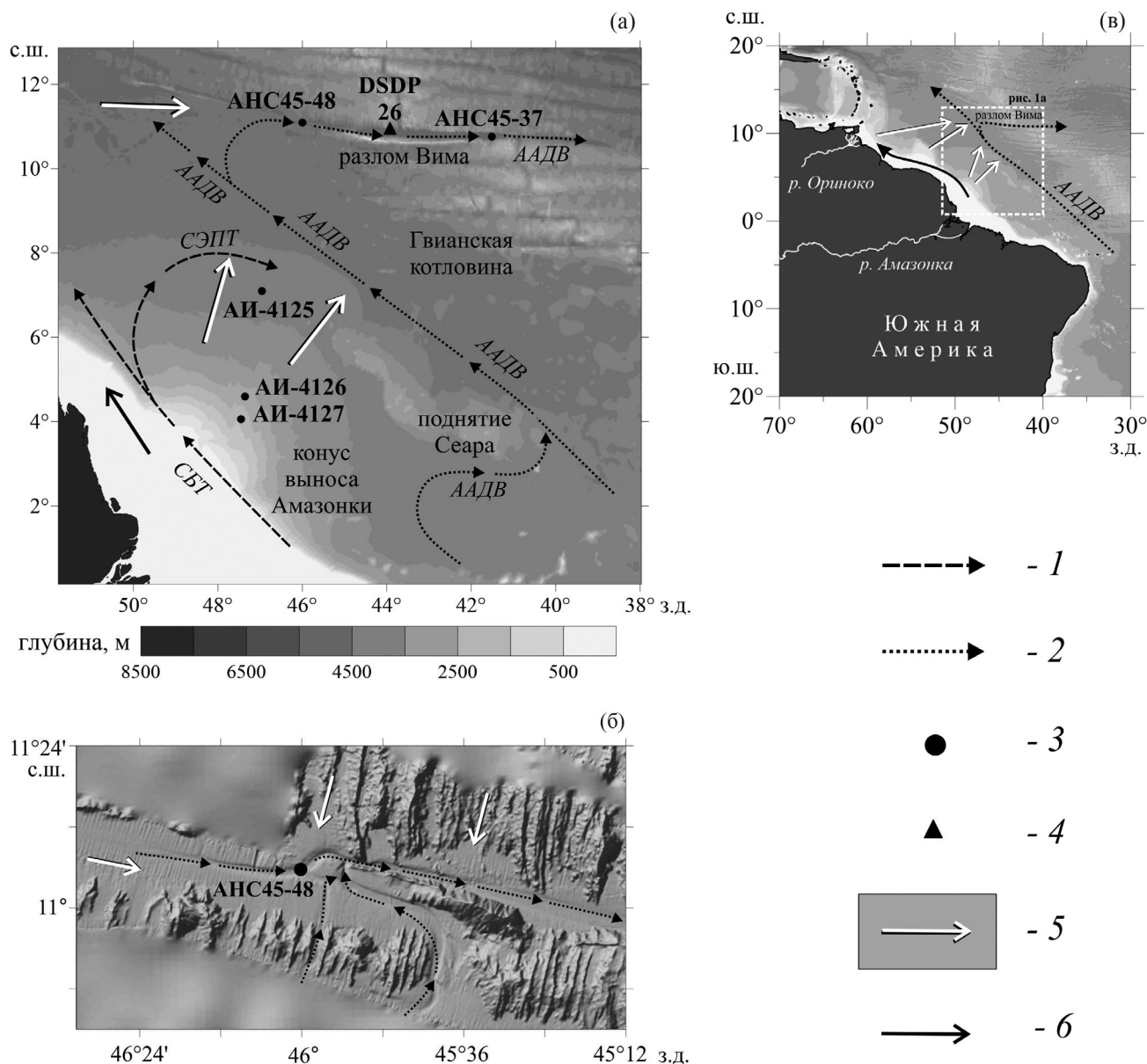


Рис. 1. (а) Батиметрическая схема района исследования [27] с указанием расположения станций пробоотбора, направлений основных поверхностных течений и течения ААДВ, предполагаемых направлений гравитационных потоков и переноса взвеси из Амазонки поверхностными течениями. СБТ – Северо-Бразильское течение; СЭПТ – Северное экваториальное противотечение; ААДВ – Антарктическая донная вода. (б) Расположение района исследований с указанием положения основных русел рек Амазонка и Ориноко, предполагаемых направлений течения ААДВ, гравитационных потоков и направления переноса взвеси из Амазонки поверхностными течениями. (в) Батиметрическая схема западной части трансформной долины Вима [45] с указанием положения станции отбора донных осадков, предполагаемых направлений потоков ААДВ, направлений гравитационных потоков. 1 – направления поверхностных течений; 2 – направление потока ААДВ; 3 – станция отбора донных осадков; 4 – скважина глубоководного бурения; 5 – направление движения гравитационных потоков осадочного материала; 6 – направление переноса взвеси из Амазонки под действием поверхностных течений.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Колонки АНС45-37 и АНС45-48 получены гравитационной трубкой в 45-ом рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в восточной (№ 37) и западной (№ 48) частях долины разлома Вима, с глубин более 5 км (табл. 1, [4]). Колонка

АНС45-37 отобрана на относительно ровном участке дна, а колонка АНС45-48 – в субширотном эрозионном канале (см. рис. 1). Колонки АИ-4126 и АИ-4127 получены в нижней части конуса Амазонки, а дночерпательная проба АИ-4125 – на абиссальной равнине у подножия конуса, за пределами 200-мильной зоны Бразилии, в 60-ом

рейсе НИС «Академик Иоффе» [5]. Для колонок АИ-4126 и АИ-4127 были исследованы четыре пробы из кернорвателя. Характеристика вскрытых колонками донных осадков составлена на основании результатов макроскопического описания на борту судна и последующего изучения осадков в смер-слайдах под поляризационным микроскопом. Для описания гранулометрического состава использована международная гранулометрическая классификация [26], по которой сilt (silt) — это размерная фракция частиц 2–63 мкм, а глина (clay) — <2 мкм. Соответственно сiltово-глинистый осадок содержит 50–75% глины и 25–50% сilta.

Просмотр и фотодокументация образцов осадков проводились с использованием бинокля STeMI 508 Zeiss. Планктонные фораминиферы просмотрены под биноклем в песчаной фракции осадка с интервалом 10 см.

Минеральный состав валовых проб, выделенной глинистой фракции и отобранных под биноклем отдельных зерен выполнен на рентгеновском дифрактометре D8 ADVANCE (Bruker AXS), Cu-K α , с Ni 0.02-фильтром, напряжением 40 кВ, током 40 мА, с линейным детектором LYNXEYE. Сканирование проведено в дискретном режиме с шагом 0.02° θ , экспозицией 4 секунд/шаг в интервале 2.5–70° 2θ , с вращением. Для первичной обработки, расчета, расшифровки спектров использована программа diffract.EVA.-V5.0.0.22. Идентификация фаз и полуколичественный анализ проведены с использованием дифрактометрических характеристик минералов из базы данных PDF-2 ICDD (International Centre for Diffraction Data). Для диагностики минералов также были использованы стандартные методики, изложенные в специальной литературе [7, 8, 39].

Во избежание потерь минерального вещества при обработке осадков кислотами с последующей многократной промывкой, так же как и при отборе глинистой фракции, нами был выбран следующий подход. На первом этапе методом рентгенографического фазового анализа были изучены разориентированные валовые образцы с целью определения

минерального состава и полуколичественного соотношения минералов в пробе. Далее, из просмотренного ранее под биноклем валового материала были извлечены и сняты на дифрактометре отдельные зерна, линзы и стяжения для уточнения минерального состава. Диагностика глин выполнялась на разориентированных валовых образцах и ориентированных препаратах глинистой фракции. Полуколичественные данные по валовому составу были пересчитаны на бескальцитовое вещество (с допущением, что известковая составляющая имеет биогенное происхождение), а минералы глин приведены к условным 100%.

Идентификация глинистых минералов проводилась в соответствии с широко распространенными в практике изучения глин методиками [7, 8, 39]. Были приготовлены ориентированные воздушно-сухие препараты из суспензии глинистой фракции, отделенной от образца в дистиллированной воде.

После съемки воздушно-сухих ориентированных препаратов проведены повторные съемки образцов, насыщенных этиленгликолем (для диагностики минералов группы смектита, а также смешанно-слоистых образований с разбухающими слоями). При необходимости образцы были прогреты при 550°С (для диагностики каолинита и хлорита). Анализ глинистых минералов по данной методике выполнен для шести литологически контрастных образцов из долины Вима, а также образцов из конуса Амазонки.

После съемки воздушно-сухих ориентированных препаратов проведены повторные съемки образцов, насыщенных этиленгликолем (для диагностики минералов группы смектита, а также смешанно-слоистых образований с разбухающими слоями). При необходимости образцы были прогреты при 550°С (для диагностики каолинита и хлорита). Анализ глинистых минералов по данной методике выполнен для шести литологически контрастных образцов из долины Вима, а также образцов из конуса Амазонки.

Таблица 1. Координаты и глубины станций отбора колонок

Номер станции	Широта, ю.ш.	Долгота, з.д.	Глубина, м	Длина, см
АНС45-37 тбд	10°44.8'	41°35.0'	5217	379
АНС45-48 тбд	11°00.5'	45°59.8'	5100	423
АИ-4125 дч	07°04.83'	46°57.25'	4227	10
АИ-4126 тбд	04°35.35'	47°21.368'	2772	СС
АИ-4127 тбд	04°03.682'	47°26.505'	2215	СС

Примечания для всех таблиц: тбд — трубка большого диаметра, дч — дночерпатель, СС — кернорватель трубки.

На разрезанных вдоль секциях колонок проводились измерения объемной магнитной восприимчивости — k (меры намагничивания вещества под действием внешнего магнитного поля) с помощью системы Bartington MS3 с поверхностным сканирующим датчиком Bartington MS2E в составе автоматизированной системы комплексного исследования кернов Geotek MSCL-XYZ core workstation. Шаг измерений составил 0.5 см, время единичного измерения — 1 с, фоновое измерение проводилось после каждого измерения образца. Исследование проводилось через пленку Chemplex Prolene 416 толщиной 4 мкм.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Литологическая характеристика. В колонке АНС45-37 выделены три интервала. Верхний слой (0–36 см) представлен окисленным желтовато-коричневым слабоизвестковистым глинисто-тонкосилтовым умеренно биотурбированным илом. Ниже по разрезу (36–45 см) выделяется переходный слой, сложенный темно-желтовато-коричневым плотным глинисто-тонкосилтовым илом с железисто-марганцовистыми корками и прослоями. В интервале 45–379 см колонка вскрыла восстановленный оливково-серый глинисто-тонкосилтовый ил с многочисленными примазками (реже пятнами) гидротроилита. Вниз по разрезу содержание терригенных зерен незначительно увеличивается (слюда, кварц), а содержание остатков кремневых и карбонатных организмов остается примерно на постоянном уровне.

Колонка АНС45-48 представлена в верхней части известковистыми (до известковых) илами и фораминиферовым песком. Три интервала обогащены терригенными зернами песка и силта: 36–48 см, 72–81 см, 338–341 см. Окислительно-восстановительная граница на 94 см очень резкая. Ниже этой границы в восстановленных осадках встречается большое количество наземной органики и выделений гидротроилита. В интервалах 341–354 и 354–361 см выявлено значительное обогащение биогенным карбонатным материалом: в первом интервале — птероподовый ил, во втором — полосчатый фораминиферовый ил (полосы с более крупными и более мелкими раковинами).

Осадки в дночерпательной пробе со станции АИ-4125 представлены практически бескарбонатным глинистым и слабоизвестковистым глинистым илом со следами биотурбации. Изученные осадки из нижних частей колонок АИ-4126 и АИ-4127 представлены темно-зеленовато-серым плотным глинистым илом с большим количеством пятен гидротроилита. В центре пятен плотные темные стяжения миллиметрового и субмиллиметрового размера.

Результаты валового анализа минерального состава донных отложений приведены в табл. 2.

Терригенные минералы. Данные, полученные в результате пересчета результатов валового анализа на бескальцитовое вещество (табл. 3), показали, что в терригенном материале резко преобладают кварц (в колонке АНС45-37: 19–38%, в среднем 25%, в колонке АНС45-48: 15–68%, в среднем 27%) и сумма четырех глинистых минералов: смектит, иллит, хлорит и каолинит. В сумме они составляют 46–63%, среднее содержание 57% в колонке АНС 45-37, сумма глинистых 14–70%, среднее 53% в колонке АНС 45-48 (табл. 3, рисунки 2–5). Несмотря на существенно более широкий диапазон величин главных компонентов в колонке АНС45-48, их средние значения достаточно близки для признания их в целом однотипными. Постоянно присутствуют в обеих колонках в подчиненном количестве плагиоклазы и калиевые полевые шпаты (КПШ).

Суммарные данные по диагностированным в осадках слюдам мусковитового и биотит-флогопитового типов близки — 0–13% (среднее 8%) в АНС45-37 и 0–15% (среднее 6%) в АНС45-48. Спорадически в обеих колонках встречен амфибол. В двух пробах колонки АНС45-37 обнаружен пироксен. В колонке АНС45-48 присутствуют сидерит, апатит, сера (S_8) и гипс, а в колонке АНС45-37 — гипс, гетит, лепидокрокит, акагенит. В ряде образцов из колонки АНС45-48 на пороге обнаружения диагностирован тальк. На рис. 6 представлены дифрактограммы образцов донных осадков девяти горизонтов колонки АНС45-48, отражающие изменчивость минерального комплекса изучаемой толщи по глубине залегания.

В изученных 5 образцах осадков района конуса выноса Амазонки встречены те же основные компоненты — кварц и сумма глинистых минералов. Их средние процентные содержания (см. табл. 2) равны 29–33% для кварца и 49–63% для суммы четырех глинистых минералов соответственно.

В обеих колонках и в пробах с трех станций из района конуса выноса Амазонки диагностированы щелочно-щелочноземельный диоктаэдрический смектит (монтмориллонит), магнетально-железистый хлорит, каолинит и иллит с минимальным количеством разбухающих слоев. В отдельных зернах, представляющих собой агрегаты и сростки (0.15–0.2 мм), из переходного слоя колонки АНС45-37 диагностированы смешанно-слоистое образование иллит-хлорит, а также серпентин с биотитом и хлоритом.

Соотношение четырех главных глинистых минералов, сумма которых принята за 100% (табл. 4), характеризуется преобладанием хлорита и каолинита в примерно равных количествах. На третьем месте смектит, а иллита значительно меньше в большинстве проб. Средние величины близки в обеих колонках и сходны с величинами, определенными в пробах из района конуса Амазонки (см. табл. 4).

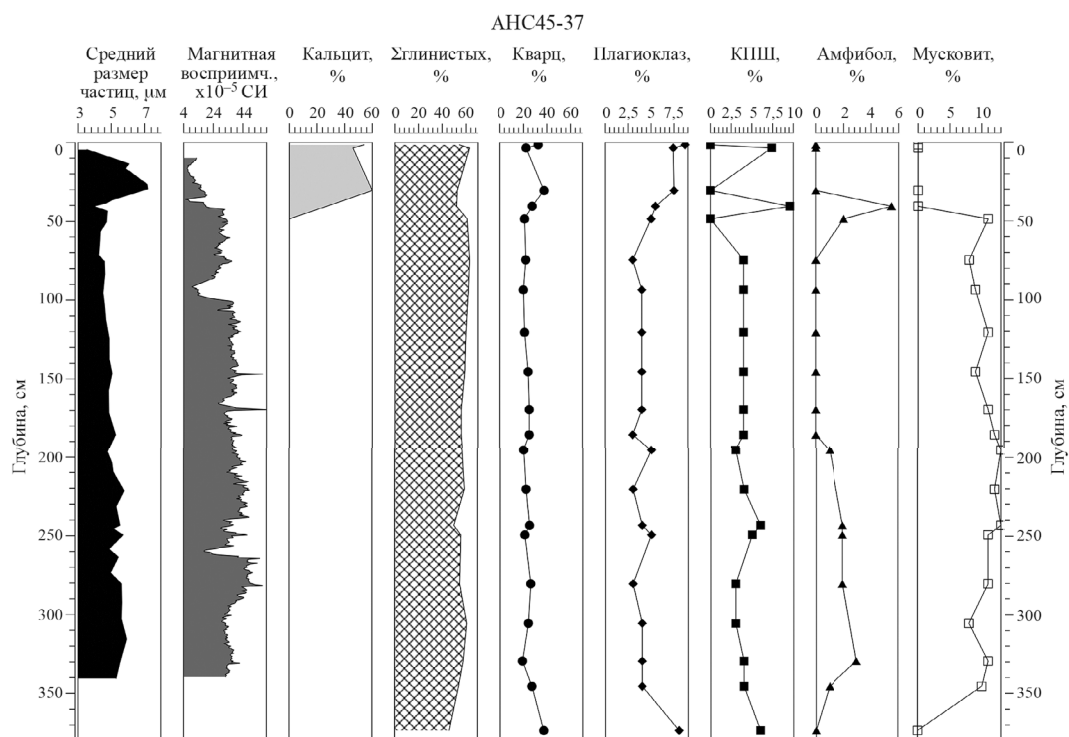


Рис. 2. Содержание всех минералов в колонке АНС45-37, сопоставленное со средним размером зерен и магнитной восприимчивостью.

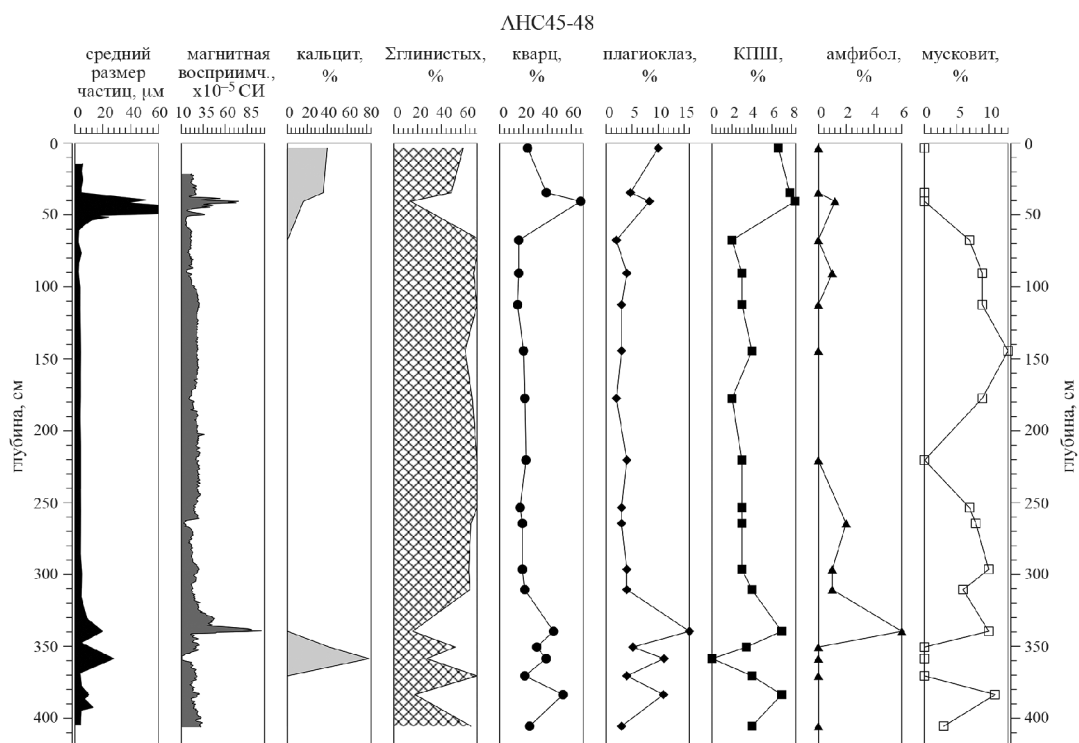


Рис. 3. Содержание всех минералов в колонке АНС45-48, сопоставленное со средним размером зерен и магнитной восприимчивостью.

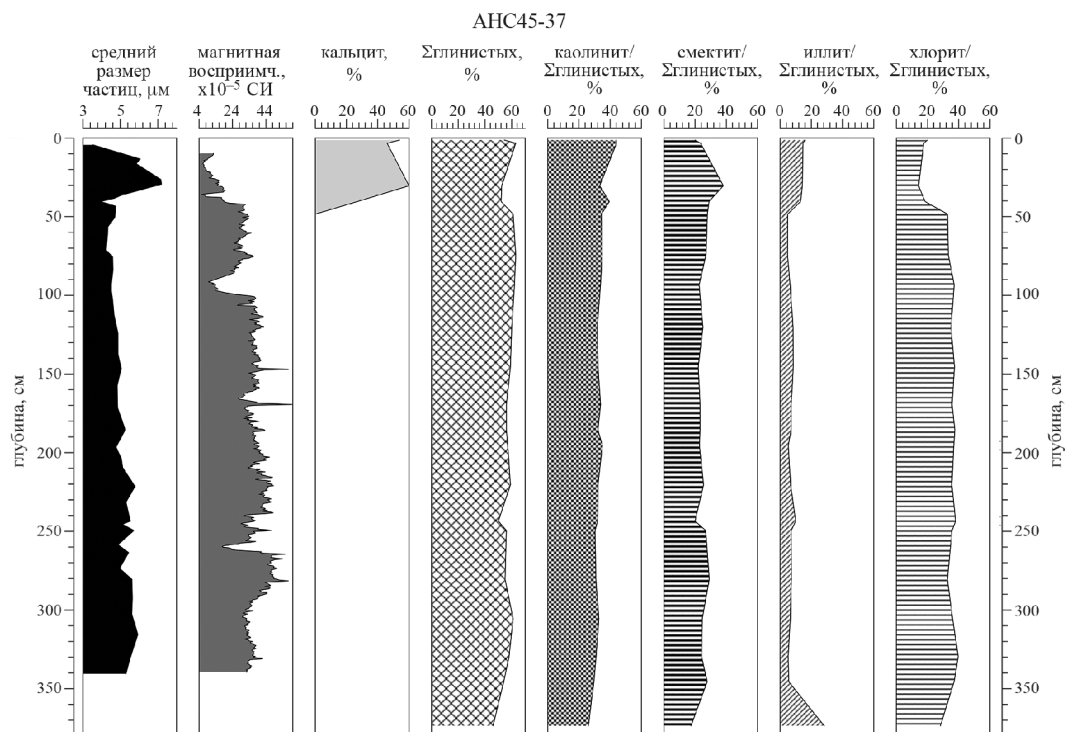


Рис. 4. Относительное содержание глинистых минералов при допущении их суммы 100% в колонке АНС45-37, сопоставленное со средним размером зерен, магнитной восприимчивостью и содержанием биогенного кальцита.

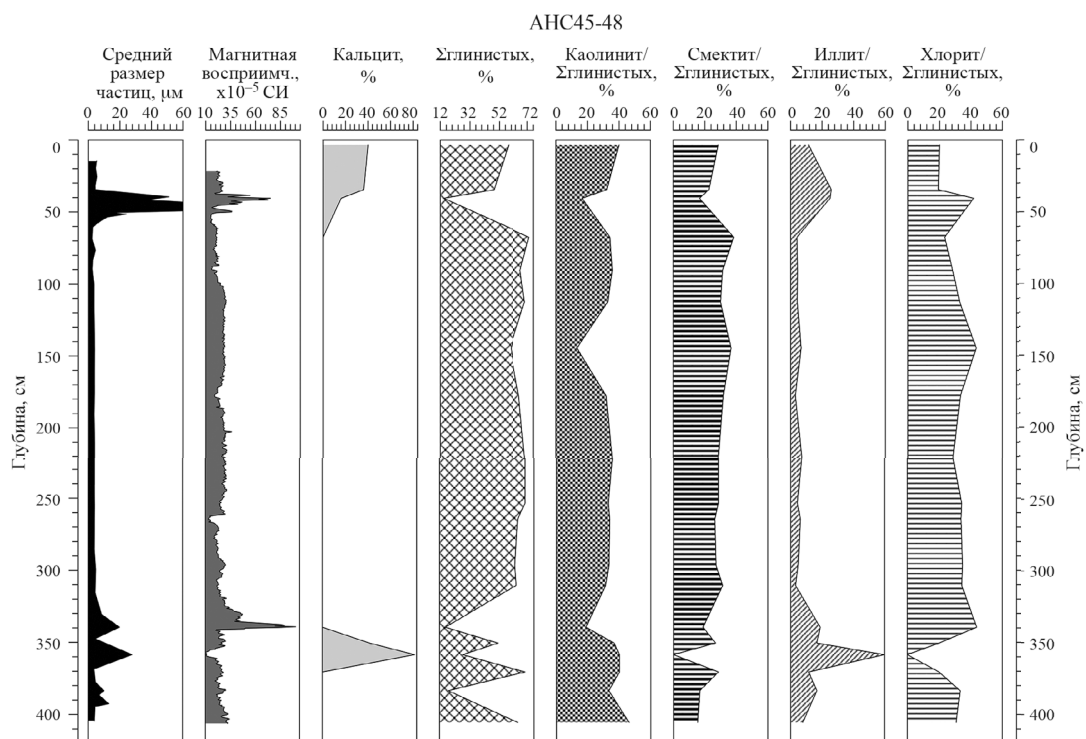


Рис. 5. Относительное содержание глинистых минералов при допущении их суммы 100% в колонке АНС45-48, сопоставленное со средним размером зерен, магнитной восприимчивостью и содержанием биогенного кальцита.

Таблица 2. Минеральный состав донных отложений трансформной долины разлома Вима и конуса выноса р. Амазонки в весовых процентах по результатам анализа валовых проб методом рентгеновской дифрактометрии (весовые %)

Колонка	Интервал, см	Кварц	Плагиоклаз	Кпш	Амфибол	Слюда	Смектит	Иллит	Хлорит	Каолинит	Кальцит	Прочее
АНС45-37	0–3	15	4	–	–	–	5	4	5	11	54	2 (гипс)
АНС45-37	3–4	12	4	4	–	–	8	5	6	15	46	–
АНС45-37	30–31	15	3		–	–	8	3	3	7	60	1 (гипс)
АНС45-37	40–41	20	4	7	4	–	11	5	7	15	27	–
АНС45-37	48–49	21	5		2	11	17	3	20	21	–	–
АНС45-37	74–75	22	3	4	–	8	17	3	21	22	–	–
АНС45-37	93–94	20	4	4	–	9	14	4	23	21	–	–
АНС45-37	120–121	21	4	4	–	11	15	5	21	19	–	–
АНС45-37	145–146	24	4	4	–	9	13	5	22	19	–	–
АНС45-37	169–170	25	4	4	–	11	13	4	20	19	–	–
АНС45-37	185–186	25	3	4	–	12	13	4	21	18	–	–
АНС45-37	195–196	20	5	3	1	13	13	3	21	20	–	–
АНС45-37	220–221	22	3	4	Следы	12	15	4	21	19	–	–
АНС45-37	243–244	25	4	6	2	13	10	5	19	16	–	–
АНС45-37	249–250	21	5	5	2	11	15	4	20	17	–	–
АНС45-37	280–281	26	3	3	2	11	16	4	18	17	–	–
АНС45-37	305–306	24	4	3	Следы	8	15	4	22	20	–	–
АНС45-37	329–330	19	4	4	3	11	14	3	23	18	–	1 (пироксен)
АНС45-37	345–346	27	4	4	1	10	15	3	20	16	–	–
АНС45-37	373–374	37	8	6	–	–	8	13	13	12	–	3 (пироксен)
АНС45-48	3–4	14	6	4	–	–	10	4	7	14	40	–
АНС45-48	34–35	25	3	5	–	–	7	8	6	10	36	–
АНС45-48	40–41	57	7	7	1	–	2	3	5	2	16	–
АНС45-48	67–68	16	2	2	–	7	28	3	17	25	–	Следы (талльк)
АНС45-48	90–91	16	4	3	1	9	21	3	19	24	–	–
АНС45-48	112–113	15	3	3	–	9	21	3	23	23	–	–
АНС45-48	144–145	20	3	4	–	13	22	4	26	8	–	–
АНС45-48	177–178	21	2	2	Следы	9	21	2	22	21	–	–

Таблица 2. Окончание

Колонка	Интервал, см	Кварц	Плагиоклаз	Кпш	Амфибол	Слюда	Смектит	Иллит	Хлорит	Каолинит	Кальцит	Прочее
АНС45-48	220–221	22	4	3	–		20	5	20	25	–	–
АНС45-48	253–254	17	3	3	Следы	7	20	3	24	23	–	Следы (талък)
АНС45-48	264–265	19	3	3	2	8	17	4	22	22	–	–
АНС45-48	296–297	19	4	3	1	10	17	3	22	21	–	–
АНС45-48	310–311	21	4	4	1	6	20	2	22	20	–	–
АНС45-48	339–340	45	16	7	6	10	3	3	7	3	–	–
АНС45-48	350–351	18	3	2	–	–	8	5	6	11	42	5 (сидерит)
АНС45-48	358–359	7	2		–	–	–	3	Следы	2	82	4 (сидерит)
АНС45-48	370–371	21	4	4	–	–	20	8	14	28	–	1 (гипс)
АНС45-48	383–384	53	11	7	Следы	11	3	3	6	6	–	Следы (талък)
АНС45-48	405–406	25	3	4	–	3	10	5	20	30	–	–
АИ-4125 дч	3–4	16	4	2	–	7	14	3	15	19	20	–
АИ-4126 СС	1–2	35	3	5	3	15	10	5	13	11	–	Сульфиды
АИ-4126 СС*	1–2, охристые зерна	31	11	5	3	10	–	6	14	8	–	12 (сера)
АИ-4126 СС*	1–2, черные стяжения	28	7	7	–	17	–	4	13	9	–	10 (сера), 5 (сульфиды)
АИ-4126 СС*	1–2, фораминиферы				Светлые — кальцит, темные — кальцит с глинами							
АИ-4126 СС	9–10	30	13	7	3	15	8	5	10	8	–	сульфиды
АИ-4127 СС	0–1	29	5	5	2	11	11	3	18	16	–	сульфиды
АИ-4127 СС*	0–1, черные стяжения				Сульфиды							
АИ-4127 СС	9–10	29	3	3	3	13	11	4	18	16	–	–

Примечание для всех таблиц: * – отобрано под бинокулярном.

Таблица 3. Минеральный состав донных отложений трансформной долины разлома Вима и конуса выноса р. Амазонки по результатам анализа валовых проб методом рентгеновской дифрактометрии (пересчет на бескарбонатное вещество, вес.%)

Станция	Интервал, см	Кварц	Плагиоклаз	Кпш	Амфибол	Слюда	Смектит	Иллит	Хлорит	Каолинит	Σглинистых	Прочее
АНС45-37	0–3	33	9	—	—	—	11	9	11	24	54	4 (гипс)
АНС45-37	3–4	22	7	7	—	—	15	9	11	28	63	—
АНС45-37	30–31	38	8	—	—	—	20	8	8	18	53	2 (гипс)
АНС45-37	40–41	27	5	10	5	—	15	7	10	21	52	—
АНС45-37	48–49	21	5	—	2	11	17	3	20	21	61	—
АНС45-37	74–75	22	3	4	—	8	17	3	21	22	63	—
АНС45-37	93–94	20	4	4	—	9	14	4	23	21	62	—
АНС45-37	120–121	21	4	4	—	11	15	5	21	19	60	—
АНС45-37	145–146	24	4	4	—	9	13	5	22	19	59	—
АНС45-37	169–170	25	4	4	—	11	13	4	20	19	56	—
АНС45-37	185–186	25	3	4	—	12	13	4	21	18	56	—
АНС45-37	195–196	20	5	3	1	13	13	3	21	20	57	—
АНС45-37	220–221	22	3	4	Следы	12	15	4	21	19	59	—
АНС45-37	243–244	25	4	6	2	13	10	5	19	16	50	—
АНС45-37	249–250	21	5	5	2	11	15	4	20	17	56	—
АНС45-37	280–281	26	3	3	2	11	16	4	18	17	55	—
АНС45-37	305–306	24	4	3	Следы	8	15	4	22	20	61	—
АНС45-37	329–330	19	4	4	3	11	14	3	23	18	58	1 (пироксен)
АНС45-37	345–346	27	4	4	1	10	15	3	20	16	54	—
АНС45-37	373–374	37	8	6	—	—	8	13	13	12	46	3 (пироксен)
АНС45-37	среднее	25	5	4	1	8	14	5	18	19	57	—
АНС45-48	3–4	23	10	7	—	—	17	7	12	23	58	—
АНС45-48	34–35	39	5	8	—	—	11	13	9	16	48	—
АНС45-48	40–41	68	8	8	1	—	2	4	6	2	14	—
АНС45-48	67–68	16	2	2	—	7	28	3	17	25	73	Следы (гальк)
АНС45-48	90–91	16	4	3	1	9	21	3	19	24	67	—
АНС45-48	112–113	15	3	3	—	9	21	3	23	23	70	—
АНС45-48	144–145	20	3	4	—	13	22	4	26	8	60	—

Таблица 3. Окончание

Станция	Интервал, см	Кварц	Плагиоклаз	Кпш	Амфибол	Слюда	Смектит	Иллит	Хлорит	Каолинит	Σглинистых	Прочее
АНС45-48	177–178	21	2	2	Следы	9	21	2	22	21	66	–
АНС45-48	220–221	22	4	3	–	–	20	5	20	25	70	–
АНС45-48	253–254	17	3	3	Следы	7	20	3	24	23	70	Следы (гальк)
АНС45-48	264–265	19	3	3	2	8	17	4	22	22	65	–
АНС45-48	296–297	19	4	3	1	10	17	3	22	21	63	–
АНС45-48	310–311	21	4	4	1	6	20	2	22	20	64	–
АНС45-48	339–340	45	16	7	6	10	3	3	7	3	16	–
АНС45-48	350–351	31	5	3	–	–	14	9	10	19	52	9 (сидерит)
АНС45-48	358–359	39	11	–	–	–	–	17	Следы	11	28	22 (сидерит)
АНС45-48	370–371	21	4	4	–	–	20	8	14	28	70	1 (гипс)
АНС45-48	383–384	53	11	7	Следы	11	3	3	6	6	18	Следы (гальк)
АНС45-48	405–406	25	3	4	–	3	10	5	20	30	65	–
АНС45-48	Среднее	28	6	4	1	5	15	5	16	18	55	–
АИ-4125 дч	3–4	20	5	3	0	9	18	4	19	24	64	–
АИ-4126 СС	1–2	35	3	5	3	15	10	5	13	11	39	Сульфиды
АИ-4126 СС*	1–2, охристые зерна	31	11	5	3	10	–	6	14	8	28	12 (сера)
АИ-4126 СС*	1–2, черные стяжения	28	7	7	–	17	–	4	13	9	26	10 (сера), 5 (сульфиды)
АИ-4126 СС*	1–2, фораминиферы	Светлые — калыцит, темные — калыцит с глинами										
АИ-4126 СС	9–10	30	13	7	3	15	8	5	10	8	31	Сульфиды
АИ-4127 СС	0–1	29	5	5	2	11	11	3	18	16	48	Сульфиды
АИ-4127 СС*	0–1, черные стяжения	Сульфиды										
АИ-4127 СС	9–10	29	3	3	3	13	11	4	18	16	49	–

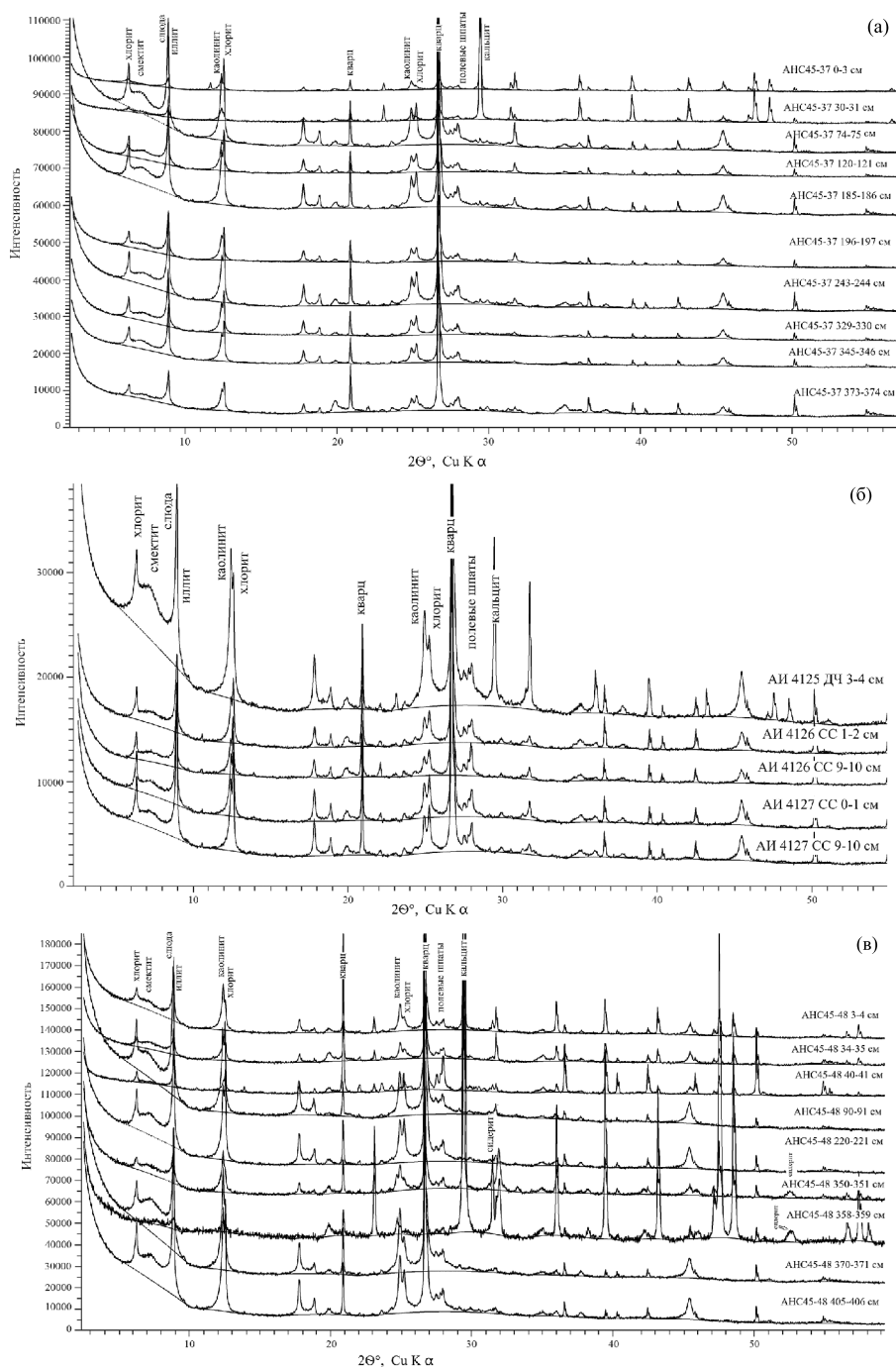


Рис. 6. Дифрактограммы образцов донных осадков колонок (а) АНС45-37 из восточной и (б) АНС45-48 из западной части долины трансформного разлома Вима, (в) образцов донных осадков из района конуса выноса реки Амазонки.

Таблица 4. Соотношение глинистых минералов в пересчете на условные 100%

Колонка	Интервал, см	смектит/ Σ глини- стых, вес. %	иллит/ Σ глини- стых, вес. %	хлорит/ Σ глини- стых, вес. %	каолинит/ Σ глини- стых, вес. %
АНС45-37	0–3	20	16	20	44
АНС45-37	3–4	24	15	18	44
АНС45-37	30–31	38	14	14	33
АНС45-37	40–41	29	13	18	39

Таблица 4. Окончание

Колонка	Интервал, см	смектит/ Σ глини- стых, вес. %	иллит/ Σ глини- стых, вес. %	хлорит/ Σ глини- стых, вес. %	каолинит/ Σ глини- стых, вес. %
АНС45-37	48–49	28	5	33	34
АНС45-37	74–75	27	5	33	35
АНС45-37	93–94	23	6	37	34
АНС45-37	120–121	25	8	35	32
АНС45-37	145–146	22	8	37	32
АНС45-37	169–170	23	7	36	34
АНС45-37	185–186	23	7	38	32
АНС45-37	195–196	23	5	37	35
АНС45-37	220–221	25	7	36	32
АНС45-37	243–244	20	10	38	32
АНС45-37	249–250	27	7	36	30
АНС45-37	280–281	29	7	33	31
АНС45-37	305–306	25	7	36	33
АНС45-37	329–330	24	5	40	31
АНС45-37	345–346	28	6	37	30
АНС45-37	373–374	17	28	28	26
АНС45-37	Среднее	25	9	32	34
АНС45-48	3–4	29	11	20	40
АНС45-48	34–35	23	26	19	32
АНС45-48	40–41	17	25	42	17
АНС45-48	67–68	38	4	23	34
АНС45-48	90–91	31	4	28	36
АНС45-48	112–113	30	4	33	33
АНС45-48	144–145	37	7	43	13
АНС45-48	177–178	32	3	33	32
АНС45-48	220–221	29	7	29	36
АНС45-48	253–254	29	4	34	33
АНС45-48	264–265	26	6	34	34
АНС45-48	296–297	27	5	35	33
АНС45-48	310–311	31	3	34	31
АНС45-48	339–340	19	19	44	19
АНС45-48	350–351	27	17	20	37
АНС45-48	358–359	—	60	—	40
АНС45-48	370–371	29	11	20	40
АНС45-48	383–384	17	17	33	33
АНС45-48	405–406	15	8	31	46
АНС45-48	Среднее	28	10	29	34
АИ-4125, дч	3–4	27	6	29	37
АИ-4126, СС	1–2	26	13	33	28
АИ-4126, СС	9–10	26	16	32	26
АИ-4127, СС	0–1	23	6	38	33
АИ-4127, СС	9–10	22	8	37	33

В обеих колонках из долин разлома Вима средние величины минерального состава и соотношения глинистых минералов нарушаются в «известковых шапках» (в верхних 35 см колонки АНС45-37 и 58 см колонки АНС45-48) (см. рис. 2–5). В колонке АНС45-37 содержание биогенного кальция максимально (60%) в нижней анализируемой

пробе «известковой шапки». В пересчитанной на бескальцитовое вещество пробе сумма глинистых минералов показывает небольшой минимум, а кварц — отчетливый максимум, что соответствует более крупнозернистому составу осадка. Кварц, наряду с раковинами фораминифер, образует относительно крупнозернистый базальный слой

«известковой шапки». Вместе с кварцем немного выше среднего также содержание плагиоклаза. Обращает на себя внимание максимум амфибола в базальном слое «известковой шапки». Остальная часть колонки минералогически довольно однородная, кроме самого низа. Аналогичные изменения проявлены в «известковой шапке» колонки АНС45-48. Минимум суммы глинистых минералов соответствует резкому максимуму кварца (68%), а вместе с ним плагиоклаза и КППШ. Присутствует амфибол. Все эти экстремумы относятся к базальному слою «известковой шапки».

Соотношения глинистых минералов, рассчитанные в процентах от их суммы (см. рис. 5, табл. 4), показывают аномалии от средних концентраций в верхнем и нижнем интервалах известковых осадков колонки АНС 45-48. На востоке долины Вима (см. рис. 4, табл. 4), судя по колонке АНС45-37, в «известковой шапке» преобладают хлорит и каолинит, как и в средних величинах по длине колонки (32 и 34% соответственно). В колонке АНС45-48 средние содержания хлорита (29%) и каолинита (33%) также выше, чем других глинистых минералов. Среднее содержание смектита в обеих колонках одинаковое (26%) при диапазоне изменчивости 20–38% в колонке АНС45-37 и несколько шире — 15–38% в колонке АНС45-48, если исключить нулевое значение необычной пробы 358–359 см. Наряду с этой пробой высокие содержания в обеих колонках встречаются чаще в известковых интервалах (см. табл. 4). Средние содержания иллита в колонках АНС45-37 и АНС45-48 равны 9 и 13%, а пределы изменчивости составляют 3–16 и 3–60% соответственно. Проба 358–359 см со столь высокой концентрацией иллита, а также значениями смектита и хлорита ниже порога обнаружения, содержит 82% биогенного кальцита и представляет собой горизонт, сформировавшийся в иных локальных условиях осадконакопления.

В пяти пробах конуса выноса Амазонки (АИ-4126, АИ-4127) и примыкающей к нему с севера абиссальной равнины (АИ-4125) преобладают хлорит и каолинит (29–38 и 28–37% соответственно), немного меньше смектита (22–27%) и минимальное содержание иллита (6–16%) (см. табл. 4).

Биогенные минералы. Из осадкообразующих минералов в осадках изученных колонок (как и вообще в большинстве океанских осадков) биогенное происхождение имеют кальцит и опал А (или аморфный кремнезем). Кальцит, конечно, может быть и терригенный, но в наших колонках из открытого океана нахождение терригенного кальцита маловероятно. Опал А практически всегда биогенный.

Содержание биогенного кальцита, представленного в четвертичных отложениях преимущественно раковинами планктонных фораминифер и кокколитами, а также их обломками, по данным рентгено-дифракционного анализа колеблется в пределах 0–60% в колонке АНС45-37 и 0–82% в колонке

АНС45-48 (см. табл. 1, рис. 2). Выделяется так называемая «известковая шапка» пелагических осадков, обогащенных биогенным кальцитом, связанная с углублением критической глубины карбонатакопления (КГК) в тропической Атлантике в голоцене [52]. Соотношение фораминиферового и кокколитового кальцита оценено примерно по данным изучения смер-слайдов (рис. 7, 8). Хотя частота встречаемости обоих компонентов биогенного кальцита определена в условных единицах (у.е.), кокколитовый компонент явно преобладает над фораминиферовым в обеих колонках, что приблизительно соответствует первичному планктонному происхождению этих форм биогенного кальцита, не нарушенному механической сортировкой. В терригенных осадках под «известковой шапкой» небольшая примесь биогенного кальцита представлена часто только кокколитами.

Опал А слагает минеральные элементы радиолярий, диатомовых и спикулы кремневых губок. Содержание их ничтожно мало и оценено в смер-слайдах только в категориях есть–нет (см. рис. 7, 8). В ряде смер-слайдов опаловая микрофауна и микрофлора не найдены. Относительно малая концентрация опала А в близкой к приэкваториальной зоне повышенной биопродуктивности [6] очевидно объясняется сильным разбавлением тонкозернистым терригенным материалом в мощном осадочном теле трансформной долины Вима. Продукция аморфного кремнезема не в состоянии преодолеть быстрое накопление терригенного материала. Любопытна частая встречаемость в смер-слайдах спикул кремневых губок (рис. 9б, в), которые вероятно растут на ограничивающих долину Вима хребтах.

Комплексы планктонных фораминифер (ПФ) представлены ныне живущими тропическими видами и видами широкого распространения. Состав комплексов и присутствие индекс-видов *Globigerinoides ruber* (pink) и *Globorotalia truncatulinoides* указывает на четвертичный (скорее всего последникового) возраст. Единично встречаются переотложенные неогеновые виды: *Globorotalia exilis*, *Dentaglobigerina altispira*, *Neogloboquadrina humerosa* и другие. В смер-слайдах наряду с единичными современными кокколитами отмечены редкие дискоастеры: *D. broweri* и *D. pentaradiatus* (рис. 9а, г).

Отложения терригенной толщи, начиная с переходного слоя колонки АНС45-37 (ниже 36 см) и под кварцево-слюдистым песком в колонке АНС45-48 (ниже 48 см), практически не содержат раковин ПФ. Единственным исключением (из изученных) является обогащенный кальцитом прослой 357–358 см колонки АНС45-48 с высоким содержанием мелких раковин ПФ, преимущественно ныне живущих. Здесь также встречено небольшая примесь переотложенных неогеновых видов, в том числе *Globigerinoides obliquus*, *Neogloboquadrina humerosa*, *Neogloboquadrina acostaensis*.

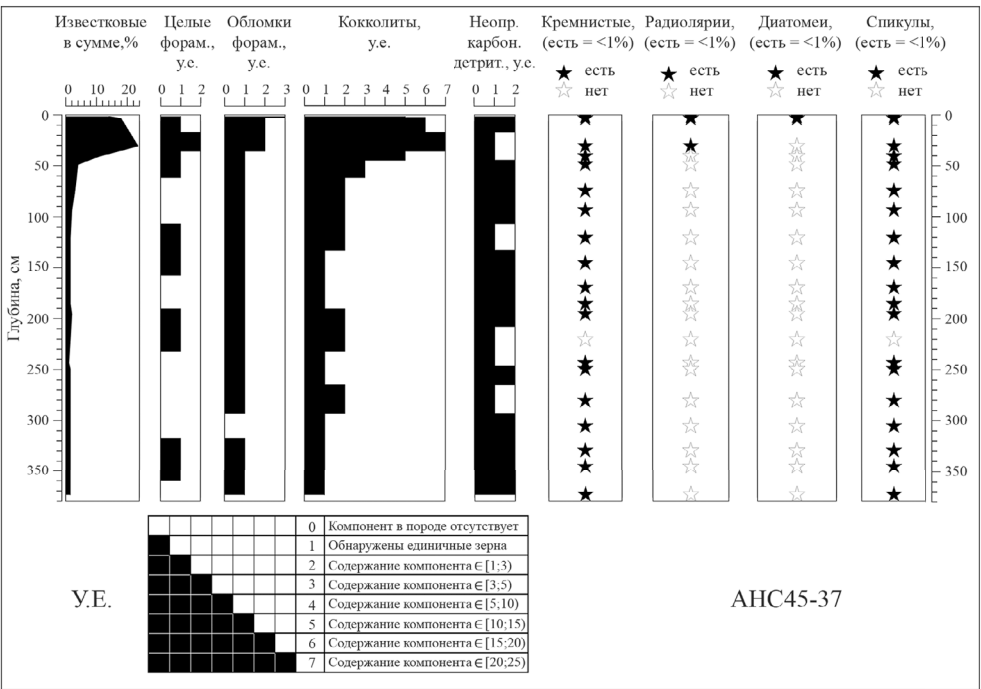


Рис. 7. Содержание биогенных компонентов в колонке АНС45-37 в условных единицах (у.е.).

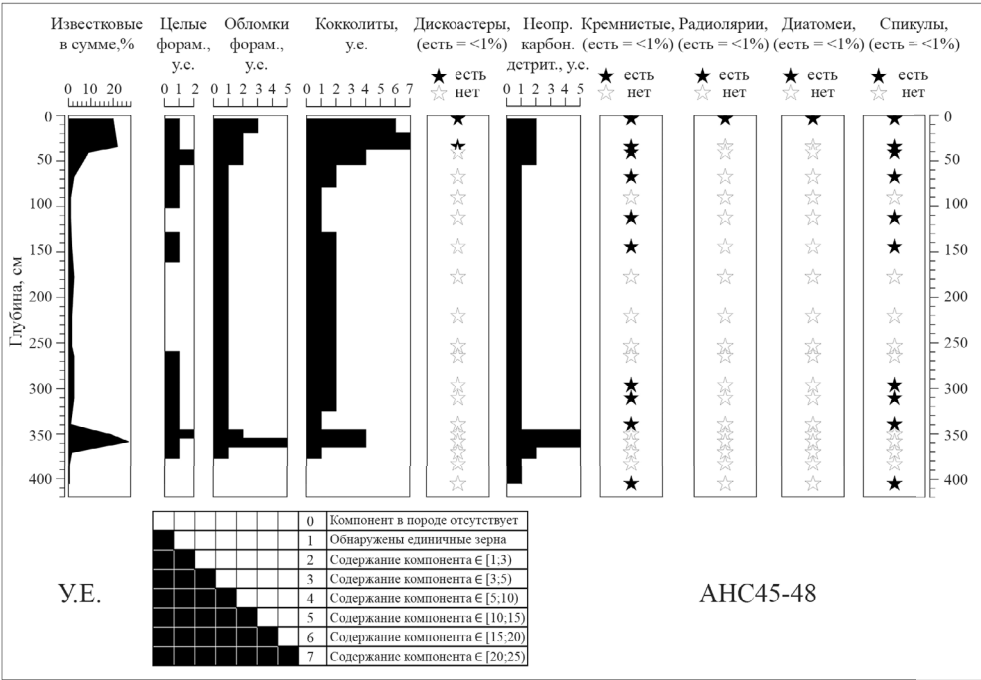


Рис. 8. Содержание биогенных компонентов в колонке АНС45-48 в условных единицах (у.е.).

Аутигенные минералы. Наряду с терригенным комплексом в составе осадочного материала диагностированы аутигенные минералы (см. табл. 2). Несколько процентов несомненно аутигенного (позднедиагенетического) гипса идентифицировано в «известковой шапке» обеих колонок

из трансформной долины Вима. Кроме того, вероятно аутигенное происхождение ряда других минералов, встреченных в нижней части колонки АНС45-48 в интервале 349–384 см: сидерита, хлорапатита, гидроксилapatита, серы S₈. Весьма вероятно, в некоторых горизонтах присутствует

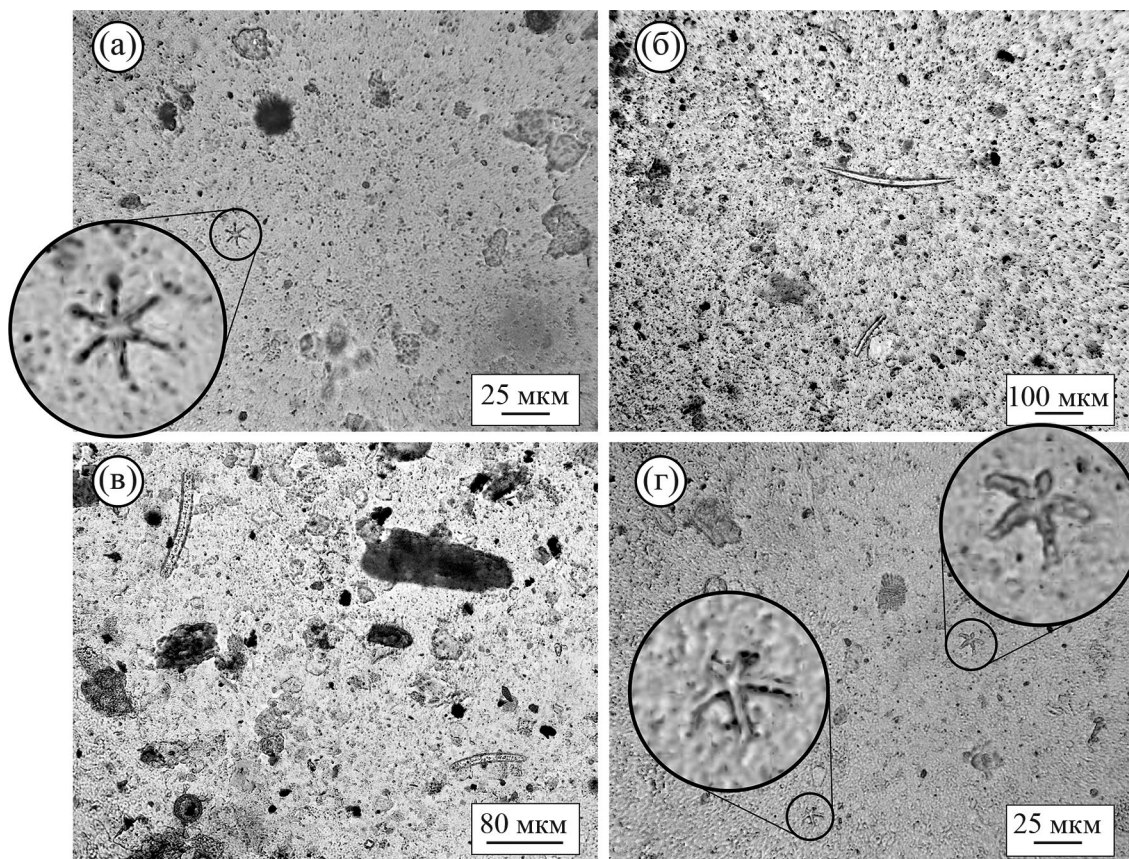


Рис. 9. Микрофотографии смер-слайдов с изображением разных биоморфных объектов, состоящих из кальцита (а, г) и опала А (б, в). а — *Discoaster broweri*, АНС45-37, 20 см; б — спикула, АИ-4126, забой; в — спикула, АНС45-48, 40 см; г — *Discoaster pentaradiatus*, АНС45-37, 10 см.

тальк, в следовом количестве диагностированный по дифракционному максимуму $d = 9.2\text{\AA}$. В верхней части колонки АНС45-37 определены характерные для окислительных условий минералы — гетит, лепидокрокит, акагениит. В изученных осадках конуса выноса Амазонки диагностирован специфический минеральный комплекс, связанный, по-видимому, с восстановительными условиями осадконакопления в осевой зоне конуса. Это сульфидные стяжения, в состав которых входит грейгит Fe_3S_4 , сера S_8 и другие сульфиды железа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление результатов рентгеновского фазового анализа минерального состава терригенного компонента двух колонок из восточной (АНС45-37) и западной (АНС45-48) частей трансформной долины Вима показало их близкое сходство между собой, что доказывает единство источника сноса. В то же время полученные для осадков конуса выноса Амазонки средние процентные содержания основных компонентов — кварца (29–33%) и суммы гли-

нистых минералов (49–63%, см. табл. 2) близки средним величинам содержания этих компонентов в колонках осадков долины Вима. Это позволяет считать переотложенные осадки конуса выноса Амазонки главным источником терригенного материала для запада и востока долины разлома Вима. Экстремальные величины обоих главных компонентов, скорее всего, связаны с локальными условиями седиментации.

По терригенному минеральному составу осадки из восточной части трансформной долины (колонка АНС45-37) и западной части (АНС45-48) в целом однотипные и сходны с четырьмя пробами из конуса выноса Амазонки (станции АИ-4126, АИ-4127, см. табл. 3). Следовательно, нет сомнения, что трансформная долина Вима заполняется терригенным материалом из выносов Амазонки. Такое утверждение не опровергается заметными колебаниями как общего минерального состава (см. рис. 2, 3), так и соотношениями глинистых минералов (см. рис. 4, 5) по длине обеих изученных колонок.

Даже при сопоставлении средних содержаний четырех глинистых минералов в восточной (колонка АНС45-37) и западной (колонка АНС45-48) частях долины (см. табл. 4) бросается в глаза соответствие предполагаемого источника — конуса выноса Амазонки и конечного результата — осадочного заполнения долины Вима. В ходе перемыва от устья реки Амазонки до конуса происходило, вероятно, частичное селективное осаждение крупнозернистого материала, и осадки конуса обогатились суммой глинистых минералов, что в ходе дальнейшего переноса в придонных облаках взвеси уже существенно не менялось (см. табл. 3).

Таким образом, соотношение глинистых минералов (см. табл. 4) следует считать наиболее надежным критерием источника терригенного материала не только для данного случая долины разлома Вима. Присутствие небольшого количества пироксенов в нижней части колонки АНС45-37 (см. табл. 3) может быть связано с эрозией вулканических пород, ограничивающих долину хребтов.

Однако прямая связь потока ААДВ в долине Вима с конусом Амазонки и роль этого потока в транспорте терригенной взвеси до сих пор не установлены. Не доказана также прямая связь между каналами системы конуса выноса Амазонки и долиной разлома Вима.

Северо-Бразильское течение способствуют активному вдольсклоновому переносу взвешенного материала из реки Амазонки на северо-запад (см. рис. 16). Предполагается, что накопление этого материала на континентальном склоне в районе турбидитовой системы Ориноко (на широте, близкой к широте долины разлома Вима) у устья одноименной реки, также как и взвешенного материала последней, провоцирует неустойчивость склона и сход гравитационных потоков [18, 19]. Эти потоки движутся в генеральном направлении с запада на восток через абиссальную равнину Демерара по системе каналов, поставляя материал в западную часть разлома Вима [32, 49]. На 51–53° з.д. связанные с турбидитовой системой Ориноко каналы резко поворачивают на север и пересекают разлом Вима почти перпендикулярно его оси [15, 18, 19]. Здесь материал гравитационных потоков, вероятно, подхватывается течением ААДВ, которое способствует выравниванию минерального состава терригенной толщи в долине и, в частности, в двух изученных колонках (см. рис. 6а, б). Однако главной причиной сходства минерального состава двух колонок является общий источник терригенного материала — выносы рек Амазонки и Ориноко.

Меандрирующий канал, где взята колонка АНС45-48, мог вначале формироваться в результате деятельности турбидных потоков, а после

снижения их активности использовался струей придонного течения. При этом сохранилось первичное соотношение глинистых минералов, но формировалась более контрастная, чем в колонке АНС45-37, минералогическая слоистость основных компонентов.

Возможна и более сложная гипотеза. Она предполагает движение придонных облаков взвеси с торможением через ограничивающие долину разлома хребты, где происходит частичное осаждение и смешивание с биогенным кальцитом.

Некоторые авторы считают Анды основным источником терригенного материала выносов Амазонки (например, [21, 22, 28, 30, 37, 47]). Наши данные, особенно по глинистым минералам, позволяют предположить, что не меньшее значение имеет размыв продуктов гумидного тропического выветривания в нижнем течении Амазонки. Прежде всего, обращает на себя внимание очень высокое кварц/полевошпатовое (особенно кварц/плагиоклазовое) отношение (см. табл. 3), явно не свойственное осадочным и вулканогенным отложениям молодых складчатых поясов типа Анд. Не зря преобладающие вулканические породы Анд названы андезитами. Обогащение кварцем, наоборот, один из характерных признаков продуктов тропического выветривания и почвообразования, где кварц является наиболее массовым остаточным продуктом [1, 6]. Высокое кварц/плагиоклазовое отношение получено по средним значениям обеих изученных колонок (5.0 и 5.4), а также по анализированным для сравнения пробам конуса Амазонки (4.0–7.2).

Вторым по обилию после кварца терригенным минералом следует считать слюду (без подразделения), содержание которой в большинстве проб обеих колонок колеблется в пределах 8–13% (см. табл. 2, 3). Однако значения ниже порога обнаружения в нескольких образцах из известковых слоев обеих колонок приводят к тому, что средние содержания слюд довольно низкие (5% на западе и 8% на востоке, см. табл. 3). Причину этих низких значений еще придется выяснять, тем более что осадки конуса Амазонки содержат в среднем 11–15% слюды (см. табл. 3).

Помимо биологической продуктивности преимущественно в поверхностных водах, источником биогенных минералов является эрозия осадков, ограничивающих долину хребтов на пути придонных облаков взвеси. Об этом свидетельствует присутствие неоген-раннечетверичных дискоастеров и раковин ПФ в обеих колонках. Скорее всего, они попадают в долину в результате эрозии северного и южного хребтов с последующим смывом известкового биогенного материала турбидными потоками. Косвенно в пользу такого предположения свидетельствует наличие спикул губок, растущих

преимущественно на подводных склонах. Кроме того, пироксен, обнаруженный в двух пробах колонки АНС45-37 (см. табл. 2), возможно является продуктом эрозии и гравитационного переноса вулканических пород южного хребта.

В изученных колонках и осадках конуса выноса Амазонки диагностированы аутигенные минералы: гипс, сидерит, хлорапатит, гидроксилapatит, сера S_8 , сульфиды, гетит, лепидокрокит и акагениит, скорее всего, диагенетического происхождения. Разбор физико-химических условий их образования не входит в задачи данной статьи. Следует отметить, что обнаруженные минералы и минеральные комплексы указывают на специфические физико-химические условия раннего диагенеза. В ряде проб из западной колонки обнаружен тальк, входящий в группу тальк-пирофилит. Пирофилит ранее был определен в осадках реки Ориноко [13].

Некоторые расхождения с полуколичественными данными, полученными другими исследователями [13, 14, 16], объясняется, по-видимому, выбором методических подходов к изучению вещественного состава.

ВЫВОДЫ

Сопоставление среднего минерального состава осадков (терригенные минералы) в двух колонках из восточной части долины разлома Вима и глубоководного канала в ее западной части показало близкое сходство содержания основных осадкообразующих минералов. Сходно также среднее соотношение четырех глинистых минералов с преобладанием хлорита и каолинита, подчиненным содержанием смектита и подчиненного в количественном отношении иллита. Это свидетельствует о едином источнике терригенного материала. Сравнение с минеральным составом конуса выноса Амазонки однозначно доказывает, что основным источником терригенного материала четвертичных осадков долины трансформного разлома Вима на всем ее протяжении служит твердый сток реки Амазонка и отчасти, предположительно, реки Ориноко.

Терригенный материал поступает в долину Вима из конуса Амазонки, вероятно, в результате совместного действия гравитационных потоков с континентального склона Южной Америки и потока ААДВ, транспортирующего материал в виде придонных облаков взвеси. В ходе транспорта в него попадают биогенные минералы, главным образом кальцит ПФ, за счет вертикального осаждения из водной толщи, а также эрозии (перемыва) известковых осадков на ограничивающих долину Вима хребтах. Об этом свидетельствует небольшая примесь в фауне ПФ

неогеновых видов, а также находки вымерших в раннечетвертичное время дискоастеров.

Внутри долины Вима мощные потоки ААДВ переносят осадочный материал с запада на восток, обеспечивая выравнивание среднего минерального состава осадков двух колонок.

Такая система седиментации долины Вима отражает в минеральном составе четвертичных осадков влияние двух главных первичных источников терригенного материала — эрозию Анд и продуктов гумидного тропического выветривания.

В известковых слоях двух колонок впервые обнаружены аутигенные (диагенетические) минералы, в том числе довольно обильный (до 22%) сидерит в колонке АНС45-48. В осадках конуса выноса Амазонки впервые идентифицирован грейгит.

Благодарности. Авторы благодарны сотрудникам Отряда литологии 60-го рейса НИС «Академик Иоффе» за помощь в отборе колонок для данного исследования.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 22-27-00421).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горбунова З.Н. Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого океана // Тихий океан. Кн. 1. Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. С. 373–405.
2. Демидов А.Н., Добролюбов С.А., Морозов Е.Г. и др. Перенос придонных вод через разлом Вима Срединно-Атлантического хребта // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 3. С. 395–399.
3. Демидов А.Н., Иванов А.А., Гиппиус Ф.Н., Добролюбов С.А. Перенос глубинных и донных вод через Срединно-Атлантический Хребет в разломе Вима // Докл. РАН. 2020. Т. 494. № 1. С. 76–81.
4. Иванова Е.В., Сколотнев С.Г., Борисов Д.Г. и др. Комплексные исследования зон трансформных разломов Долдрамс и Вима в 45-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Николай Страхов» // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 488–490.
5. Иванова Е.В., Борисов Д.Г., Демидов А.Н. и др. Исследования осадконакопления и характеристик водных масс Тропической Атлантики в 60-м рейсе НИС «Академик Иоффе» // Океанология. 2022. Т. 62. № 4. С. 670–672.
6. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 483 с.
7. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов / Под ред. Г. Брауна. М.: Мир, 1965. 600 с.
8. Рентгенография основных типов породобразующих минералов (слоистые и каркасные силика-

- ты) / Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. Л.: Недра. 1983. 359 с.
9. Bader R.G., Gerard R.D., Benson W.E. et al. Site 26 // Initial Reports. Deep Sea Drilling Project. Leg 4. 1970. P. 77–92.
 10. Barretto H.T., Summerhayes C.P. Oceanography and suspended matter off northeastern Brazil // Journal of Sedimentary Petrology. 1975. V. 45. P. 822–833.
 11. Biscaye P.E. Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans // Geol. Soc. America Bulletin. 1965. V. 76. P. 803–832.
 12. Bonatti E., Ligi M., Gasperini L. et al. Imaging crustal uplift, emersion and subsidence at Vema Fracture Zone // EOS. Transactions, AGU. 1993. V. 75. № 32. P. 371–372.
 13. Bowels F.A., Fleisher P. Orinoco and Amazon River Sediment Input to the Eastern Caribbean Basin // Marine Geology. 1985. V. 68. P. 53–72.
 14. Debrabant P., Lopez M., Chamley H. Clay Mineral Distribution and Significance in Quaternary Sediments of the Amazon Fan // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results // Flood R.D., Piper D.J.W., Klaus A., Peterson L.C. (Eds.). 1997. V. 155. P. 177–192.
 15. Deville E., Mascle A., Callec Y. et al. Tectonics and sedimentation interactions in the east Caribbean subduction zone: An overview from the Orinoco delta and the Barbados accretionary prism // Marine and Petroleum Geology. 2015. V. 64. P. 76–103.
 16. Eisma D., van der Gaast S.J., Martin J.M., Thomas A.J. Suspended matter and bottom deposits of the Orinoco delta: Turbidity, mineralogy and elementary composition // Netherlands Journal of Sea Research. 1978. V. 12. P. 224–251.
 17. Eittreim S.L., Biscaye P.E., Jacobs S.S. Bottom-Water Observations in the Vema Fracture Zone // Journal of Geophysical Research. 1983. V. 88. P. 2609–2614.
 18. Ercilla G., Alonso B., Baraza J. et al. New high-resolution acoustic data from the ‘braided system’ of the Orinoco deep-sea fan // Marine Geology. 1998. V. 146. P. 243–250.
 19. Ercilla G., Alonso B., Wynn R.B., Baraza J. Turbidity current sediment waves on irregular slopes: observations from the Orinoco sediment wave field // Marine Geology. 2002. V. 192. P. 171–187.
 20. Fagel N. Marine Clay Minerals, Deep Circulation and Climate // Developments in Marine Geology. 2007. V. 1. P. 139–184.
 21. Filizola N. O Fluxo de Sedimentos em Suspensão nos Rios da Bacia Amazônica Brasileira. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 1999. 63 p.
 22. Filizola N. Transfert sédimentaire actuel par les fleuves amazoniens. Thèse de doctorat, Université P. Sabatier, Toulouse, 2003. 292 p.
 23. Fischer J., Rhein M., Schott F., Stramma L. Deep water masses and transports in the Vema Fracture Zone // Deep Sea Research: Part I. 1996. V. 43. № 7. P. 1067–1074.
 24. Flood R.D., Piper D.J.W., Klaus A., Peterson L.C. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1997. V. 155.
 25. Frey D.I., Morozov E.G., Fomin V.V. et al. Regional modeling of Antarctic bottom water flows in the key passages of the Atlantic // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. V. 124. Issue 11. P. 8414–8428.
 26. Friedman G.M., Sanders F.E. Principles of sedimentology. New York: Wiley, 1978. 792 p.
 27. GEBCO Compilation Group (2020) GEBCO 2020 Grid.
 28. Gibbs R.J. The geochemistry of the Amazon River system, part 1. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids // Geol. Soc. America Bulletin. 1967. V. 78. P. 1203–1232.
 29. Grousset F., Latouche C., Maillet N. Clay minerals as indicators of wind and current contribution to post-glacial sedimentation on the Azores/Iceland Ridge // Clay Minerals. 1983. V. 18. P. 65–75.
 30. Guyot J.L. Hydrogéochimie des fleuves de l’Amazonie bolivienne. Paris: ORSTOM, 1993. 261 p.
 31. Guyot J.L., Jouanneau J.M., Soares L. et al. Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin // Catena. 2007. V. 71. P. 340–356.
 32. Heezen B.C., Gerard R.D., Tharp M. The Vema Fracture Zone in the Equatorial Atlantic // Geophys. Res. 1964. V. 69. P. 733–739.
 33. Hemming S.R., Biscaye P.E., Broecker W.S. et al. Provenance change coupled with increased clay flux during deglacial times in the western equatorial Atlantic // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1998. V. 142. P. 217–230.
 34. Kastens K.A., MacDonald K.C., Miller S.P. Deep Tow Studies of the Vema Fracture Zone. Evidence for Tectonism and Bottom Currents in the Sediments of the Transform Valley Floor // Journal of Geophysical Research. 1986. V. 91. № 3. P. 3355–3367.
 35. Lagabrielle Y., Mamaloukas-Frangoulis V., Cannat M. et al. Vema fracture zone (Central Atlantic): Tectonic and magmatic evolution of the median ridge and the eastern ridge-transform intersection domain // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1992. V. 97. № 12. P. 17331–17351.
 36. McCartney M.S., Bennet S.L., Woodgate-Jones M.E. Eastward flow through the Mid-Atlantic Ridge at 11° N and its influence on the abyss of the eastern basin // Journal of Physical Oceanography. 1991. V. 21. № 8. P. 1089–1121.
 37. Meade R.H. Suspended sediment in the Amazon River and its tributaries in Brazil during 1982–84 // U.S. Geological Survey Open-File Report. 1985. V. 85–492. 39 p.
 38. Meade R.H. Suspended Sediments of The Modern Amazon and Orinoco Rivers // Quaternary International. 1994. V. 21. P. 29–39.

39. Moore D.M., Reynolds R.C. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. New York: Oxford University Press, 1997. 380 p.
40. Morozov E., Demidov A., Tarakanov R., Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean: Water Structure and Flows. Springer, 2010. 266 p.
41. Petschik R., Kuhn G., Gingele F. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography // Marine Geology. 1996. V. 130. P. 203–229.
42. Prinz M., Keil K., Green J.A. et al. Ultramafic and mafic dredge samples from the Equatorial Mid-Atlantic Ridge // Journal of Geophysical Research. 1976. V. 81. № 13. P. 4087–4103.
43. Rex R.W., Murray B. X-Ray Mineralogy Studies, Leg 4 // Initial Reports. Deep Sea Drilling Project. Leg 4. 1970. P. 325–369.
44. Rhein M., Stramma L., Krahnemann G. The spreading of Antarctic Bottom Water in the tropical Atlantic // Deep Sea Research. Part I. 1998. V. 45. P. 507–527.
45. Ryan W.B.F., Carbotte S.M., Coplan J. et al. Global Multi-Resolution Topography (GMRT) synthesis data set // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2009. V. 10. № 3. Q03014.
46. Stallard R.F., Edmond J.M. Geochemistry of the Amazon. 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load // Journal of Geophysical Research. 1983. V. 88. № C14. P. 9671–9688.
47. Stein R.M. Schwenmineraluntersuehungen an Flus-sprooben des Amazonas und seiner wichtigsten Nebenflisse. Hauptprüfung Mineralogie. Heidelberg, F.R.G.: Institut Wr Sedimentforschung, 1979. 74 p.
48. Van Andel T.H., Corliss J.B., Bowen V.T. The intersection between the Mid-Atlantic Ridge and the Vema Fracture Zone in the North Atlantic // Marine Res. 1967. V. 25. P. 343–351.
49. Van Andel T.H., Komar P. Ponded Sediments of the Mid-Atlantic Ridge between 22° and 23° North Latitude // Geological Society of America Bulletin. 1969. V. 80. № 7. P. 1163–1190.
50. Van Andel T., von Herzen R., Phillips I. The Vema Fracture Zone and the tectonics of transverse shear zones in oceanic crustal plates // Mar. Geophys. Res. 1971. V. 1. № 3. P. 78–97.
51. Vangriesheim A. Antarctic Bottom Water flow through the Vema Fracture Zone // Oceanol. Acta. 1980. V. 3. P. 199–207.
52. Volat J.-L., Pastouret L., Vergnaud-Grazzini C. Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: A review // Marine Geology. 1980. V. 34. P. 1–28.
53. Wahsner M., Muller C., Stein R. et al. Clay — indicator for source areas and transport pathways — a synthesis // Boreas. 1999. V. 28. P. 215–233.

MINERALOGY OF QUATERNARY SEDIMENTS FROM THE VALLEY OF VEMA FRACTURE ZONE (CENTRAL ATLANTIC)

I. O. Murdmaa, O. M. Dara, M. A. Lykova, D. G. Borisov, E. V. Ivanova

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

The content of sediment forming minerals in two cores from the eastern (ANS45-37) and western (ANS45-48) parts of the Vema transform fault valley is studied using the semi-quantitative XRD analysis of bulk powder sediment samples. The mineral composition of deep-sea sediments from the Amazon cone is also analyzed for comparison. It appeared that the average composition of the terrigenous component of both cores (according to prevailing quartz, secondary mica, plagioclase and potassium feldspar, as well as smectite, chlorite, kaolinite, illite) is quite similar and approximately corresponds to the composition of sediments from the Amazon cone. The ratio of four clay minerals suggests the supply of terrigenous material to the Amazon and Orinoco due to the erosion of the Andes and humid tropical weathering in the lower course of the rivers with further transportation of the suspended load to the ocean. This material was transported to the Vema transform valley due to the interplay between the gravity flows from the South American continental slope and the current of the Antarctic Bottom Water. Data on biogenic calcite (planktic foraminiferal tests, nannofossils) and opal A (radiolarians, sponge spicules) are obtained in addition. In the study area, several authigenic (diagenetic) minerals are identified. In particular, siderite and greigite are first found in the sediments from the Vema valley and Amazon cone, respectively.

Keywords: clay minerals, terrigenous, biogenic and autigenic minerals, Antarctic Bottom Water, gravity flows, microfossils, Amazon River, Orinoco River, Andes, tropical weathering

УДК 551.763(265)

О ВУЛКАНИЗМЕ И ТЕКТЕНИКЕ В ЭВОЛЮЦИИ ГАЙОТОВ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)

© 2024 г. С. П. Плетнев*, В. Т. Съедин

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

**e-mail: pletnev@poi.dvo.ru*

Поступила в редакцию 13.12.2022 г.

После доработки 18.01.2023 г.

Принята к публикации 16.02.2023 г.

Настоящая статья посвящена анализу оригинальных геологических материалов по подводной гряде гайотов Магеллановых гор в Тихом океане, полученных авторами в многочисленных рейсах научно-исследовательского судна (НИС) «Геленджик». Цепь гайотов Магеллановых гор не имеет единого вулканического цоколя и сформировалась в среднем мелу (поздний баррем — апт) на древнейшем среднеюрском фрагменте тихоокеанской плиты. Основные точки зрения на генезис Магеллановых гор сводятся к следующему: либо они возникли на месте пересечения трансформных глубинных разломов, либо они перемещены тихоокеанской плитой из южного полушария к их современному положению. Ввиду высокой изученности Магеллановы горы являются одним из ключевых объектов для понимания механизма происхождения линейных вулканических структур в океане. Комплексный анализ новых геологических данных по Магеллановым горам позволил установить важную роль магматизма и тектоники в становлении морфологического облика гайотов и влиянии этих факторов на палеосреду. Сквозной характер этих процессов от раннего мела до позднего кайнозоя прослеживается в цикличности осадконакопления, перманентном росте рудных корок и наличии разновозрастных генераций вторичных вулканических образований в кайнозое.

Ключевые слова: гайоты, вулканические и тектонические комплексы, К-Аг и Аг-Аг-возраст, Магеллановы горы

DOI: 10.31857/S0030157424010058, **EDN:** EPATAT

ВВЕДЕНИЕ

Магеллановы горы — дугообразная цепь подводных вулканических гор длиной более чем 1300 км делит Восточно-Марианскую котловину на впадины Пигафетта и Сайпан. На юго-востоке они граничат с поднятиями Маршалловых и Больших Каролинских островов, а на западе — с Марианской системой желобов. Обычно в гряде Магеллановых гор выделяют Западное и Восточное звено (рис. 1). Ряд исследователей считает, что первоначально Магеллановы горы сформировались на 20–30° ю.ш. на подводном плато Он-тонг-Ява в горячей точке SOPITA (South Pacific Isotopic and Thermal Anomaly) и затем были перемещены тихоокеанской плитой в место их современного расположения [9, 27]. Другие полагают, что они образовались на месте пересечения глубинных разломов в результате сдвиговых деформаций [20, 21] или иных тектонических растяжений земной коры при движении плиты [17, 18, 34, 35]. Время образования Магеллановых гор дати-

руют широким возрастным интервалом от поздней юры до раннего мела включительно [5, 8, 27]. Все эти гипотезы объединяет то, что они базируются преимущественно на геофизических данных и сведениях о рельефе дна и мало аргументированы прямыми геологическими данными по самим гайотам.

Начиная с 80-х годов прошлого столетия Магеллановы горы становятся объектом непрерывных геолого-геофизических исследований [1, 5, 6, 10, 22, 25, 32, 33]. Прежде всего, это связано с тем, что дно Восточно-Марианской котловины оказалось наиболее древним (среднеюрским) участком земной коры в современном Мировом океане [23]. Практический же интерес к ним со стороны Южной Кореи, Китая, России и США вызван открытием промышленных запасов кобальта, марганца и др., обнаруженных в рудных корках на поверхности гайотов Магеллановых гор [12]. Глубоководное бурение гор проведено только на вершине гайота Ита-Май-Тай (200–202 DSDP), и все скважины вскрыли разрез карбонатных осадочных

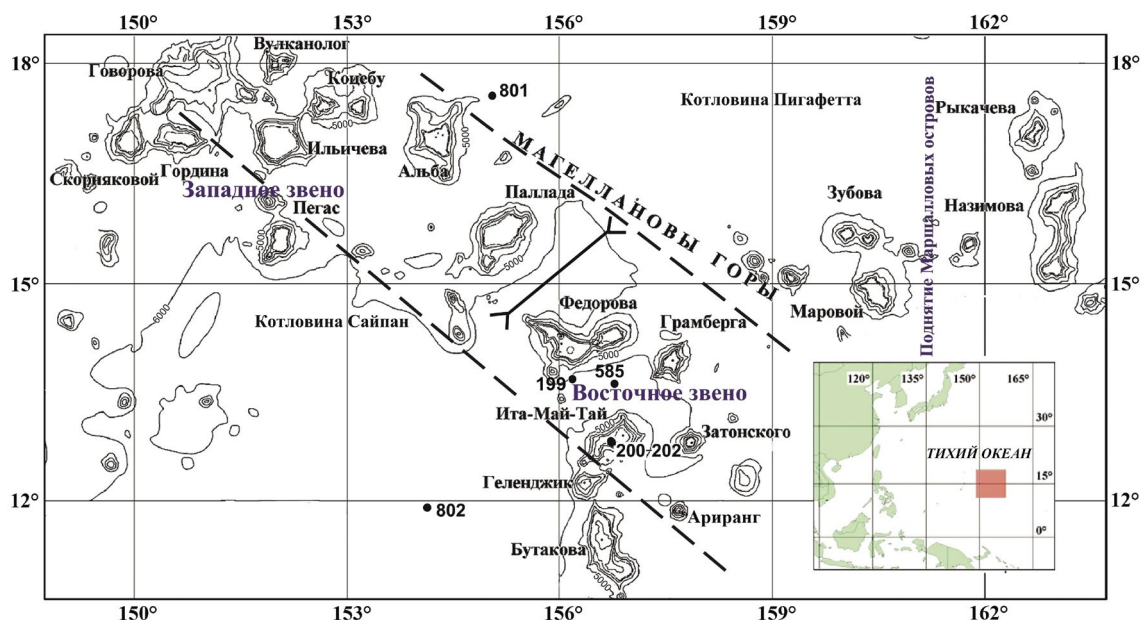


Рис. 1. Батиметрическая карта (1:5000000) Марианского бассейна, цепь гайотов Магеллановых гор и сопредельные районы.

пород эоцен–плейстоценового возраста. Глубоководные скважины бурения также были заложены в соседних котловинах Сайпан (199, 585 DSDP и 802 ODP) [25, 26, 32] и Пигафетта (800 и 801 ODP) [22, 23, 28, 34]. Бурение скв. 800А в точке с координатами 21°92.3 с.ш. и 152°32.2 в.д. в северо-западной части впадины Пигафетта было остановлено в меловом силле (апт?) базальтов, залегающем в толще радиоляритов берриасского возраста. Скв. 801С вскрыт 2-й слой океанической коры с возрастом 171.5 ± 1.15 млн лет (байос), представленный афировыми и порфировыми базальтами [28]. Позднее дополнительное бурение скв. 801С в 185-ом рейсе ODP вскрыло еще 341 м породы базальтового слоя, нижние 136 м из которых представлены переслаивающимися с пиллоу-базальтами темно-красными яшмами, кремнями и перекристаллизованными радиоляриевыми известняками среднеюрского возраста (байосс) [23]. Это наиболее полный геологический разрез в Мировом океане, отражающий его раннюю и длительную историю.

Большой вклад в изучение геологии данного региона внесли многолетние исследования АО «Южморгеология» [5, 10]. В многочисленных экспедициях с борта НИС «Геленджик» были получены кондиционные батиметрические карты на отдельные гайоты, собраны коллекции магматических, осадочных пород и кобальтомарганцевых корок. Анализ полученных материалов позволил обосновано принять или отклонить ряд положений из предлагаемых ранее гипотез по происхождению Магеллановых гор. Вместе с тем такие вопросы, как соотношение тектони-

ческого и вулканического факторов, влияния их на рельеф и условия седиментации в исследуемом районе остаются еще мало изученными.

МЕТОДИКА

С борта НИС «Геленджик» АО «Южморгеология» выполнялись комплексные работы: батиметрическая съемка; геоакустическое, магнитное, гравиметрическое и фототелевизионное профилирование дна [6, 10]. С 2000 по 2018 гг. проведено 11 рейсов, направленных на выявление перспектив кобальтоносного железомарганцевого оруденения, в ходе которых на всех гайотах Магеллановых гор и четырех гайотах сопредельного участка поднятия Маршалловых островов выполнена площадная батиметрическая съемка многолучевым эхолотом Simrad EM12 S-120. Этот эхолот имеет 81 луч и обеспечивает съемку на глубинах от 50 до 11000 м в сплошной полосе максимальной шириной до 3.5 глубин места. Рабочая частота сигнала 13 кГц, электрическая мощность импульса 12 кВ·А. Период излучения выбирается эхолотом от 9 до 13°с автоматически, по мере завершения цикла обработки принятых сигналов. При проведении съемки гайоты вначале обходились по периметру с целью отслеживания подножья. В дальнейшем положение профилей выбиралось с обеспечением перекрытия полос съемки в 10–15%. В результате батиметрической съемки для каждого из гайотов получены кондиционные карты рельефа дна масштаба 1:200000, а также карты амплитуд обратно рассеянного сигнала

эхолота (сонарные изображения), теневые карты рельефа и карты уклонов дна, построенные на основе сеточных файлов с шагом 200×200 м. Изобаты на батиметрических картах проведены через 25 м. На отдельные участки дна получены карты масштаба 1:50000 и крупнее, на которых проведены более детальные геологические работы [6, 12].

Сбор каменного материала осуществлялся скальными коробчатыми драгами и бурением неглубоких скважин погружной буровой установкой ГБУ1/40002 конструкции НПП «Севморгео». Выполнен биостратиграфический анализ осадочных пород, в которых определены ископаемые мел-кайнозойские фораминиферы, наннопланктон, кораллы, малакофауны, белемниты и др. [6, 15]. Палеонтологический анализ в сочетании с другими методами позволили расчленить осадочные толщи на литостратиграфические горизонты по отдельным гайотам, увязать их во времени с единой геохронологической шкалой и выделить палеогеографические этапы развития Магеллановых гор.

КРАТКИЙ ОБЗОР ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ПО ИССЛЕДУЕМОМУ РАЙОНУ

Подводная вулканическая гряда Магеллановых гор не имеет общего цоколя, а сами гайоты разделены межгорными глубокими впадинами. Дно сопредельных абиссальных котловин Сайпан и Пигафетта формировалось со средней юры в ходе сдвига-надвиговых процессов или рассеянного спрединга и является наиболее древним участком океанической коры с возрастом 150–170 млн лет [23, 29]. Цепь Магеллановых гор приурочена к субширотной разломной зоне Огасавара, которая может быть древней рифтовой долиной [23]. Она имеет ширину до 150 км и отчетливо выраженные борта. Возраст абиссальной плиты к югу от разломной зоны Огасавара в котловине Сайпан — позднеюрский (скв. 802 ODP), а к северу в котловине Пигафетта — среднеюрский (скв. 801 ODP). В этом контексте Магеллановы горы можно рассматривать как более молодую, наложенную структуру.

Временной этап становления структур Магеллановых гор определяется по-разному. Ряд исследователей считает, что он пришелся на границу юры и мела [5]. По другим источникам это происходило на рубеже готерива—баррема [3] или в апт—альбское время [27]. Их возраст по палеомагнитным данным оценивается интервалом 129–72 млн лет [29, 34]. Новые изотопные датировки магматических пород показали, что гайоты Альба, Говорова и Коцебу могли начать свой рост со среднего мела (поздний баррем) [31]. Это хоро-

шо согласуется с вышеуказанными палеомагнитными данными и указывает, что вулканический пьедестал и цоколь сформировались за достаточное короткое время.

Первоначально предполагалось, что формирование внутриплитовых вулканических гор связано с активизацией тектонической и вулканической деятельности на рубеже юры и мела, в процессе которой развивались многочисленные линейные разрывные нарушения [8]. Разломы, выделяемые по осям отрицательных магнитных аномалий, рассматривались как зоны дробления и гидротермальной проработки магматических пород. Горизонтальное смещение блоков океанской плиты по разломной зоне Огасавара составляет около 500 км, что позволяет говорить о трансформной природе этой зоны [3].

Согласно А. Копперсу с соавторами [27], Магеллановы горы возникли в результате прохождения тихоокеанской плиты над горячей точкой SOPITA, в результате чего образовалась цепочка гор, возраст которых нарастает с востока на запад. Эти же авторы в пределах Магеллановых гор выделяют, по крайней мере, две возрастные цепи. Первая — гайот Скорняковой (МА-10) — гайот Федорова (ИОАХ) и на отрезке Альба (Влиндер) — Федорова ими датируется альбом—коньяком. Вторая, приуроченная к гайотам Ита-Май-Тай — Геленджик (МЖ-376) и более южным гайотам, датируется аптом. Такое нелогичное распределение возрастов для тектоники плит заставляет цитируемых авторов предполагать происхождение второго участка от иной «горячей» точки. Близкие воззрения, основанные на положениях глобальной тектоники и дрейфа от точки SOPITA, высказывались и другими исследователями [3, 9, 17, 18].

Смут Н. [36] выдвинул гипотезу мегатрендов, являющихся зонами разгрузки напряжений на земной поверхности и представленных комбинациями разломных зон, линейных поднятий и подводных гор, нередко протягивающихся через весь океан. По его мнению активное извержение магм в меловой период создало многие вулканические плато и поднятия Тихого океана. Исходя из этих представлений, находящееся к северу от района Магеллановых гор поднятие Маркус-Уэйк находится на пересечении мегатрендов Маршалла—Гилберта и Мендосино—Сервейер [36]. Поднятие Маршалловых островов лежит в зоне мегатренда Маршалла—Гилберта, а Магеллановы горы находятся за пределами мегатрендов и являются опережающей структурой этого мегатренда. Механизм мегатрендов связан с дроблением океанических плит в зонах с наибольшей кривизной поверхности Земли.

Согласно Уткину В.П. с соавторами [20], в происхождении гайотов Магеллановых гор

определяющую роль играли сдвиговые дислокации различных рангов, закономерно подчиненных и проявленных в пликативных и дизъюнктивных формах. Они подразделяют всю цепь Магеллановых гор на широтные ареалы, считая их антиклинальными сводами. По-нашему мнению, авторами проигнорирована меридиональная составляющая структур, наиболее отчетливо выраженная в рельефе. Кроме того, в желании все поделить на широтные участки, авторы разделяют гайоты Ита-Май-Тай и Геленджик, образующие единый вулканотектонический массив, а также игнорируют единую меридиональную структуру гг. Федорова — Ита-Май-Тай — Геленджик — Бутакова и, напротив, выделяют структуру явно более низкого ранга Ита-Май-Тай — Затонского.

С позиции Гаврилова А.А. [4] Магеллановы горы рассматриваются как часть кольцевой мегаструктуры центрального типа, в которой западное звено формирует север кольца, восточное — восток. Механизм формирования таких структур обычно связывают с явлениями мантийного дипиризма.

Проведенный анализ показал, что нет общей точки зрения на происхождение Магеллановых гор, хотя наметилась тенденция понимания важности роли тектонического фактора в этом процессе. Ниже рассмотрены примеры отражения тектонических и вулканических событий на рельеф и условия седиментации исследуемого района.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рельеф. До недавнего времени было принято считать, что основные морфологические черты гайотов Магеллановых гор были сформированы в позднем мелу в результате магматической деятельности [5, 13]. Однако среднемасштабная батиметрическая съемка дна (1:200000) заставила пересмотреть эти взгляды, так как выявила многообразие форм кайнозойского мезорельефа [10, 12]. Участие тектонического фактора, помимо вулканизма, в образовании Магеллановых гор прослеживается уже на уровне их пространственного положения. Прежде всего, цепь Магеллановых гор состоит из двух крупных звеньев — Западного и Восточного. Оба звена обладают различной линейной направленностью главных структур, а также каждое из них отличается своими морфологическими характеристиками. Граница между ними проходит по линии между гайотами Федорова и Паллада, соединяя впадины Пигафетта на северо-востоке и Сайпан на юго-западе (см. рис. 1). Западное звено в целом имеет субмеридиональную ориентацию, простираясь от 149° до 155° в.д. и от 15° до 19° с.ш. Гайоты Западного звена, включая Говорова, Гордина,

Скорняковой, Ильичева, Коцебу и Вулканолог, образуют единый вулканотектонический массив в пределах изобат от 5500 до 4700 м. В этом звене выделяются три субширотных линии, по которым группируются основные горные сооружения (см. рис. 1). Северная объединяет гайоты Говорова, Вулканолог и Коцебу, на центральной лежат гайоты Скорняковой, Гордина, Ильичева и Альба, к южной можно отнести гайоты Пегас и Паллада. Восточное звено ориентировано меридионально и заключено между 155°30' — 158°00' в.д. и 10°30' — 14°30' с.ш. (см. рис. 1). Оно включает гайоты (с севера на юг) Федорова, Ита-Май-Тай, Геленджик, Бутакова, Грамберга, Затонского и Ариранг. Конечно, такое географическое районирование гайотов носит условный характер, и могут быть предложены другие варианты.

Все гайоты цепи можно условно разделить на две группы по морфологическим характеристикам. В первую входят относительно простые структуры, в целом соответствующие классическим представлениям о гайотах (округлые основания, хорошо выраженные вершинные плато, покрытые чехлом осадков, выпукло-вогнутый профиль склонов). Ко второй группе относятся гайоты (Альба, Говорова, Коцебу) с неправильными угловатыми очертаниями, нередко с входящими углами, осложненными многочисленными сателлитными постройками и отрогами. Гайоты первой группы, главным образом, находятся в Западном звене, а гайоты второй группы преимущественно образуют Восточное звено.

Новые данные по гравиметрии и магнитометрии [21] доказывают, что современная земная кора в районе Магеллановых гор разбита сетью глубоких разломов субширотных и субмеридиональных направлений и ее основные векторы хорошо согласуются с планетарной регматической сетью [1, 27]. В качестве наиболее ярких примеров наличия системы разломов широтного направления можно привести северные и южные склоны гайотов Федорова, Пегас, Ильичева и Паллада. Также можно отметить восточные отроги гайотов Грамберга и Ита-Май-Тай. В некоторых случаях системы вулканических осложняющих построек группируются в линеаменты субширотного простирания. Такая ситуация отмечена в пределах южного купола гайота Бутакова. Меридиональная система в рельефе прослеживается наиболее ярко на западных и восточных склонах гайотов Бутакова, Альба, Пегас и Ильичева.

Среди мезоформ встречаются отроги, вулканические постройки, террасы, уступы, радиальные грабены, ложбины и др. Наиболее широко развиты вторичные вулканические постройки, представленные конусами и куполами. У первых развита пикообразная вершина, у вторых — вершина сглаженная, более пологая, чем склоны. Формы

оснований и тех, и других чаще округлые. Поперечные размеры основания конусов и куполов изменяются в весьма широких пределах — от первых сотен метров до 10 км. Вместе с тем доминируют постройки (83%) с поперечными размерами основания в интервале 1.0–2.5 км и площадями — 1–6 км². Относительная высота конусов варьирует от 100 до 650 м, а куполов — от 50 до 400 м. Вулканические постройки могут присутствовать на гайотах в большом количестве — несколько десятков и даже более сотни на одном гайоте. Наиболее широко конусы и купола развиты в Западном звене на крупных гайотах Говорова и Коцебу (22 построек на 1 тыс. км²). С другой стороны, частота встречаемости на гайотах Грамберга, Ильичева, Затонского составляет менее 3 построек на 1 тыс. км². Проведение детальной батиметрической съемки (1:50 000) отдельных гайотов позволило выявить еще большую интенсивность развития подобных форм на единицу площади.

Купола и конусы могут преобладать на склонах или отрогах, но чаще они покрывают вершинные плато. Группа из пяти конусов локализована на плато гайота Альба [12]. Крупнейший из них расположен ближе к северо-восточному отрогу, имеет диаметр основания 5.1 км, а высоту около 750 м (рис. 2). Над ним зафиксирована и минимальная отметка над гайотом — 551 м. Геологическое опробование поверхностей конусов не оставляет сомнения в их вулканическом происхождении, поскольку они сложены щелочными базальтоидами, их туфами и туффитами. Геологический возраст структур был определен как среднемиоценовый на основе К-Аг и биостратиграфического метода [12]. Следует добавить, что конуса попарно расположены на продолжении сбросов — уступов, ограничивающих локализованный на северном склоне гайота радиальный грабен (см. рис. 2). Это, с одной стороны, позволяет предположить, что они образуют единую систему, а с другой — вероятно, и образование грабена можно датировать средним миоценом. На гайоте Говорова выделен протяженный линейный элемент, представляющий собой цепочку, более 30 км, вулканических конусов и куполов, вытянутую вдоль северо-восточной бровки вершинного плато [12].

Сателлитные постройки с диаметром основания до первых десятков километров весьма характерны для больших гайотов Магеллановых гор (Паллада, Альба, Федорова и др.). По морфологии они могут также иметь островершинную, выровненную или куполовидную форму. Своеобразное строение имеет как сам гайот Вулканолог, так и его сателлиты. Вытянутые и протяженные отроги придают основной постройке вид усеченной четырехгранной пирамиды. В форме трехгранных пирамидальных построек представлены и два его

сателлита, расположенные к востоку и юго-западу от центрального массива. В генетическом отношении ряд сателлитных построек на гайотах Говорова, Альба могут рассматриваться как тектонические отторженцы [27].

На тектоническую активность в кайнозое указывает и наличие радиальных грабенов, представляющих структуры «проседания». Такие структуры образованы за счет сползания блоков с краевых участков вершинного плато. На участках склонов внутри грабенов, представляющих собой зеркала скольжения, обнажаются относительно древние породы — меловые базальты и рифогенные известняки. Пример радиального грабена показан на северном склоне гайота Альба (см. рис. 2). Образование подобных структур связывают с интрузивной фазой развития, когда в тело гайотов внедряются лакколиты [37]. На гайотах Бутакова и Гордина отмечены комбинации радиальных грабенов, протягивающихся вдоль бровки вершины на 12–22 км. Более полная характеристика мезоформ на гайотах Магеллановых гор нами дана ранее [6, 12].

Магматические породы. Выделение последовательности вулканических комплексов Магеллановых гор позволило установить: иерархическую соподчиненность в структуре гайотов, время их формирования и место каждого в глобальной шкале палеогеографических событий. На основе анализа данных по радиоизотопному датированию (107 определений К-Аг и Аг-Аг) (рис. 3) магматических и осадочных пород и материалов глубоководного бурения нами на гайотах Магеллановых гор выделены 5 крупных возрастных вулканических комплексов: 1) позднеюрско–раннемеловой (160–140 млн лет назад?); 2) раннемеловой (поздний баррем (?) — апт–альбский — 127–96 млн лет назад); 3) позднемеловой (позднесеноман (?) — турон–раннекампанский — 95–76 млн лет назад); 4) позднемеловой (позднекампан–маастрихский — 74–66 млн лет назад); 5) Кайнозойский (66 млн лет назад — ныне) [19]. Каждый из них по времени соответствует определенному временному этапу эволюции Магеллановых гор и занимает структурную нишу в строении гайотов (пьедестал, цоколь, вторичные купола и конуса). Наиболее древний комплекс пока датирован условно ввиду отсутствия геологического материала. Его время оценивается косвенно, исходя из общих региональных представлений. Скв. 801 ODP в соседней котловине Пигафетта вскрыты снизу вверх: толеитовые базальты среднеюрского (171.5 ± 1.15 млн лет назад) возраста; щелочные силлы позднеюрского (157.4 ± 0.5 млн лет назад) и вулканокластические турбидиты апт–раннесеноманского возраста [23, 33]. Первая дата отражает возраст абиссальной плиты, где на месте будущих Магеллановых гор вплоть

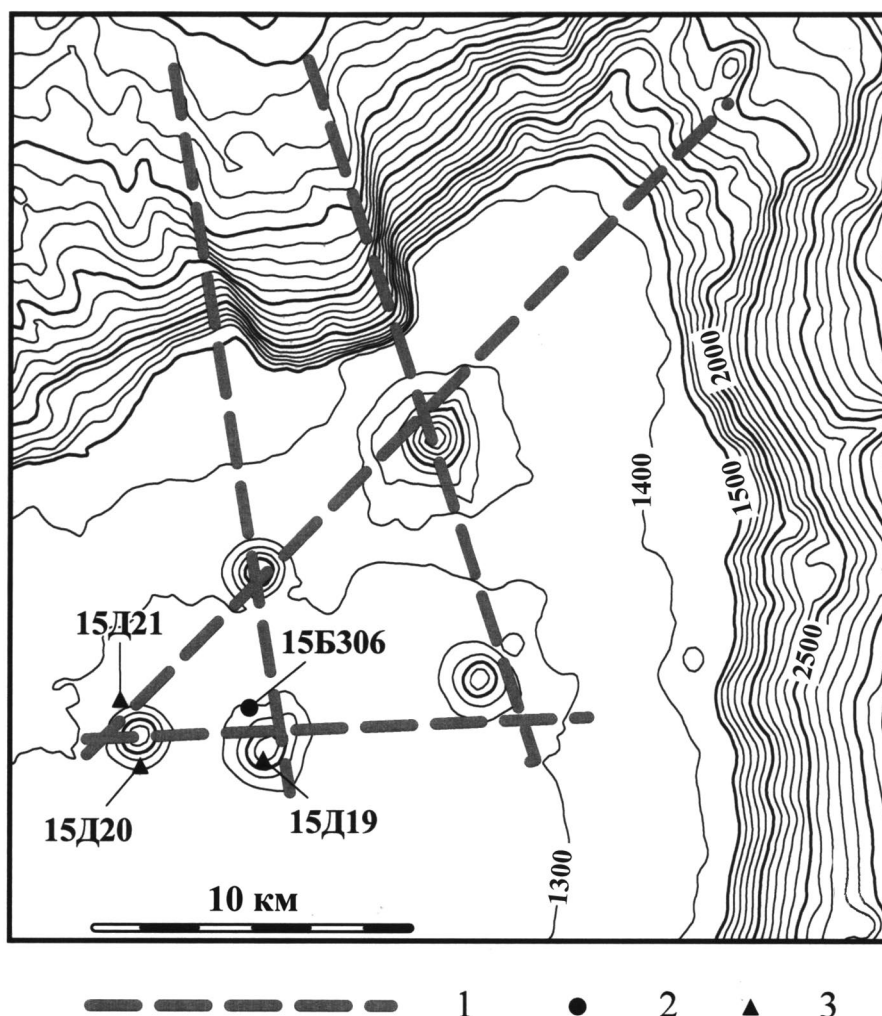


Рис. 2. Группа вулканических конусов на вершинном плато гайота Альба.

до аптского времени преимущественно накапливались красные глубоководные глины.

Первый комплекс формирует нижнюю часть основания гайота, которая возвышается над дном почти на 2000 м. Вероятно, он сложен дифференцированными толеитами гавайского типа. Наиболее древние магматические породы на гайотах Альба, Говорова и Коцебу датированы в интервале 127–124 млн лет назад (поздний баррем — начало апта) [31]. Вулканиды 2-го комплекса залегают на 1500 м выше первого комплекса и образуют основное тело гайотов. Они представлены разнообразными субщелочными и щелочными базальтами. Вулканиды 3-го комплекса сформированы достаточно выдержанными по минералогическим и химическим особенностям породами, которые относятся к формационно-геохимическому типу вулканитов океанических островов и поднятий вулканического происхождения [6]. Большая его надводная часть, по-видимому, была разрушена

последующей абразией и денудацией. В пользу этого указывает то, что наибольшее количество каменного материала было поднято со склонов подводных гор.

Образования 4 и 5-го вулканических комплексов — вторичные вулканические купола и конуса, которые осложняют поверхность гайотов. Они возникли в самом конце мела и кайнозое во время очередных тектономагматических активизаций (см. рис. 3). Японские исследователи происхождения таких вулканических «petit-spot» структур связывают с разломами, возникающими при погружении плиты в желоб [24]. Проведенный нами анализ площадного распределения вулканических мезоформ на гайотах Магеллановых гор и поднятия Маршалловых о-вов показал, что на разноталенных от желоба гайотах Говорова и Рыкачева (см. рис. 1) их самая высокая плотность составляет 22.1 ед./тыс. км² и 23.8 ед./тыс. км² соответственно. А на ряде гайотов отмечается

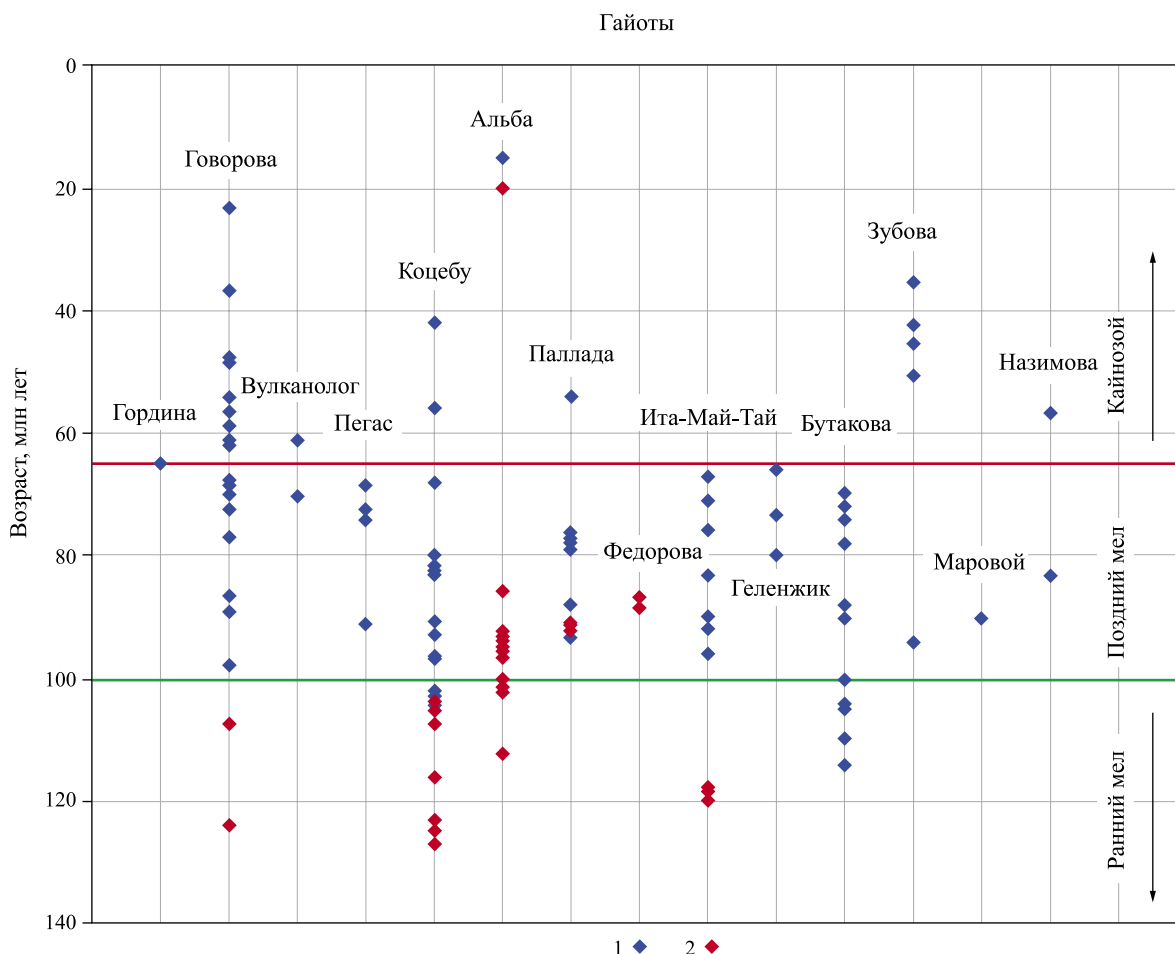


Рис. 3. Время проявления вулканизма на гайотах Магеллановых гор [19].

низкая плотность таких построек: Ита-Май-Тай — 5 ед./тыс. км², Ильичева — 3 ед./тыс. км² и Грамберга — 1.5 ед./тыс. км². Таким образом, не отмечено какой-либо линейно-возрастной упорядоченности с запада на восток [6]. В кайнозой нами отмечены эоценовые и неогеновые генерации вторичных вулканических структур. Мы полагаем, что образование вулканических конусов и куполов отражают самостоятельный вулканотектонический этап всей цепи Магеллановых гор.

Эруптивная деятельность приводила к росту горных сооружений и определяла «регрессивный» характер осадконакопления в исследуемом районе. Эвстатические колебания уровня океана усиливали или ослабляли эти процессы. Например, первая позднемиоценовая трансгрессия достигла своей кульминации в туронское время, когда уровень моря в эпиконтинентальных бассейнах поднимался на 150–200 м [30]. На Магеллановых горах в это же время фиксируется регрессивная фаза осадконакопления за счет вулканизма (3-ий вулканический комплекс) [19].

Осадочные породы. Осадочный чехол наиболее изучен на гайотах Федорова, Ита-Май-Тай, Геленджик, Бутакова, Говорова и Альба. Строение осадочных разрезов Западного и Восточного звена имеет сходные возрастные комплексы и близкий набор литологических пород в них. На основе биостратиграфического анализа выделены следующие возрастные комплексы: апт — сеноман, сантон — маастрихт и поздний палеоцен — эоцен [6, 15]. Венчают геологический разрез нелитифицированные осадки неоген—четвертичного возраста. В олигоцене — раннем миоцене (?) отмечен региональный стратиграфический перерыв осадконакопления (рис. 4).

В основании осадочного чехла залегают рифогенные известняки и мелководные терригенные породы апт—альбского возраста [16]. Они занимают верхнее плато гайотов и их периферию. Глубже, до изобат 2000–3000 м, залегают позднемиоценовые и палеогеновые (нанофораминиферовые) известняки и эдафогенные брекчии. Еще ниже по склону они сменяются различными обломочными отложениями, размерность которых уменьшается вниз к подножию гайотов.

На основе соотношения представителей мелководной макрофауны (кораллы, морские ежи и др.) и планктонных фораминифер установлены «регрессивные» и «трансгрессивные» фазы развития гайотов Магеллановых гор, которые нашли свое отражение в цикличности формирования осадочных пород. Трансгрессии (поздний альб — сеноман, поздний кампан — средний маастрихт,

начало раннего эоцена, олигоцен, поздний кайнозой) и регрессии (апт, коньяк — сантон, поздний маастрихт — ранний палеоцен) контролировали темпы и характер седиментации. В регрессивные эпохи расширяются площади мелководного осадконакопления, а в мелу возникают даже перерывы седиментации. Появление меловых пелагических известняков на гайотах связано с резким повыше-

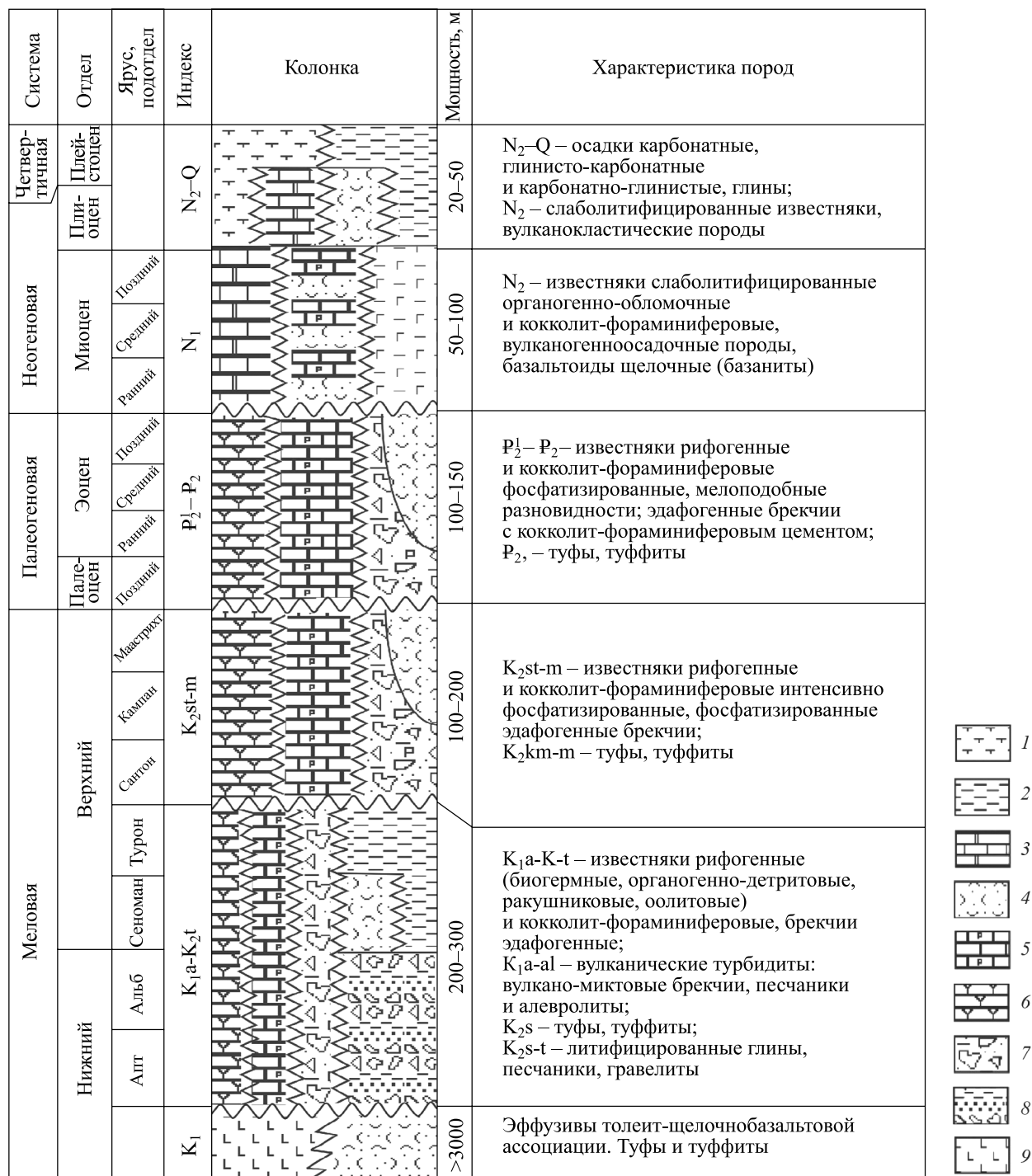


Рис. 4. Сводный геологический разрез гайотов Федорова и Бутакова.

нием уровня океана во время эвстатических (позднеальб—сеноманской и позднекампан—маастрихтской) трансгрессий. Повышением уровня океана в это время на 150—200 м вызвало затопление пониженных участков рифов надводных гор и усилило вынос мелководных отложений в соседние глубоководные котловины. В раннем палеогене происходит незначительное опускание гайотов, и только в олигоцене они погружаются на 1000—1500 м.

Значительный объем работ был выполнен по определению возраста отдельных слоев в разрезах рудных корок Магеллановых гор на основе планктонных фораминифер [11]. Показано, что развитие корок — процесс длительный (поздний мел — плейстоцен) и дискретный во времени: периоды формирования слоев разделены перерывами протяженностью несколько миллионов лет. Наиболее длительный перерыв роста корок отмечен в олигоцене и раннем миоцене. Отмечается выдержанность единого временного разреза корок не только в пределах Магеллановых гор, но и на соседних гайотах поднятий Маркус-Уэйк, Уэйк-Неккер и Маршалловых островов [11]. Это позволяет сделать важный вывод о стадийности процесса роста рудных корок в исследуемом регионе. Время активного роста рудных корок в мелу и палеогене хорошо совпадает с «трансгрессивными» фазами развития гайотов. Примечательно, что рудогенез корок происходил в совершенно разных океанологических обстановках — «теплого» позднего мела и относительно «холодного» позднего кайнозоя. Гайоты одновременно испытали вертикальное смещение, вызванное изостатическим и тектоническим оседанием, которое подвергло их воздействию водных масс, имеющих различный химический состав. Тем не менее это не повлияло на прекращение процессов рудогенеза на подводных горах. Возможными триггерами возобновления роста Co-Mn корок могли быть глубинные эндогенное тепло и газеохимические потоки, которые путем сложного взаимодействия океанологических и биологических процессов создавали в экосистемах над гайотами благоприятные условия для рудогенеза коркового типа.

Анализ показательных видов планктонных фораминифер в осадочных разрезах отдельных гайотов Магеллановых гор показал, что в ископаемой фауне подтверждена почти полная последовательность смен субглобальных биозон по данной ископаемой группе для позднего палеоцена — эоцена и позднего миоцена — плейстоцена [6]. Однако эта общая последовательность может нарушаться при сравнении локальных биозон двух соседних гайотов. С одной стороны, эти факты свидетельствуют, что седиментация пелагических осадков с позднего палеоцена была устойчивой, за исключением олигоценового перерыва. С другой стороны, диахронность границ кратковременных перерывов осадконакопления указывает, что

особенности рельефа и своеобразие придонной гидродинамики на каждом из гайотов могли нарушать единую пространственно-временную модель осадконакопления на Магеллановых горах.

ОБСУЖДЕНИЕ

До сих пор нет единого мнения в вопросе генезиса линейных вулканических цепей на океанических плитах, хотя и имеются различные модели их образования (см. выше). Гипотеза «горячих точек» подкупает, на первый взгляд, своей стройностью, но полученные нами геологические данные по Магеллановым горам противоречат ряду ее положений. Во-первых, это рассогласованность биостратиграфических и радиоизотопных определений возраста горных пород. Парадоксально, но по органическим остаткам осадконакопление на ряде гайотов Федорова, Бутакова, Паллада началось раньше, чем формирование их вулканического цоколя [6]. Во-вторых, начало мелководной седиментации в апте—альбе фиксируется одновременно на гайотах как Западного, так и Восточного звена, то есть отсутствует линейный тренд увеличения возраста гайотов с востока на запад. Нет и предполагаемой тенденции к заглублению вершин гайотов по мере остывания (опускания) и продвижения океанской плиты в западном направлении. Напротив, мы видим последовательное увеличение глубин вершин плато гайотов Восточного звена с севера на юг: бровка плато г. Федорова на западной вершине расположена на глубине 1800 м, г. Ита-Май-Тай — 2000 м, г. Геленджик — 2100 м и г. Бутакова — 2650 м.

Поэтому неслучайно в последние годы вновь вернулись к идеям Белоусова В.И. [2], что формирование линейных цепей подводных гор возможно связано с глубинной разломной тектоникой. Появление горных сооружений Магеллановых гор могло быть обусловлено взаимодействием тектонических подвижек (вертикальных и горизонтальных) вдоль разрывных нарушений и внутриплитового магматизма вдоль зон повышенной проницаемости. Здесь главным энергетическим источником горообразования выступает уже не стационарный мантийный очаг, а пульсирующий поток тепловой энергии и магмы через реактивацию глубоких тектонических трещин. Образование тектонических трещин связывают, в основном, с деформацией океанической коры, в которой создаются зоны сжатия и растяжения [17, 35]. Подводные горы и разделяющие их межгорные котловины рассматриваются как результат компенсации тектонических напряжений в океанической коре.

Принято считать, что главным горообразующим фактором формирования гайотов Магеллановых гор был вулканизм [13]. Однако ряд исследователей признавал значительную роль и тектоники [7,

35, 36]. Так, Смут Н. [36] полагает, что тектонические процессы являлись факторами образования глобальных структур, в то время как появление отдельных подводных гор было результатом вулканических излияний. Морфологические различия Западного и Восточного звена позволяют их считать в качестве самостоятельных тектонических структур. Средне- и крупномасштабные съемки рельефа показали, что очертания многих гайотов Магеллановых гор являются не округлыми, а угловатыми, и направление изобат на отрезках между перегибами склонов преимущественно линейное [1, 6]. В дополнение, вторичные вулканические образования часто образуют цепи, вытянутые вдоль линейных разрывных нарушений (см. раздел рельеф). Приведенные нами примеры на разном масштабном уровне позволяют рассматривать тектонику как составную часть общего горообразовательного процесса, а отдельные крупные гайоты могут быть приподнятыми блоками океанского дна. Впервые на глыбовую природу гайотов Магеллановых гор указал академик И.П. Герасимов [7]. Позже построение деформационного поля напряжений Петуховым С.И. с соавторами [14] позволило обосновать блоковую модель строения ряда гайотов Западного звена Магеллановых гор. Эти же авторы предполагают, что блоковый подъем происходил по широтным разломным зонам, а снятие напряжений было отмечено меридиональными обрушениями.

Новые данные по изучению осадочных пород показали, что последовательность условий седиментации на Магеллановых горах была не совсем такой, как это представлялось ранее [28, 32, 34]. Судя по нашим палеонтологическим находкам, первые осадочные образования на Магеллановых горах в Западном и Восточном звене начинают формироваться одновременно в мелководной обстановке начиная с аптского времени [6]. К этому времени облик будущих гайотов не только успел оформиться, но и над ними возникли нормальные морские условия для развития биогермов. Колебания уровня моря имели место, однако относительно мелководная среда сохранялась гораздо более долгое время, чем это считалось ранее — возможно, вплоть до среднего эоцена. Этому обстоятельству способствовало широкое развитие в кайнозое вторичных вулканических структур с высотами до 300–500 м. В позднем мелу и начале палеогена палеогеографическая обстановка определялась сложным взаимодействием процессов вулканизма, изменением уровня моря, абразией и рифообрастанием. Смена мелководных на более глубоководные условия за счет эвстатики и вулканизма привела к циклическому накоплению сходных вещественных комплексов пород в геологическом разрезе, представленных чередованием рифогенных и пелагических известняков, эдафогенных брекчий и грубозернистых пород (см. рис. 4). В «регрессивные» эпохи пелагическое осадконакопление в привершин-

ных частях гайота сокращалось или полностью прекращалось. В конце сеномана и туроне активизация вулканизма Магеллановых гор привела к росту горных сооружений и регрессии, хотя в это же время развивалась планетарная трансгрессия [30]. Формирование плосковершинных гор-гайотов происходило в мелу за счет абразии и денудации, а в кайнозое — путем заполнения осадками отрицательных форм рельефа на вершинном плато. Во второй половине палеогена (олигоцене) и раннем миоцене отмечено общее тектоническое погружение гайотов. Верхнемиоценовые комплексы бентосных фораминифер вершинных частей гайотов приобретают экологический облик, близкий современной фауне [6].

Начало «трансгрессивных» фаз развития Магеллановых гор сопровождалось резкими изменениями водной толщи. На сквозной характер этих процессов и охват ими всей океаносферы указывает перманентное нарастание слоев кайнозойского разреза рудных корок на Магеллановых горах, поднятиях Уэйк и Маршалловых островов. Их рост по времени удивительным образом совпадает с началом выделенных нами «трансгрессивных» фаз [11]. Хотя проблема генезиса рудных образований на Магеллановых горах вызывает много споров, но их прерывистый рост определенно как-то связан с возобновлением магматизма и резкой сменой океанологической среды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные нами геологические данные по горным породам позволяют документировать хронологию событий Магеллановых гор только с аптского времени, когда горные сооружения начали выходить из воды и представляли собой архипелаг островов с большим перепадом глубин до дна. Этот вывод хорошо согласуется с данными по радиоизотопным возрастам магматических пород на гайотах Альба, Говорова и Коцебу, среди которых наиболее ранние даты (инт. 127–124 млн лет назад) соответствуют границе позднего баррема и апта [31]. Основные морфологические черты гайотов в апт–альбе уже сформировались, но в процессе дальнейшей седиментации их нижние и средние части были покрыты осадками и стали труднодоступными для методов геологического опробования, кроме бурения. Дно Восточно-Марианской котловины выстилают толеитовые базальты и долериты средней юры во впадине Пигафетта и поздней юры во впадине Сайпан. В среднеюрское–меловое время во впадине Пигафетта преимущественно накапливались биокремнистые глины, и только дважды, в апт–альбское и кампан–маастрихтское время, эта седиментация прерывалась накоплением аллохтонного вулканомиктового материала

с остатками мелководной фауны — как результат выноса продуктов разрушения с гайотов Магеллановых гор за счет денудации и абразии. В позднем барреме — апте в результате сдвига-надвиговой тектоники или рассеянного спрединга на фрагменте старой тихоокеанской плиты вдоль разломной зоны Огасавара формируются вулканические основания и цоколи будущих гайотов Магеллановых гор. В позднем мелу и начале палеогена морфологический облик гайотов определялся сложным взаимодействием процессов вулканизма с изменением уровня моря, процессами абразии и рифообразования. По-видимому, гайоты Магеллановых гор можно рассматривать как вулканотектоническое образование. В пользу это указывает длительная с перерывами созидательная роль вулканизма, который прослежен на хорошо изученных гайотах Альба, Говорова, Бутакова в течение почти 100 млн лет. Тектонические процессы через трещины вызвали оживление подводящих магматических каналов, а в конце мела—кайнозой определили появление на поверхности гайотов новых мезоформ рельефа в виде вулканических конусов и куполов с высотой 300–500 м, террас, уступов и радиальных грабен. Возобновление вулканизма на Магеллановых горах нашло свое отражение в циклическом строении осадочного чехла, лито- и биостратиграфических перерывах и дискретном нарастании рудных корок.

Дальнейшие исследования могут внести коррективы в представленный сценарий развития Магеллановых гор. Гальмиролиз вызывает вторичные изменения магматических пород, что часто приводит к искажению изотопных сигналов и истинного возраста образца. Полнота геологических разрезов определяется частотой и доступностью драгирования и в нашем случае не исключает стратиграфических пропусков.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования, тема: «Палеоокеанология и палеоклиматология окраинных морей Востока Азии и примыкающих районов Северного Ледовитого и Тихого океанов, современное и мезозойско-кайнозойское осадконакопление, геодинамика, магматизм и рудогенез» (№ госрегистрации 121021700342-9), а также в соответствии с проектом «Геосистемы и минеральные ресурсы переходных зон "континент—океан" и открытого океана» (ГЕОМИР) в рамках Десятилетия ООН «Науки об океане в интересах устойчивого развития (2021–2030 гг.)».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анохин В.М. Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение. С-Пб: Недра, 2006. 161 с.

2. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 255 с.
3. Брусиловский Ю.В., Городницкий А.М., Соколов В.А. Вулканотектоническая эволюция Магеллановых подводных гор в свете их геомагнитного изучения // Геотектоника. 1992. № 5. С. 96–106.
4. Гаврилов А.А. Актуальные теоретические вопросы геоморфологических и морфотектонических исследований. Владивосток: Дальнаука, 2022. 323 с.
5. Гайоты Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ю.Г. Волохин, М.Е. Мельников, Э.Л. Школьник и др. М.: Наука, 1995. 368 с.
6. Геология гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) / Плетнев С.П., Мельников М.Е., Съедин В.Т. и др. Владивосток: Дальнаука, 2020. 200 с.
7. Герасимов И.П. Проблемы глобальной геоморфологии. М.: Наука, 1986. 207 с.
8. Головинский В.И. Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 198 с.
9. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана / Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненишайн Л.Б. М.: Наука, 1990. 229 с.
10. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.
11. Мельников М.Е., Плетнев С.П. Возраст и условия формирования кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 1. С. 3–16.
12. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Анохин В.М. и др. Вулканические постройки на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35. № 6. С. 46–53.
13. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 276 с.
14. Петухов С.И., Анохин В.М., Мельников М.Е. Особенности геодинамических обстановок в районе северо-западного звена Магеллановых гор (Тихий океан) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. 20. С. 78–88.
15. Плетнев С.П. Основные типы осадочных пород апт-сеноманского возраста на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 5. С. 45–55.
16. Плетнев С.П., Мельников М.Е., Пунина Т.А., Смирнова О.Л., Копяевич Л.Ф. Новые палеонтологические данные по гайотам Говорова, Вулканолог Коцебу (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36. № 2. С. 86–92.
17. Седов А.П., Матвеев В.В., Волокитина Л.П. и др. Качественная модель формирования цепей подводных гор. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 24–44.
18. Седов А.П., Казакевич Г.И., Матвеев В.В. и др. Механизм образования вулканических цепей французской Полинезии // Океанология 2008. Том 48. № 4. С. 624–633.
19. Съедин В.Т., С.П. Плетнев С.П., Седышева Т.Е. Вулканические комплексы и тектоно-магматические

- этапы эволюции Магеллановых гор (Тихий океан) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2022. № 4. Вып. 56. С. 90–116.
20. Уткин В.П., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Херишберг Л.Б. Роль сдвиговых дислокаций океанической коры в формировании гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // ДАН. 2004. Т. 395. № 5. С. 646–650.
 21. Углов Б.Д., Мельников М.Е. Тектоника рудной провинции Магеллановых гор Тихого океана по геофизическим данным // Руды и металлы. 2015. № 4. С. 26–38.
 22. Abrams L.J., Larson R.L., Shiply T.H., Lancelot Y. The seismic stratigraphy and sedimentary history of the East Mariana and Pigafetta basins of the western Pacific / Pro. ODP Sci. Results. College Station, 1992. V. 129. P. 551–569.
 23. Bartolini A., Larson R., Baumgartner P.O. Bajocian radiolarian age of the oldest oceanic crust in situ (Pigafetta Basin, Western Pacific, ODP Site 801, Leg 185) // Proceedings of the Ninth Meeting the International Association of Radiolarian paleontologists InterRad 2000, abstract. Reno, Nevada/Blairsdon, California. 2000. P. 15–16.
 24. Hirano N., Machida S., Sumino H. et al. Petit-spot volcanoes on the oldest portion of the Pacific Plate // Deep-Sea Research. Part I. 2019. V. 154, P. 103–142.
 25. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Program. V. 20. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1973. 958 p.
 26. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Program. V. 89. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1985. 998 p.
 27. Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijlbrans J.R., Pringle M.S. The Magellan seamount trail: implication for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion. // Earth and Planet. Scie. Let. 1998. V. 163. P. 53–68.
 28. Lancelot Y., Larson R.L. et al. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Initial reports. 1990. TX. V. 129. 488 p.
 29. Lee T.G., Moon J.W., Jung M.S. Three-dimensional flexure modelling of seamounts near the Ogasawara Fracture Zone in the western Pacific // Geophys. J. Int. 2009. V. 177. P. 247–258.
 30. Miller K.G., Kominz M.A., Browning J.V. et al. The Phanerozoic records of global sea-level // Science. 2005. V. 310. P. 1293–1298.
 31. Peretyazhko I.S., Savin E.A., Pulyaeva I.A., Yudin D.S. Intraplate volcanism of the Alba Guyot: Geodynamic formation models of the Magellan Seamounts in the Pacific Ocean for 100 million years // Russ. Geol. Geophys. 2022. V. 63. P. 1–27.
 32. Premoli S.I., Haggerty J., Rack F. et al. Proceeding of the Ocean Drilling Program. Initial reports // TX. 1993. V. 144. 1084 p.
 33. Pringle M.S. Radiometric ages of basalts basement recovered at Sites 800, 801 and 802, Leg 129 Western Pacific Ocean // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. V. 129. P. 389–404.
 34. Sager W.W., Tarduno J.A. Paleolatitude inferred from Cretaceous sediments, Hole 865A, Allison Guyot, west central Pacific Ocean, Proc. ODP, Sci. Res. 1995. V. 143. P. 399–403.
 35. Smoot N.C. The Marcus-Wake seamounts and guyots as paleofracture indicators and their relation to the Datton Ridge. // Mar. Geol. 1989. V. 88. P. 117–131.
 36. Smoot N.C. Orthogonal intersections of megatrends in the Western Pacific ocean basin: a case study of the Mid-Pacific mountains // Geomorph. 1999. V. 30. P. 323–356.
 37. Staudigel H., Clague D.A. The geological history of deep-sea volcanoes // Oceanography. 2010. V. 23. № 1. P. 58–71.

ON VOLCANISM AND TECTONICS IN THE EVOLUTION OF THE GUYOTS OF THE MAGELLAN SEAMOUNTS (PACIFIC OCEAN)

S. P. Pletnev*, V. T. Sedin

Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

**e-mail: pletnev@poi.dvo.ru*

This report is devoted to the analysis of original geological materials on the Magellan Seamounts in the Pacific Ocean, obtained by the authors in numerous voyages of R/V "Gelendzhik". This chain of guyots does not have a common volcanic basement and apparently was formed in the second half of the Early Cretaceous on the oldest (middle-last Jurassic) fragment of the Pacific plate. The main points of view on the genesis of the Magellan Mountains are as follows: either they originated at the crossing of the transform fractures, or the Pacific plate moved them from the southern hemisphere to their present-day position. Because of their high degree of study, the Magellan Seamounts are one of the key sites for understanding the mechanism of the origin of linear chains in the ocean. A comprehensive analysis of new geological on the Magellan Seamounts has established the important role of magmatism and tectonics in the formation of the modern morphological shapes, sedimentation and influence on the paleoceanography. The periodic renewal of these processes from the Early Cretaceous to Late Cenozoic can be traced in the cyclicity of sedimentation, the permanent growth of ore crusts and the formation of secondary volcanic domes and cones.

Keywords: guyots, volcanic and tectonic complexes, K-Ar and Ar-Ar ages, Magellan Seamounts

УДК 551.24:550.83 (265.54)

ЗЕМНАЯ КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ (ВЕРОЯТНОСТНО-ДЕТЕРМИНИСТСКАЯ РЕОЛОГИЧЕСКАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ)

©2024 г. А. М. Петрищевский*

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан, Россия***e-mail: petris2010@mail.ru*

Поступила в редакцию 19.01.2022 г.

После доработки 17.02.2022 г.

Принята к публикации 27.03.2023 г.

По распределениям плотностной контрастности установлено реологическое расслоение тектоносферы Южно-Китайского моря (ЮКМ) на жесткий коровый (интервал глубин 5–30 км), вязкий подкоровый (интервал 30–70 км), жесткий нижний литосферный (50–90 км), астеносферный (80–150 км) и жесткий подастеносферный (ниже глубины 150 км) слои. Распределения плотностных неоднородностей, связанные с основными тектоническими событиями в ЮКМ, обусловлены конвергенцией Палеотихоокеанской, а позднее — Филиппинской океанических плит с Филиппинским архипелагом и далее — с Азиатской окраиной. В этой зоне по распределениям плотностной контрастности в тектоносфере прослежены следы кайнозойских процессов субдукции, растяжения, трансформного сдвига и структуры центрального типа вероятной плюмовой природы, которые образуют эволюционный ряд: палеоокеанический спрединг → филиппинская субдукция → СВ растяжение со сдвигом → образование структуры центрального типа вероятного плюмового происхождения. Структуры, обусловленные конвергенцией Азиатского континента с Индо-Австралийской плитой, обособлены от Западно-Тихоокеанской окраины, а пододвигание жестких литосферных пластин с юга под литосферу окраинного моря отражает следы более древней коллизии обломков Гондваны с Азиатским континентом.

Ключевые слова: гравитационные модели, реология, земная кора, верхняя мантия, субдукция, растяжения, сдвиги, плюм, Южно-Китайское море

DOI: 10.31857/S0030157424010064, **EDN:** SOJPGD

КРАТКИЙ ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ ДАННЫХ

Южно-Китайское море располагается на стыке трех литосферных плит: Евразийской, Тихоокеанской и Индо-Австралийской (рис. 1а), что предопределяет сложность геодинамической истории и строения его тектоносферы. Структуры дна Южно-Китайского моря характеризуются северо-восточной, субмеридиональной и северо-западной ориентировками (рис. 1б; 2). Центральная часть моря представляет собой глубоководную котловину (глубина дна 3–4 км), вытянутую в СВ направлении. Мощность земной коры океанического типа здесь составляет всего 6–8 км [20, 29, 39], а гранитно-метаморфический слой практически отсутствует. В этом районе моря регистрируются линейные знакопеременные магнитные аномалии, связываемые с протоокеаническим спредингом, сопровождаемым астеносферным поднятием [29, 39]. Возраст магнитных аномалий

определен по магнитостратиграфической шкале в интервале 24–32 млн лет [19, 21, 44].

Зона спрединга сопровождается аномалией теплового потока интенсивностью более 100 мВт/м² [41]. Сейсмические модели зоны спрединга [25] фиксируют понижение скорости волн в подкоровом слое верхней мантии (интервал глубин 10–25 км) и увеличение в нижней (океанической) литосфере (интервал глубин 40–70 км). В горизонтальных срезах сейсмотомографической модели распределений скорости сейсмических волн в зоне спрединга, соответствующих диапазону астеносферы, отмечается минимумами скорости на глубинах 100 и 150 км [25]. Поскольку разлом Жоньнан (рис. 1б) смещает ось спрединга в центре моря [39, 48], можно полагать, что меридиональные сдвиги произошли или обновились позже спрединга.

Линейное простираание зоны спрединга сочетается с изометричными максимумами скорости

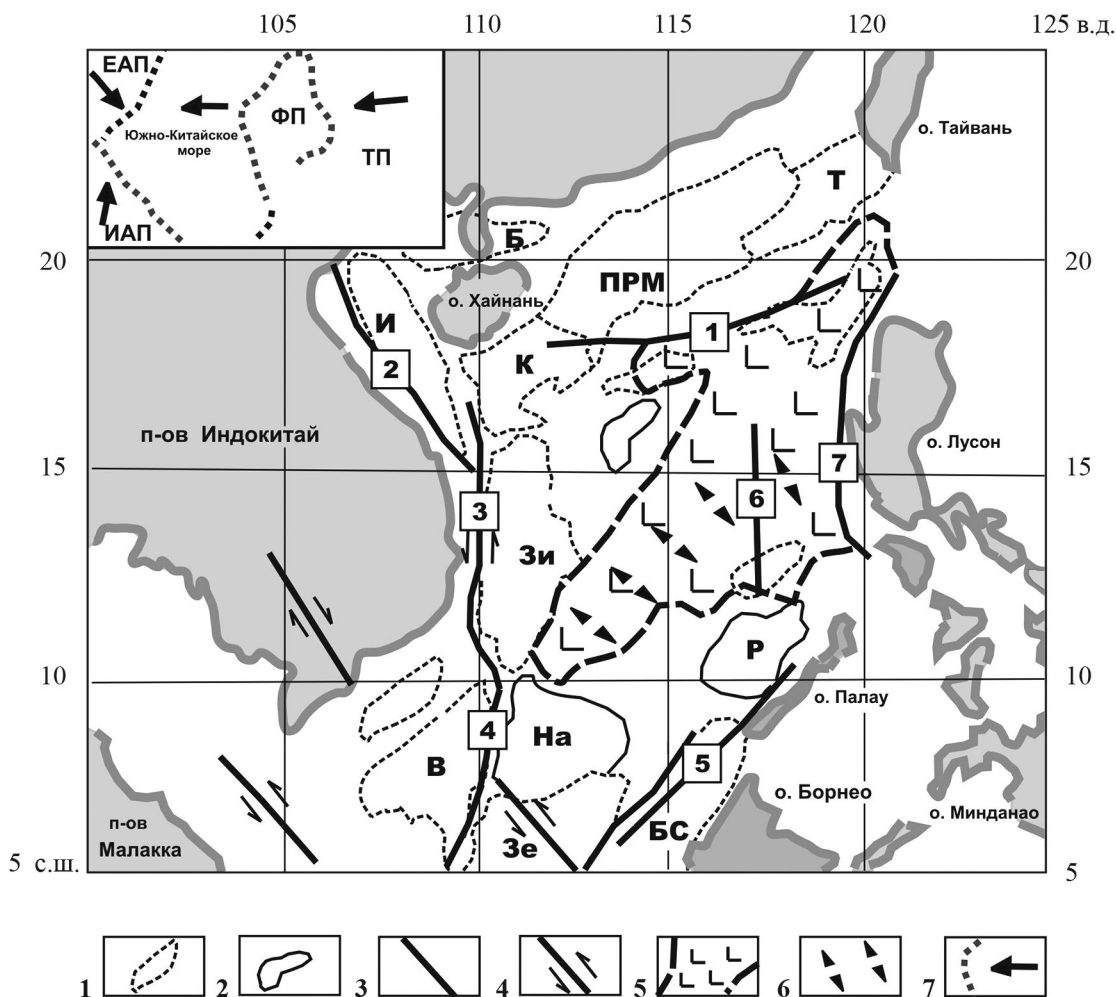


Рис. 1. Литосферные плиты (а) и тектоническая схема (б) Южно-Китайского моря

1 – осадочные бассейны: И – Инджейхай (Yinggehai), В – Байбуван (Baibuwan), К – Квиндоньнан (Qiongdongnan), ПРМ – Перл Ривер Маунт (Perl River Mounth), Т – Тайвань (Taiwan), Зи – Зонджианьнан (Zhongjiangnan), В – Ванань (Wanan), На – Нанвейси (Nanweixi), Зе – Зенью (Zengniu), БС – Вруней-Саба (Brunei-Cabah); 2 – подводные возвышенности: На – Наньша (Nanshan), Р – Рид (Reed); 3 – главные разломы; 4 – сдвиги (4), наименования показаны цифрами в квадрате: 1 – Кьеннань (Qiongnan), 2 – Вестерн-эйдж (Western-edge), 3 – Ваньян (Wan'an), 4 – Натун (Natuna), 5 – Бясянь-Гуе (Baxian-Guyo), 6 – Жоньнан (Zhongnan), 7 – Манила (Manila); 5 – океаническая кора в зоне спрединга; 6 – ось спрединга; 7 – границы плит и векторы их перемещения. Обозначения литосферных плит: ЕАП – Евразийская, ИАП – Индо-Австралийская, ФП – Филиппинская, ТП – Тихоокеанская.

сейсмических волн в интервале глубин 20–80 км [53, 58], что указывает на существование в центре моря корово-мантийной структуры центрального типа. В глубоких слоях верхней мантии (в интервале глубин 530–700 км) распределения скорости сейсмических волн характеризуется такой же концентрической зональностью: минимум в центре моря и максимумы на его периферии [42]. Косвенным признаком структуры центрального типа является концентрическая ориентация разломов (рис. 2а).

Территория Южно-Китайского моря детально исследована сейсмическими зондированиями, в результате которых на многочисленных про-

филях откартирован рельеф подошвы осадочных отложений и подошвы земной коры [35, 49, 61]. Мощность земной коры в Южно-Китайском море варьирует от 30 км в прибрежно-материковых районах до 6–8 км в центре моря. В результате сейсмотомографических исследований, использующих волны землетрясений, составлены модели распределений скорости сейсмических волн до глубины 700 км [23, 42] и схемы мощности литосферы [23, 49, 53]. В большинстве сейсмотомографических моделей мощность литосферы в центральных районах моря составляет 60–70 км, хотя по некоторым оценкам [53] она может быть сокращена до 50 км.

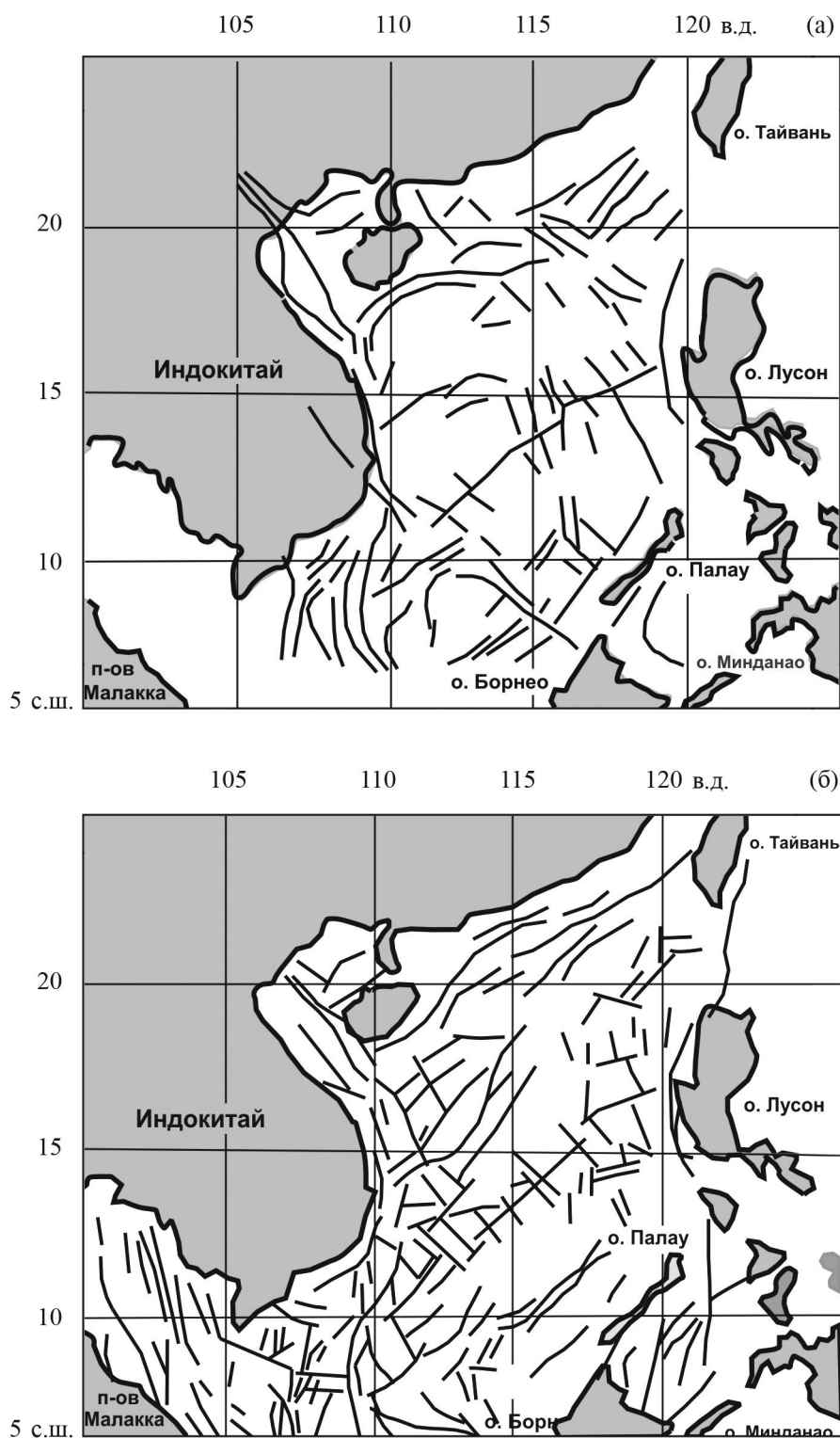


Рис. 2. Разломы, дешифрованные по гравитационным аномалиям [60] (а) и [27] (б).

Большой вклад в изучение глубинного строения земной коры внесли гравитационные модели, отображающие рельеф подошвы осадочных отложений и земной коры [20, 27, 29,

60]. По гравиметрическим данным составлены также схемы размещения разломов (см. рис. 2) и структур фундамента осадочных отложений [27, 48].

Представления о происхождении и эволюции Южно-Китайского моря (ЮКМ) неоднозначны [45]. В их числе наиболее признаны модели протоокеанического спрединга [21, 45, 47]; растяжений, связанных с субдукцией протоокеанической плиты Южно-Китайского моря на западной границе современной Филиппинской плиты [37, 55], и растяжений, связанных со сдвигами [32, 45]. Менее признана модель широкомасштабного континентального рифтинга [26, 52].

Не пользуется разработкой модель плюмового происхождения ЮКМ [30, 56], поскольку ясные признаки мантийного плюма установлены только в северном районе моря под островом Хайнань [25]. Однако пространственные параметры и структурное положение Хайнаньской мантийной структуры позволяют характеризовать ее как горячую точку, которая связана не с Южно-Китайским морем, а с Катазиатской (Ченжоу-Линву) зоной растяжения на границе континента [14]. Возраст вулканитов с признаками мантийного происхождения в центре ЮКМ значительно моложе времени образования моря и по этой причине плюмовое происхождение ЮКМ отрицается [45].

Процессы растяжения в ЮКМ сопровождались или предварялись субдукцией протоокеанического слэба в эоцене–олигоцене [37]. По другим представлениям [22, 26, 31] субдукционные процессы начались еще в раннем кайнозое и продолжались вплоть до миоцена. Две зоны субдукции мигрировали в пространстве и практически не затронули область растяжения в Южно-Китайском море. Об этом же свидетельствует отсутствие субдукционного петрохимического признака (Ta-Nb минимумов на спайдер диаграммах редких элементов) в вулканитах центральной зоны растяжения в ЮКМ [57].

В вопросе связи ЮКМ с палеогеодинамикой литосферных плит конкурируют две основные концепции. Первая связывает происхождение этого моря с взаимодействием Тетиса (на месте которого сформировался Центрально-Азиатский складчатый пояс) с Тихоокеанской плитой [46, 63]. Вторая отдает предпочтение конвергенции Индо-Австралийской плиты с Евроазиатской [32, 45]. В последнем случае происхождение Южно-Китайского моря обусловлено

субмеридиональными сдвигами в переходной зоне континент–океан, образовавшими структуру пулл-апарт в олигоцене (33 млн лет назад) и продолжавшимися до раннего миоцена (23 млн лет назад). Сложность геологического строения и мультистадийная эволюция тектоносферы Южно-Китайского моря обуславливают неоднозначность представлений о его происхождении и не позволяют отдать предпочтение какой-либо одной из вышеприведенных концепций [55, 63].

В этой статье анализируются новые, вероятностно-детерминистские, гравитационные модели, априорно не связанные с имеющейся геолого-геофизической информацией, но отражающие плотностную неоднородность тектоносферы Южно-Китайского моря, которые могут быть использованы при анализе обширного комплекса геолого-геофизических данных с целью уточнения глубинного строения и происхождения ЮКМ. Статья завершает цикл работ по исследованию глубинного строения и реологии тектоносферы окраинных морей на восточной окраине Азии [11–14].

МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Материалом для построения гравитационных моделей является мировой каталог гравиметрических данных [33], содержащий цифровой массив значений аномалий Буге по сети $0.042^\circ \times 0.042^\circ$. На широтных профилях, пересекающих гравиметрическую карту через 0.5° , с шагом 5 км были построены графики аномалий Буге, по которым рассчитаны глубины залегания источников (или центров масс систем источников) квази-симметричных аномалий и измерены амплитуды соответствующих аномалий. Примеры таких расчетов показаны в работах [5, 9, 16]. Массив значений $Z_0(x, y)$ разбивался на слои (таблица) и для каждого слоя вычислялась плотностная контрастность (μ_z -параметр) на отрезках между центрами плотностных неоднородностей и поверхностями эквивалентных сфер (H_c), касательных к поверхностям слоев [5, 9], на которые выметались, по Пуанкаре [28], аномальные массы этих источников.

Таблица. Разбиение тектоносферы на слои

Интервал Z_1-Z_2 , км	11–20	16–25	21–30	26–40	32–50	7–55	42–60	52–70	62–80	72–100	82–120	92–130	105–140	125–150	135–170	142–160	155–250	185–250
H_c , км	10	15	20	25	30	35	40	50	60	70	80	90	100	120	130	140	150	180

В результате вычислений формировался 3D-массив μ_z (x , y , H), который служил исходным материалом для построения распределений плотностной контрастности в горизонтальных срезах и вертикальных разрезах тектоносферы.

Математической основой конструирования рассматриваемых ниже гравитационных моделей является представление о множественности источников гравитационных аномалий в микститовой среде, исходя из которого каждое локальное возмущение поля является результатом сложения эффектов нескольких источников, а для любой многосвязной системы источников всегда существует эквивалентная односвязная масса с центром тяжести, соответствующим центру тяжести системы [1, 2, 9, 18]. Геологической основой конструирования моделей является представление геологического пространства в виде микститовой среды с хаотическим распределением плотностных неоднородностей. Предметом интерпретации гравитационных возмущений, таким образом, являются не конечно-метрические (конечно-элементные) геологические тела, а области источников, эквивалентные компактной односвязной звездной массе.

Описанная процедура является вероятностно-детерминированной, поскольку источники гравитационных аномалий непосредственно не связываются с конкретными геологическими телами или структурами. Она близка к процедурам локализации источников гравитационных аномалий способами отношений производных потенциала, но отличается от них переменным размером скользящего окна и измерением амплитуд гравитационных аномалий [10], что позволяет исследовать вещественные параметры геологических сред. Более подробно математические основы и технология построения моделей изложены в работах [5, 9].

Опыт исследований [4–6, 11–16] показывает, что плотностная контрастность геологических сред, описываемая μ_z -параметром, является индикатором их реологического состояния. Высоким и повышенным значениям μ_z -параметра соответствуют древние жесткие метаморфические блоки кратонов и террейны кратонного типа, а низким и пониженным значениям — зоны дробления и трещиноватости в глубинных разломах, аккреционные призмы и турбидитовые террейны, а также зоны флюидно-гидротермальной проработки в разломах и апикальных частях структур центрального типа разного ранга [5, 10, 15–16]. В верхней мантии высоким значениям μ_z -параметра соответствует нижний жесткий слой литосферы, а его низкие значения регистрируются в подкоровом вязком слое и астеносфере [4–6]. В разрезах тектоносферы низкие значения μ_z -параметра повсеместно совпадают с зонами пониженных скоростей сейсмических волн и удельных

электрических сопротивлений [4–5, 8], а лучше всего — с максимумами V_p/V_s -отношения [8].

ВЕРОЯТНОСТНО-ДЕТЕРМИНИСТСКАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ РЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

Строение тектоносферы Южно-Китайского моря рассматривается на основе 3D-распределений плотностной контрастности с привлечением всех имеющихся данных о распределениях скорости сейсмических волн, магнитных аномалий, теплового потока в сравнении с существующими геологическими данными о строении и эволюции земной коры и верхней мантии этого региона.

Плотностная контрастность нижнего слоя земной коры (рис. 3) характеризуется двумя максимумами меридионального простирания, совпадающими с расположением островодужного (на востоке) и континентального (на западе) блоков. Некоторые исследователи [32] на месте островодужного блока выделяют субконтинентальную микроплиту Хуатунь (Huatung), вовлеченную в систему меридиональных сдвигов, образующих растяжения типа пулл-апарт. Область растяжения между континентальным и островодужным блоками характеризуется пониженной скоростью поперечных сейсмических волн в интервале глубин 15–30 км [24]. Западный и восточный фланги зоны растяжения сопровождаются контрастными линейными положительными магнитными аномалиями, остаточными после исключения регионального фона [36]. Рассматриваемая модель (см. рис. 3) соответствует тектоническим моделям региональной структуры пулл-апарт [32, 45], обусловленной меридиональным правосторонним сдвигом островодужного Филиппинского блока относительно Евразии.

В разрезах μ_z -модели (см. рис. 3) отчетливо видно, что зона меридионального растяжения охватывает всю земную кору и верхи мантии. Подкоровый слой в центре моря реологически разуплотнен и продольный разрез 5-5' зоны растяжения свидетельствует о существовании здесь структуры центрального типа (СЦТ) с подводящим каналом из глубоких слоев верхней мантии.

В подлитосферном срезе 3D μ_z -модели (рис. 4) совмещены признаки субдукции, структур растяжения и сдвига различного простирания. Максимумы μ_z -параметра отображают здесь три мантийных пластины (слэба), проникающие под Южно-Китайское море со стороны Филиппинской и Индо-Австралийской плит. Восточная и юго-восточная пластины соответствуют двум слэбам: северному, со стороны о. Лусон, и южному, со стороны островов Минданао, Борнео

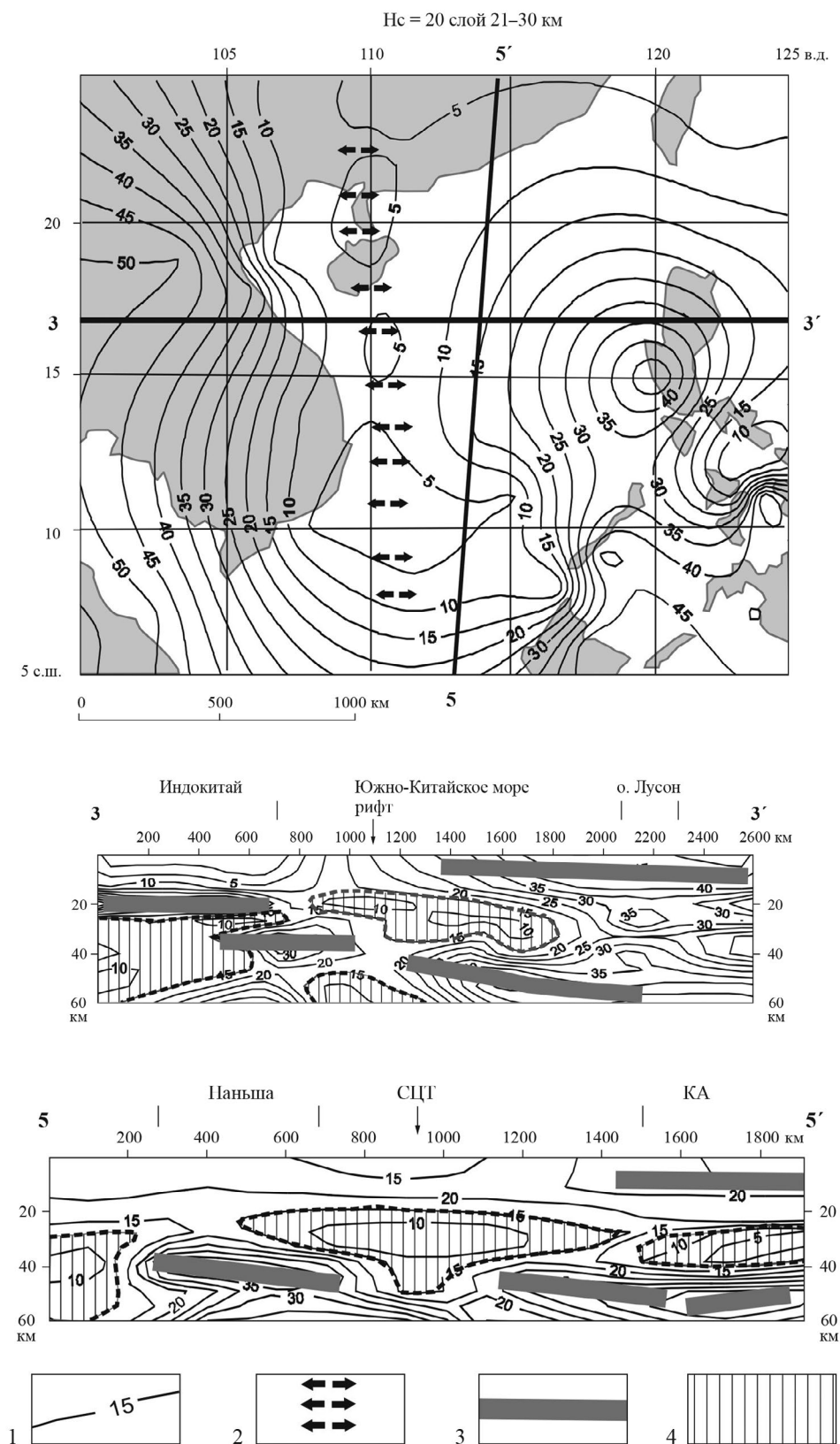


Рис. 3. Плотностная контрастность переходного слоя кора–мантия в Южно-Китайском море. 1 – изолинии плотностной контрастности, 1 ед. = 10^{-2} кг/м³/км; 2 – зона растяжения; 3 – оси жестких пластин в разрезе; 4 – среды пониженной вязкости в разрезе. Нс – глубина среза $\mu\tau$ -модели.

и Палау (см. рис. 4). Оба слэба субдуцировали со стороны протоокеанической плиты [34, 35, 54]. Похожим образом Филиппинская плита субдуцирует под островную дугу Рюкю [12]. Восточная зона субдукции характеризуется высокой коровой сейсмичностью, а юго-восточная — глубокофокусными землетрясениями [54]. Третья пластина субдуцирована под ЮКМ со стороны Индо-Австралийской плиты (блока Наньша) [45] и она сопровождается глубокофокусными землетрясениями [54]. Продвижение максимумов μ_z -параметра в западном и северном направлениях по мере углубления срезов μ_z -модели (сравните рис. 4 и 5) свидетельствует о погружении слэбов под литосферу ЮКМ. Однако это продвижение сохраняется только до широты 15° с.ш. Это свидетельствует о том, что мел-эоценовая [45] субдукция в южной половине моря позднее была нарушена СВ структурами растяжения. В этом срезе (см. рис. 4) структуры растяжения простираются в трех направлениях: СЮ, СВ и СЗ. Первая проявлена только в южном районе моря, где она раз-

деляет блоки Борнео и Наньша. Растяжения СВ простираются проявлены в северном районе моря, где они принадлежат окраинно-континентальной системе деформаций сдвига-растяжения [38, 40].

Поперечные растяжения СЗ простираются, по-видимому, обусловлены межблоковыми растяжениями, связанными с трансформным сдвигом на границе континента с Тихоокеанской плитой. Признаки таких растяжений были выявлены в сдвиговых дуплексах в земной коре Желтого [11] и Восточно-Китайского [12] морей.

В сейсмотомографических моделях [42] «филиппинская» субдукция отражается цепью локальных максимумов скорости волн в интервале глубин 50–150 км, а «австралийская» располагается намного южнее (на 10° ю.ш.). Из этого следует, что на территорию ЮКМ проникают не «австралийские», а более древние литосферные пластины Гондваны [43, 51]. Однако не исключается, что они могли быть перемещены на север под давлением Индо-Австралийской плиты в кайнозой.

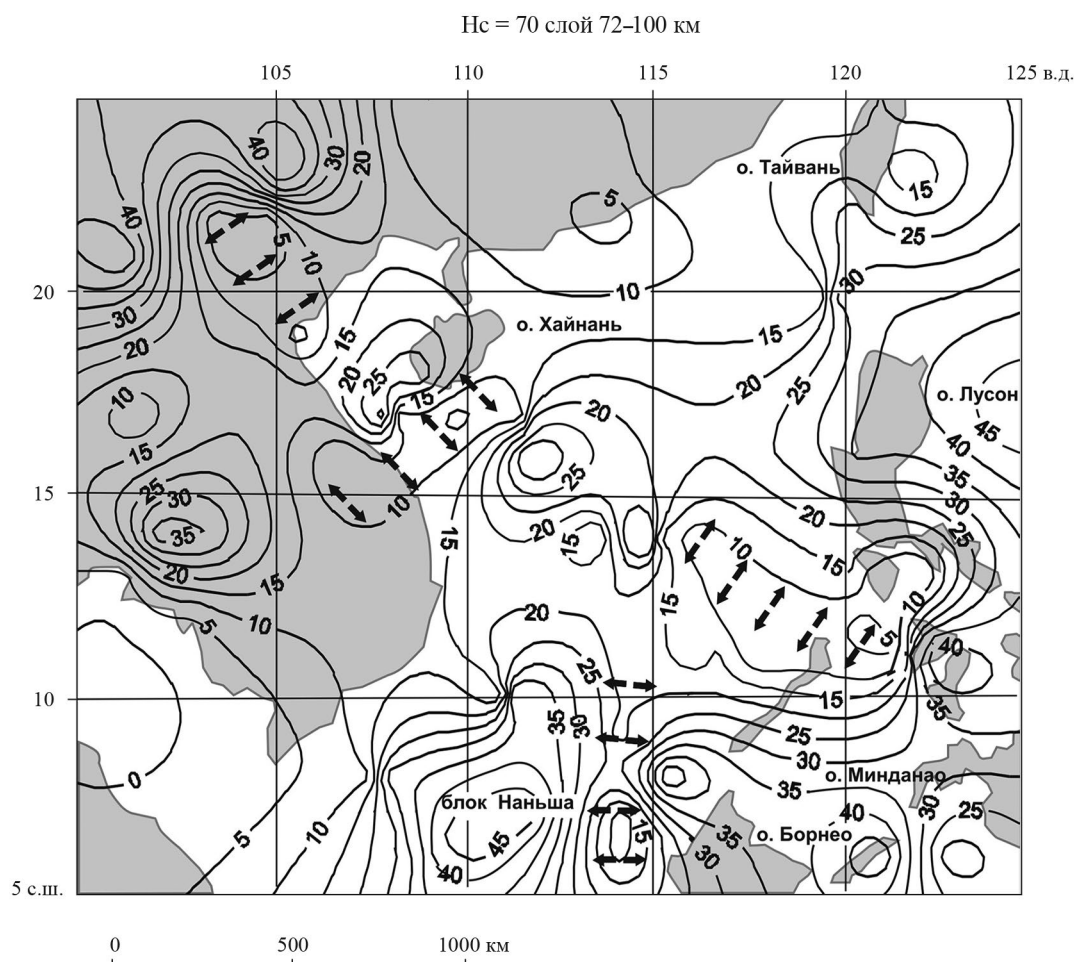


Рис. 4. Плотностная контрастность переходного слоя литосфера-астеносфера в Южно-Китайском море.

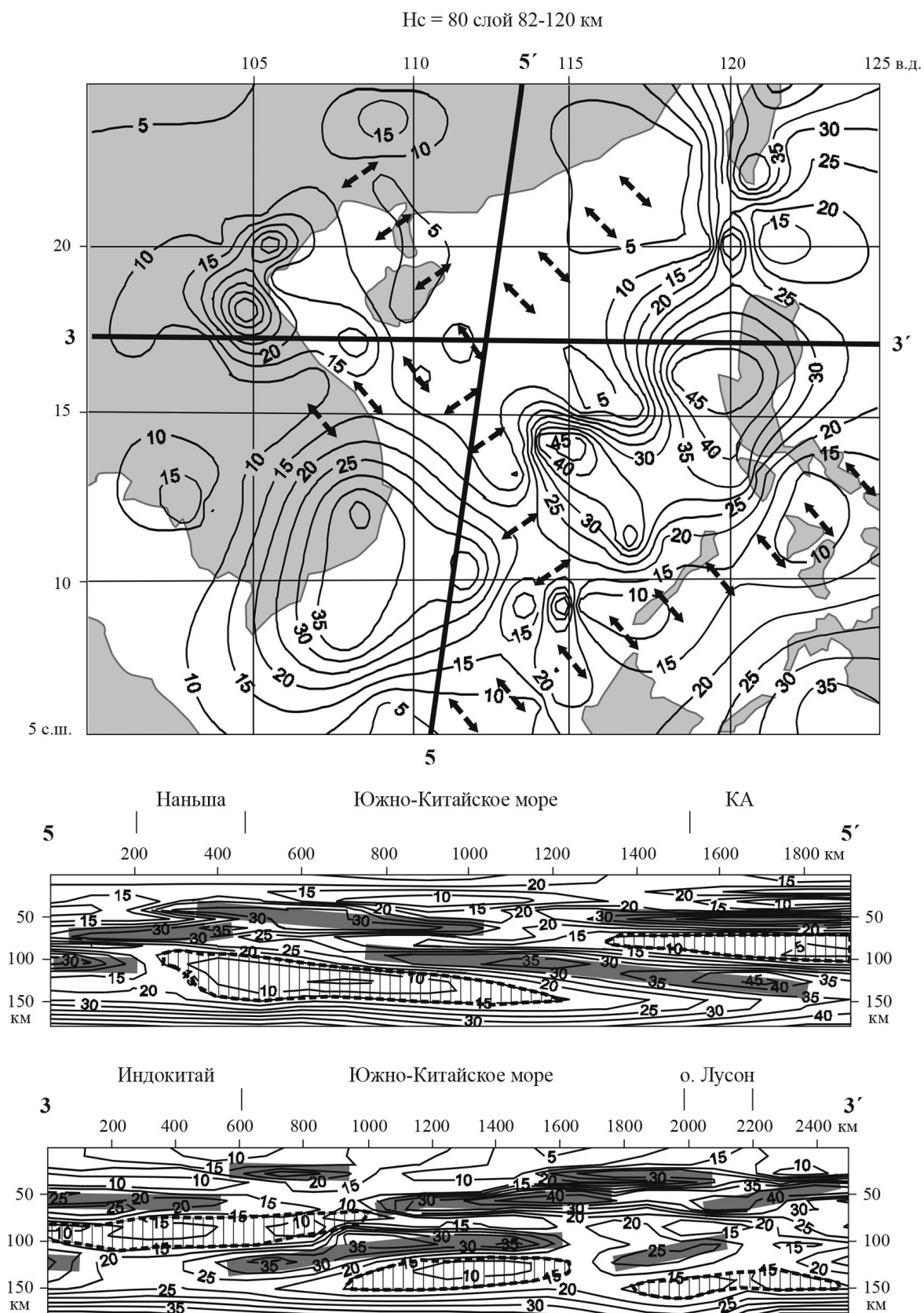


Рис. 5. Плотностная контрастность подлитосферного слоя в Южно-Китайском море.

Зоны растяжения в подлитосферном срезе (рис. 5) ориентированы в двух направлениях: СВ и СЗ. Относительное положение зон указывает на присутствие сдвиговой составляющей в СВ зонах растяжения.

Разрезы 3D μ_z -модели (см. рис. 5) иллюстрируют пологое чешуйчатое пододвигание островодужных или протоокеанических жестких пластин под ЮКМ, соответственно, в западном (разрез 3-3' на рис. 5) и северном (разрез 5-5' на рис. 5) направлениях. В разрезе 3-3 (см. рис. 5) проявлены две наклонные пластины, возможно, отражающие два этапа субдукции. Восточная пластина соответствует субдукции Тихоокеанской плиты под современную Филиппинскую, а западная — субдукции Филиппинской плиты под литосферу Южно-Китайского моря.

В подастеносферных срезах верхней мантии (рис. 6) зоны растяжения–сдвига СВ преобладают. В срезе на глубине 120 км ясно проявлен сдвиг, а на глубине 140 км — зона растяжения. Мантийная зона растяжения смещена относительно оси спрединга (см. рис. 6б), из чего можно заключить, что процессы растяжения в Южно-Китайском море, если они были унаследованы от спрединга, мигрировали в СЗ направлении. В противном случае они могли происходить позже, независимо от более раннего спрединга, и быть связанными с циклической (колебательной) субдукцией, в процессе которой возникали откаты, либо образовывались разрывы

субдуцирующих слэбов (слэб-виндоуз-структуры) под воздействием сдвигов.

Кроме признаков растяжения, сдвига и субдукции, выраженной в наклоне жестких пластин (см. рис. 5), в разрезах и горизонтальных сечениях 3D μ_z -модели (рис. 7) проявлены типичные признаки структуры центрального типа вероятной плюмовой природы, выраженные в концентрической зональности аномалий μ_z -параметра. Слабые признаки концентрической зональности μ_z -аномалий проявлены в подкоровой мантии (рис. 7а). В центре ЮКМ располагается локальный максимум, обрамляемый минимумами, а область пониженных значений плотностной контрастности в центре моря обрамляется дугообразным максимумом на востоке.

В срезе на глубине 130 км (рис. 7б) эта структура выражена отчетливым максимумом, что предполагает существование в основании структуры мантийного диапира. Повышение μ_z -параметра в центре СЦТ на этой глубине в общих чертах соответствует тектоническим и сейсмическим моделям, предполагающим сокращение мощности литосферы в центре Южно-Китайского моря [23, 39, 53]. В разрезе 1-1' морфология литосферного и подастеносферного жестких слоев характеризуется инверсными взаимоотношениями: первый слой прогнут, а второй — выгнут к земной поверхности (разрез 1-1' на рис. 7), что часто проявляется в тектоно-магматических СЦТ различного ранга, в том числе — в головах плюмов [15]. При-

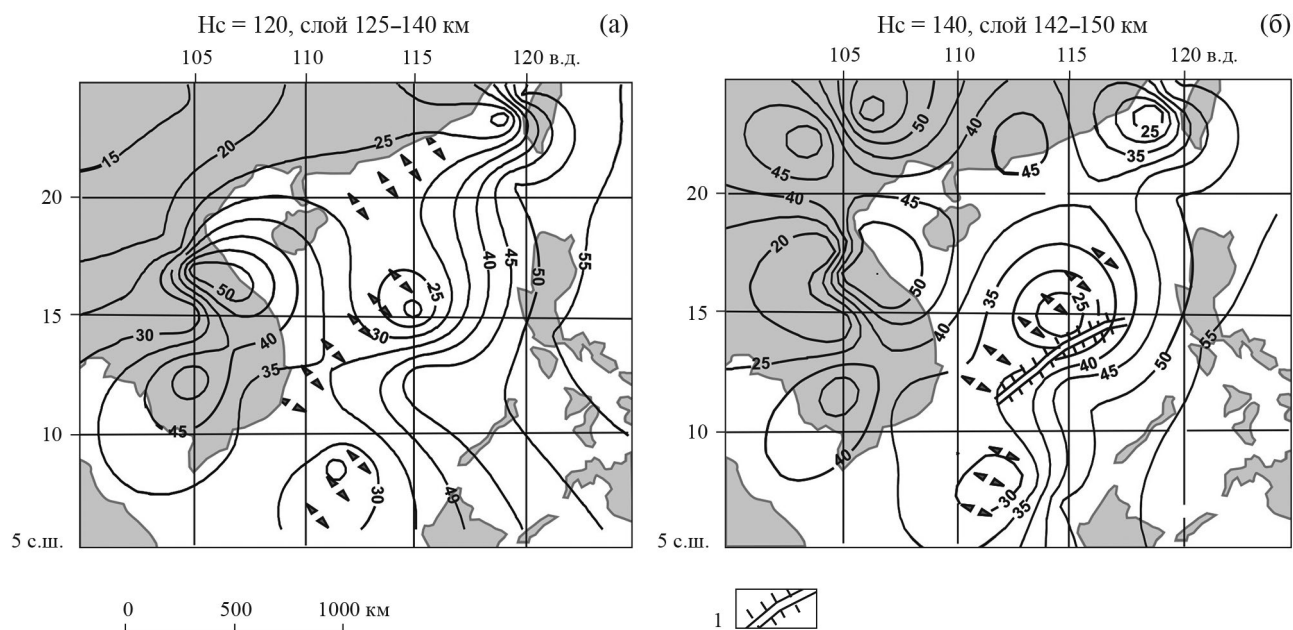


Рис. 6. Растяжение и сдвиги в подастеносферном слое верхней мантии. 1 — ось зоны спрединга. Другие обозначения на рис. 3.

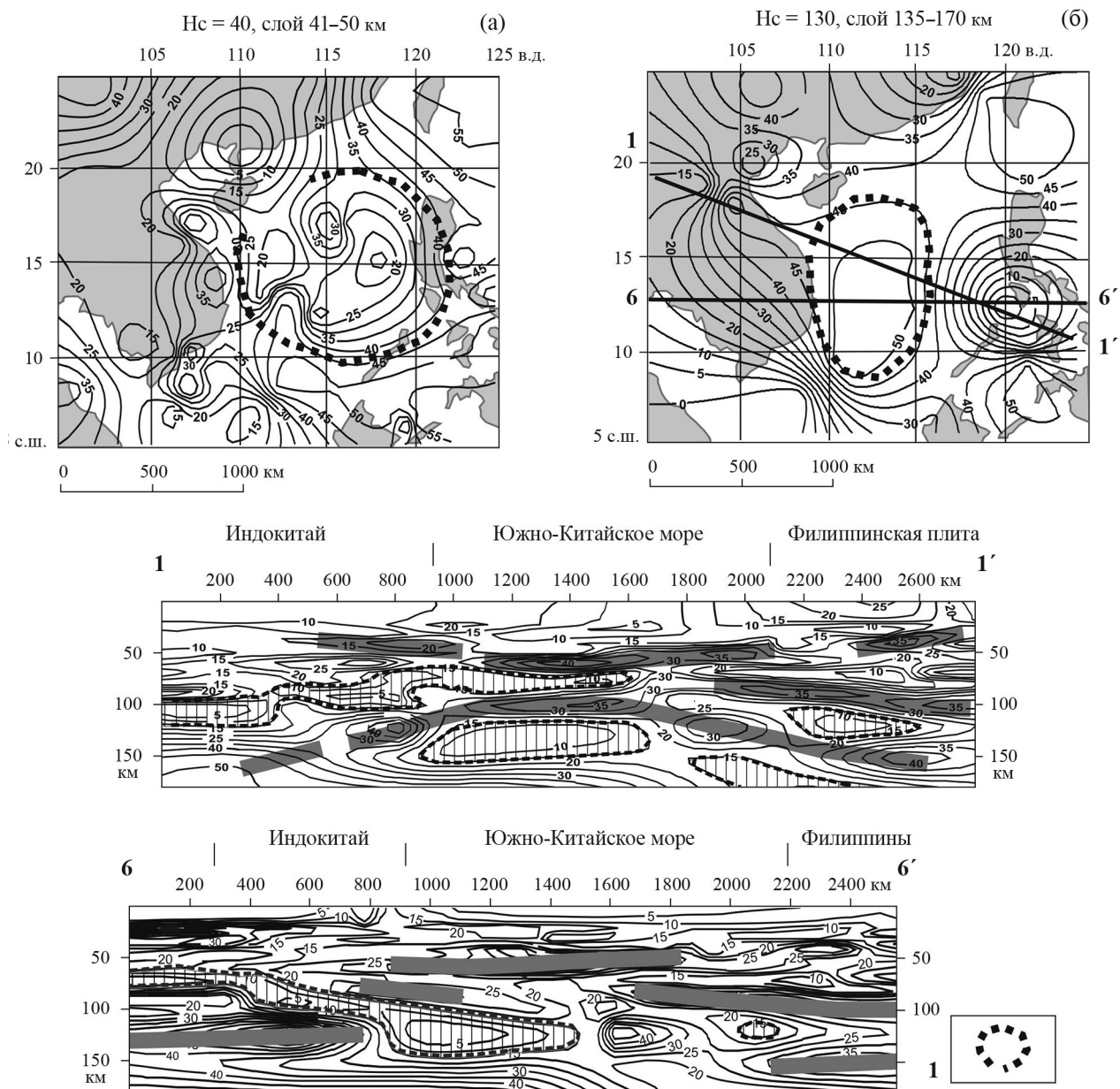


Рис. 7. Признаки структуры центрального типа в Южно-Китайском море. : 1 – контур структуры центрального типа. Другие обозначения на рис. 3.

знаки структуры центрального типа в Южно-Китайском море проявлены и в подкоровом слое верхней мантии (см. разрезы на рис. 3). В разрезе 3-3' подкоровая зона пониженной вязкости выгнута к поверхности, а в разрезе 5-5' (см. рис. 3) она имеет грибовидную форму, типичную для этого типа структур.

Избирательное проявление признаков растяжений и структур центрального типа в горизонтальных срезах μ_z -модели объясняется способностью магматических расплавов растекаться

в подкоровом и астеносферном слоях, из-за чего головы плюмов обычно имеют грибовидную форму. В результате геохимического опробования вулканитов в зоне спрединга [57, 62] было установлено присутствие пост-спрединговых океанических щелочных базальтоидов, содержащих высоко-ионные литофильные элементы (LILE) плюмового происхождения и ОИВ-ассоциации с возрастом 6–16 млн лет. Однако происхождение этих вулканитов связывалось с Хайнаньской горячей точкой [57]. Рассматриваемые

гравитационные модели (см. рис. 5) показывают, что пост-спрединговые базальты являются индикатором мантийной структуры гораздо больших размеров, совпадающей с центральной частью ЮКМ, и эта структура удовлетворяет пространственным параметрам и реологическим характеристикам типичных плюмов. Похожие признаки СЦТ плюмового происхождения были выявлены на Северо-Востоке Азии [16], в Юго-Восточном Китае [38], в Охотоморском [14] и Япономорском [13] регионах.

Анализ пространственных распределений плотностной контрастности в разрезах (рис. 3, 6–8) характеризует тектоносферу Южно-Китайского моря как тонко расслоенную среду. В составе слоев выделяются жесткий коровый (его мощность изменяется от 30 км в прибрежных районах континентальной окраины до 6–8 км в центре моря), вязкий подкоровый (интервал 30–70 км), жесткий нижний литосферный (50–90 км), астеносферный (80–150 км) и жесткий подастеносферный (ниже глубины 150 км) слои.

Такое расслоение является фундаментальной реологической характеристикой тектоносферы на всей территории Восточной Азии и прилегающих окраинных морей [4, 5, 11, 12]. Как однажды заметил Пушаровский Ю.М., в расслоенной тектоносфере каждый из слоев представляет собой автономную систему и, следовательно, может реагировать на внешние тектонические напряжения независимо, или слабо зависимо, от реакции вмещающих слоев. Основополагающий принцип в концепции расслоенной тектоносферы сформулирован в коллективной монографии [17] следующим образом: «...реологическая неоднородность литосферы обуславливает дифференцированные послонно-дистгармоничные перемещения литопластин на разных уровнях глубинности». Именно поэтому в объемных моделях плотностной контрастности сохраняются и отражаются в разных диапазонах геологического пространства следы нескольких прошедших тектонических процессов: растяжений, надвиганий, пододвиганий, воздыманий и погружений, а в общем случае: рифтогенеза, субдукции и плюмовых процессов [14]. При этом следы тектонических процессов сохраняются во взаимоотношениях менее вязких (жестких) слоев, пластин и блоков, а вязкие среды являются вмещающей средой.

В рамках концепции расслоенной литосферы Лобковским Л.И. [3] разработана модель двухъярусной коллизии литосферных плит, которая впоследствии нашла повсеместное подтверждение в гравитационных реологических моделях [6]. Характерной особенностью литосферы на территории Южно-Китайского моря является расщепление Филиппинской плиты на коровую и нижнюю литосферную пластины (рис. 8). Такое же рас-

щепление повсеместно обнаружено на западных границах Тихоокеанской плиты: в Охотском [14], Японском [13], Восточно-Китайском [12] и Желтом [11] морях. В дорифтовый (докайнозойский) период коровая пластина в северной части Южно-Китайского моря, вероятно, была надвинута на континентальную окраину (Катазиатский блок), а Катазиатский блок на плиту Янцзы с амплитудой порядка 400 км [50]. Признаки такого надвигания отобразились в разрезе 2-2' (см. рис. 8). Возможность этих надвиганий обеспечивалась существованием вязкого подкорового слоя, а нижняя литосферная пластина была субдуцирована под континент (разрез 3-3' на рис. 5).

В тектоносфере Южно-Китайского моря существует связь между возрастом тектонических структур и глубиной среза 3D-модели плотностной контрастности: структуры более молодого возраста лучше отображаются по мере увеличения глубины срезов. В интервале глубин 20–30 км (см. рис. 3) проявлены преимущественно субмеридиональные ориентировки изолиний μ -параметра, на глубинах 70–120 км (см. рис. 4, 5) – северо-восточные и меридиональные, на глубинах 129–150 км (см. рис. 6) – северо-восточные и на глубинах 130–150 км (см. рис. 7) – северо-восточная и концентрически зональная. Похожим образом изменяется ориентировка изолиний скорости сейсмических волн по мере углубления срезов 3D сейсмической модели [23]: на глубине 85 км преобладает меридиональная (на западе) и СЗ (на востоке) ориентировки, в срезах на глубинах 120 и 150 км – северо-западная, а в срезе 250 км – северо-восточная.

Пространственные взаимоотношения слоев повышенной вязкости могут быть использованы для сравнительной оценки (раньше – позже) времени проявления тектонических процессов. Руководствуясь принципом структурного изоморфизма [7], представляется возможным определить следующую последовательность тектонических событий в ЮКМ:

- наиболее ранним, по-видимому, является спрединг в центре ЮКМ, проявленный в вертикальном диапазоне глубин 0–60 км в центре моря (разрез 3-3' на рис. 3) на месте протоокеанической плиты Южно-Китайского моря [21, 45, 47]; о более раннем возрасте спрединга свидетельствует отсутствие разрывов субдуцирующих пластин в центре Южно-Китайского моря.
- позже следует субдукция Филиппинской (или протоокеанической) плиты Южно-Китайского моря?) под зону спрединга (разрез 3-3' на рис. 5); филиппинская субдукция завершается (или сопровождается?) растяжением и сдвигом в широкой зоне СВ простираения в диапазоне глубин 120–150 км (см. рис. 4);

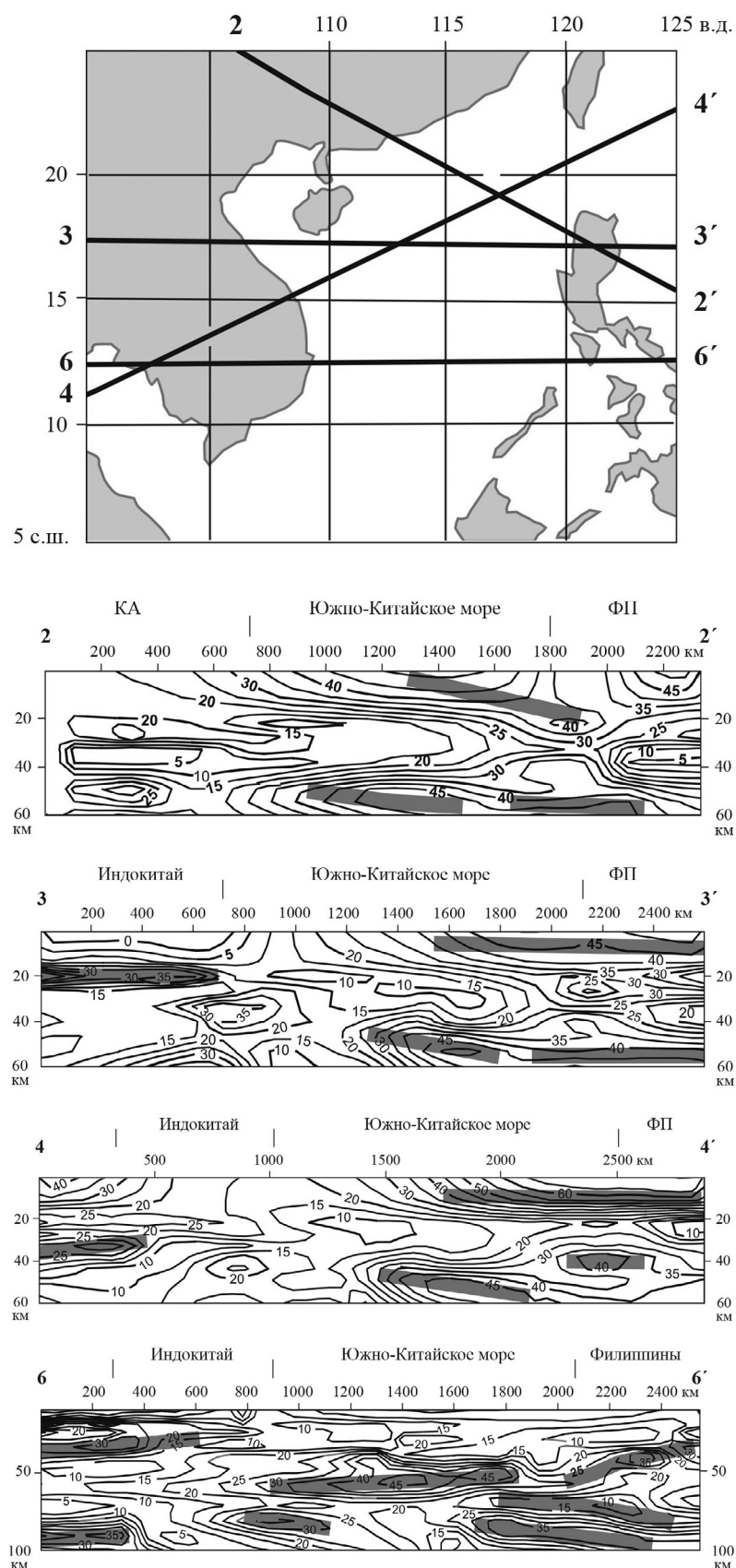


Рис. 8. Расщепление западного фланга Филиппинской плиты. Обозначения на рис. 3.

- на восточной окраине региона проявлены признаки еще одной — вероятно более поздней, тихоокеанской субдукции под Филиппинскую плиту (разрез 3–3' на рис. 5);
- наиболее поздними являются процессы, связанные со структурой центрального типа вероятной плюмовой природы; эта структура проявлена в диапазонах глубин 40–50 и 135–170 км (см. рис. 7);
- субдукция Индо-Австралийской плиты (или обломка Гондваны?) и связанные с ними структуры растяжения и сдвиги субмеридионального простирания являются сквозными по времени проявления; они заложились еще в позднем мезозое [32] и периодически обновлялись в широком диапазоне глубин (см. рис. 3, 5, 6); эти процессы обособлены от тихоокеанской окраины и имеют отношение к перманентному влиянию обломков Гондваны, а позже — Индо-Австралийской плиты; следы этих процессов нарушены позднейшими процессами растяжения, связанными с конвергенцией Евразийской и Тихоокеанской плит.

Намеченная последовательность тектонических процессов, выраженная во взаимоотношениях жестких пластин, в общих чертах увязывается с тектоническими [31, 32, 39, 45], сейсмотомографическими [23, 37, 42, 54, 55], магнитостратиграфическими [21, 39] и петрологическими [57, 62] данными и уточняет проявление этих процессов в 3D-пространстве.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Инаприорные вероятностные гравитационные модели, отражающие реологические состояния геологических сред, обнаружили следы пяти главных тектонических событий на территории Южно-Китайского моря, которые ранее предполагались по геолого-геофизическим данным. Они согласуются с большинством предшествующих тектонических, сейсмотомографических и петрологических моделей этого региона [22, 24, 25, 27, 29, 32, 34, 35, 37, 42, 44, 45, 48, 51, 52, 54, 57, 58, 60, 61, 63, 64] и привязывают гравитационные модели к главнейшим тектоническим структурам и процессам в 3D-пространстве тектоносферы Южно-Китайского моря. Это позволяет уточнить вероятную последовательность тектонических событий на основании взаимоотношений элементов гравитационных моделей и принципов структурного изоморфизма. В дополнение к существующим геолого-геофизическим данным полученные результаты формулируются в следующих выводах:

1. По распределениям плотностной контрастности установлено расслоение тектоносферы Южно-Китайского моря на жесткий коровый

(интервал глубин 5–30 км), вязкий подкоровый (интервал 30–70 км), жесткий нижний литосферный (50–90 км), астеносферный (80–150 км) и жесткий подастеносферный (ниже глубины 150 км) слои.

2. Распределения плотностных неоднородностей, связанные с основными тектоническими событиями в ЮКМ, обусловлены конвергенцией Палеотихоокеанской, а позднее — Филиппинской океанических плит с Филиппинским архипелагом (островной дугой, микроконтинентом) и далее — с Азиатской окраиной. В этой зоне прослежены следы кайнозойских процессов субдукции, растяжения, трансформного сдвига и структуры центрального типа вероятной плюмовой природы. Эти процессы образуют эволюционную последовательность: палеоокеанический спрединг → филиппинская субдукция → СВ растяжение со сдвигом → образование структуры центрального типа вероятного плюмового происхождения. Хайнаньская горячая точка не имеет отношения к СЦТ Южно-Китайского моря, а, как было показано ранее [38], она связана с Кат-азиатской (Ченжоу-Линву) зоной растяжения на границе континента.

3. В Азиатско-Тихоокеанской переходной зоне структуры более молодого возраста лучше проявляются в реологических гравитационных моделях по мере увеличения глубины срезов 3D μ_z -модели (см. рис. 4, 7б) и это является признаком того, что перестройка тектоносферы в этой зоне была направлена преимущественно «снизу—вверх».

4. В восточных районах моря наблюдается расщепление протоокеанической (либо Филиппинской) плиты на ее границе с окраинноморской литосферой, что предопределило надвигание коровых океанических пластин на субконтинентальную литосферу окраинного моря и субдукцию нижнего слоя океанической литосферы под окраинноморскую.

5. Структуры, обусловленные конвергенцией Азиатского континента с Индо-Австралийской плитой, обособлены от Западно-Тихоокеанской окраины, но их формирование происходило в более широком временном (MZ–KZ) и глубинном (20–120 км) диапазонах. Пододвигание жестких литосферных пластин с юга под литосферу окраинного моря (см. рис. 5, 6) вряд ли связано, или только косвенно связано, с субдукцией современной Австралийской плиты. Более вероятно, что оно отражает следы более древней коллизии обломков Гондваны с Азиатским континентом.

Источники финансирования. Работа выполнена в соответствии с темой научных исследований, утвержденной государственным заданием Министерства науки и высшего образования «Изучение геологического строения, моделирование глубин-

ных структур земной коры и верхней мантии Восточной Азии и оценка современного состояния и динамики геосистем (2021–2023)» (№ гос. регистрации 0234-2021-0006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зидаров Д. О решении некоторых обратных задач потенциальных полей и его применении к вопросам геофизики. София: Издательство Болгарской академии наук, 1986. 143 с.
2. Иванов В.К. О распределении особенностей потенциала // УМН. 1956. Т. 11. Вып. 5 (71). С. 67–70.
3. Лобковский Л.И. Геодинамика спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 256 с.
4. Петрищевский А.М. Вязкий слой на границе кора–мантия на Дальнем Востоке // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37–48.
5. Петрищевский А.М. Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 2013. 192 с.
6. Петрищевский А.М. Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии // Геотектоника. 2013. № 6. С. 60–83.
7. Петрищевский А.М. Палеогеодинамическая интерпретация формализованных гравитационных моделей (Дальневосточный опыт) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22. С. 26–43.
8. Петрищевский А.М. Общие черты глубинного строения тектоносферы западно-тихоокеанских окраин (Северо-Восточная Азия и Австралия) // Геотектоника. 2016. № 6. С. 87–104.
9. Петрищевский А.М. Одно практическое следствие теорем единственности и эквивалентности обратных задач гравитационного потенциала // Геофизика. 2020. № 4. С. 98–111.
10. Петрищевский А.М. Геологические задачи, решаемые при вероятностно-детерминированном подходе к интерпретации гравитационных аномалий // Геофизика. 2021. № 2. С. 87–97.
11. Петрищевский А.М. Растяжения и сдвиги в земной коре Желтого моря (вероятностная гравитационная модель) // Океанология. 2022. Т. 62. № 2. С. 289–300.
12. Петрищевский А.М. Земная кора и верхняя мантия Восточно-Китайского моря (сейсмотомографическая и гравитационная модели) // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 5. С. 43–54.
13. Петрищевский А.М., Изосов Л.А., Емельянова Т.А. и др. Строение, реология, петрология и геодинамика тектоносферы Японского моря // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 116–131.
14. Петрищевский А.М., Емельянова Т.А., Изосов Л.А. Возрастные взаимоотношения рифтогенеза, субдукции и плюмовых процессов на восточной окраине Азии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2021. № 4. Вып. 52. С. 22–45.
15. Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Геофизические, магматические и металлогенические признаки мантийного плюма в верховьях рек Алдан и Амур // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 4. С. 568–593.
16. Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Плотностная контрастность, глубинное строение, реология и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона // Литосфера. 2021. Т. 21. № 4. С. 491–516.
17. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
18. Циркульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 135 с.
19. Barckhausen U., Engels M., Dieter Franke D. et al. Evolution of the South China Sea: Revised ages for breakup and seafloor spreading // Marine and Petroleum Geology. 2014. V. 58. P. 599–611.
20. Braitenberg C., Wienecke S., Wang Y. Basement structures from satellite-derived gravity field: South China Sea ridge // Journal of Geophysical Research. 2006. V. 111. B05407.
21. Briaies A, Patriat P, Tapponier P. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia // Journal of Geophysical Research. Solid Earth. 1993. V. 98 (B4). P. 6299–6328.
22. Burton-Johnson A., Cullen A.D. Continental rifting in the South China Sea through extension and high heat flow: An extended history // Gondwana Research. 2022. In Press.
23. Cao X.L., Zhu J., Zhao L., Cao J., Hong X. Three dimensional shear wave velocity structure of crust and upper mantle in South China Sea and its adjacent regions by surface waveform inversion // Acta Seismologica Sinica. 2001. V. 14. № 2. P. 117–129.
24. Chen H., Li Z., Zhicai Luo Z. et al. Crust and Upper Mantle Structure of the South China Sea and Adjacent Areas From the Joint Inversion of Ambient Noise and Earthquake Surface Wave Dispersions // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2021. V. 22. e2020GC009356.
25. Chen S-S., Rui Gao R., Wang Z. et al. Coexistence of Hainan Plume and Stagnant Slab in the Mantle Transition Zone beneath the South China Sea Spreading Ridge: Constraints from Volcanic Glasses and Seismic Tomography // Lithosphere. 2021. V. 2021. 6619463.

26. Cullen A., Reemst P., Henstra I. G. et al. Rifting of the South China Sea: new perspectives // *Petroleum Geoscience*. 2010. V. 16. P. 273–282.
27. Dung T.T., Cu B.C., Phuong N.H. Cenozoic Basement Structure of the South China Sea and Adjacent Areas by Modeling and Interpreting Gravity Data // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2013. V. 7. № 4. P. 227–236.
28. Evans G.C. Application of Poincare's sweeping-out process // *Mathematics*. 1933. V. 19. P. 457–461.
29. Gozzard S., Kusznir N., Franke D. et al. South China Sea crustal thickness and oceanic lithosphere distribution from satellite gravity inversion // *Petroleum Geoscience*. 2019. V. 25. P. 112–128.
30. Flower M.F.J., Tamaki K., Hoang N. Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the western Pacific // *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia*. Geodynamics. 1998. V. 27. P. 67–88.
31. Hall R., Breiffeld H.T. Nature and demise of the Proto-South China Sea // *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*. 2017. V. 63. P. 61–76.
32. Huang C.-Y., Wang P., Yu M., You C.-Y. Potential role of strike-slip faults in opening up the South China Sea // *National Science Review*. 2019. V. 6. P. 891–901.
33. Land Gravity Data.bgi.omp.obs-mip.fr / модель: EGM08_CBA_global_2190_2.5m]
34. Li C.-F., Zhou Z., Li L. et al. Structures of the northeasternmost South China Sea continental margin and ocean basin: geophysical constraints and tectonic implications // *Mar. Geophys.* 2007. V. 28. P. 59–79.
35. Li C.-F., Li J., Ding W. et al. Seismic stratigraphy of the central South China Sea basin and implications for neotectonics // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2015. V. 120. P. 1377–1399.
36. Li T.L., Shi H.Y., Guo Z.H. et al. Research of deep structure of the South China Sea based on satellite on gravity and magnetic data // *Chinese Journal of Geophysics*. 2018. V. 61. № 10. P. 216–230.
37. Lin Y.-A., Colli K., Wu Y., Schuberth B.S.A. Where Are the Proto-South China Sea Slabs? SE Asian Plate Tectonics and Mantle Flow History From Global Mantle Convection Modeling // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2020. V. 125. P. 1–23.
38. Petrishchevsky A.M. New Data on the Crust and Upper Mantle Structure of the Southeast China Obtained from Statistical Processing Results of Gravity Anomalies // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2020. V. 14. № 2. P. 119–134.
39. Quin X., Zhao B., Lia F. et al. Deep structural research of the South China Sea: Progresses and directions // *China Geology*. 2019. № 4. P. 530–540.
40. Ren J., Tamaki K., Li S., Junxia Z. Late Mesozoic and Cretaceous rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas // *Tectonophysics*. 2002. V. 344. P. 175–205.
41. Shi X., Kirby J., Yua C. et al. Spatial variations in the effective elastic thickness of the lithosphere in Southeast Asia // *Gondwana Research*. 2017. V. 42. P. 49–62.
42. Shi H., Li T., Zhang R. et al. Imaging of the Upper Mantle Beneath Southeast Asia: Constrained by Teleseismic P-wave Tomography // *Remote Sens*. 2020. V. 12. 2975.
43. Shu L.S., Faure M., Yu J.H., Jahn B.M. Geochronological and geochemical features of the Cathaysia block (South China): new evidence for the Neoproterozoic breakup of Rodinia // *Precambrian Res.* 2011. V. 187. № 3–4. P. 263–276.
44. Subuet J.-C., Yeh Y.C., Lee C.S. Geodynamics of the South China Sea // *Tectonophysics*. 2016. V. 692. Part B. P. 98–119.
45. Sun W. Initiation and evolution of the South China Sea: an overview // *Acta Geochim.* 2016. V. 35. № 3. P. 215–225.
46. Sun Z., Chen H., Xu H. et al. Mesozoic paleogeography and tectonic evolution of South China Sea and adjacent areas in the context of Tethyan and Paleopacific interconnections // *Island Arc*. 2008. V. 17. P. 186–207.
47. Sun Z., Zhong Z.L., Keep M. et al. 3D analogue modeling of the South China Sea: A discussion on breakup pattern // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2009. V. 34(4). P. 544–556.
48. Trung N.N., Lee S.-M., Cong B. Satellite Gravity Anomalies and Their Correlation with the Major Tectonic Features in the South China Sea // *Gondwana Research*. 2004. V. 7. № 2. P. 407–424.
49. Wan T., Zhao Q., Lu H. et al. Discussion on the Special Lithosphere Type in Eastern China // *Earth Sciences*. 2016. V. 5. № 1. P. 1–12.
50. Wang Y., Fan W., Guo F. et al. Geochemistry of Mesozoic Mafic Rocks Adjacent to the Chenzhou-Linwu fault, South China: Implications for the Lithospheric Boundary between the Yangtze and Cathaysia Blocks // *International Geology Review*. 2003. V. 45. P. 263–286.
51. Wang Y., Zhang F., Fan W. et al. Tectonic setting of the South China Block in the early Paleozoic: Resolving intracontinental and ocean closure models from detrital zircon U-Pb geochronology // *Tectonics*. 2010. V. 29. TC6020. P. 1–16.
52. Wang P., Huang C.-Y., Lin J. et al. The South China Sea is not a mini-Atlantic: plate-edge rifting vs intra-plate rifting // *National Science Review*. 2019. V. 6. P. 902–913.
53. Wu H.H., Tsai Y.B., Lee T.Y. et al. 3-D shear wave velocity structure of the crust and upper mantle in South China Sea and its surrounding regions by surface wave dispersion analysis // *Marine Geophysical Researches*. 2004. V. 25. P. 5–27.
54. Wu J., Suppe J. Proto-South China Sea Plate Tectonics Using Subducted Slab Constraints from Tomography // *Journal of Earth Science*. 2015. V. 29. № 6. P. 1304–1318.

55. Wu Y., Wan L., Ji Z. *et al.* Tectonic Evolution in the South of the South China Sea and Its Control Factors of Hydrocarbon Accumulation // *Ekoloji*. 2018. V. 27. № 106. P. 485–494.
56. Xu Y.G., Wei J.X., Qiu H.N. *et al.* Opening and evolution of the South China Sea constrained by studies on volcanic rocks: preliminary results and a research design // *Chin. Sci. Bull.* 2012. V. 57 (24). P. 3150–3164.
57. Yan Q., Castillo P., Shi X. *et al.* Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from Daimao Seamount (South China Sea) and their tectonic implications // *Lithos*. 2015. V. 218–219. P. 117–126
58. Yao B.C., Wan L., Zeng W.J. *et al.* Three dimensional structure of lithosphere and its evolution in the South China Sea. Beijing: Geological Publishing House, 2006.
59. Yin Z. Cai Z., Zhang C. *et al.* Tectonic unit divisions based on block tectonics theory in the South China Sea and its adjacent areas // *Acta Oceanol. Sin.* 2021. V. 40. № 9. P. 33–42.
60. Yu C.H., Zhao J.F., Shi X.B. *et al.* Sediment density correction of gravity anomaly in the South China Sea and its significance to analyze of regional tectonic characteristics // *Chinese Journal of Geophysics*. 2017. V. 60 (8). P. 3151–3169.
61. Zhao M., Qiu X., Xia S. *et al.* Seismic structure in the northeastern South China Sea: S-wave velocity and Vp/Vs ratios derived from three-component OBS data // *Tectonophysics*. 2010. V. P. 183–197.
62. Zhao M., He E., Sibuet J.-C. *et al.* Postseafloorspreading volcanism in the central east South China Sea and its formation through an extremely thin oceanic crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2018. V. 19. P. 621–641.
63. Zhou D., Sun Z., Chen H.-Z. *et al.* Mesozoic paleogeography and tectonic evolution of South China Sea and adjacent areas in the context of Tethyan and Paleo-Pacific interconnections // *Island Arc*. 2008. V. 17. P. 186–207.
64. Zhou D., Yao B. Tectonics and Sedimentary Basins of the South China Sea: Challenges and Progresses // *Journal of Earth Science*. 2009. V. 20. № 1. P. 1–12.

CRUST AND UPPER MANTLE OF THE SOUTH CHINA SEA (PROBABILISTIC-DETERMINISTIC GRAVITY MODEL)

A. M. Petrishevsky*

*Institute of Complex Analysis of Regional Problems, Far Eastern Branch,
Russian Academy of Sciences, Birobidzhan, Russia*

*e-mail: petris2010@mail.ru

Rheological layering of a tectonosphere of the South China Sea (SCS) on the crust rigid (the depth interval of 5–30 km), viscous subcrustal (the depth interval of 30–70 km), rigid lower lithospheric (50–90 km), astenospheric (80–150 km) and rigid subastenospheric (the depth interval is more than 150 km) is established. Distributions of the density inhomogeneities connecting with the main tectonic events in SCS are caused by the Paleo-Pacific's convergence, and later — the Philippine's oceanic plate with the Philippine archipelago and further — with the Asian margin. In this zone by distributions of density contrast in a tectonosphere are tracing Cenozoic processes of a subduction, stretching, transformic shift and structure of the central type of the probable plume nature which form an evolutionary sequence: back arc, or paleo-oceanic spreading → the Philippine subduction → NE-stretching with shift → formation of the structure of the central type of a probable plume origin. The structures caused by convergence of the Asian continent with the Indo-Australian plate are isolated from the West Pacific margin, and the underthrusting of rigid lithospheric plates from the South under a lithosphere of the margin sea reflects traces of more ancient collision of fragments of the Gondwana with Asian continent.

Keywords: gravity models, rheology, crust, upper mantle, subduction, stretching, shifts, plume, South China Sea

УДК 551.242.2

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ПРИАНТАРКТИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ

© 2024 г. Е. П. Дубинин^{1, *}, А. В. Кохан^{2, **}, Н. М. Сущевская^{3, ***}

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

*e-mail: edubin08@rambler.ru;

**e-mail: kkkkk1987@mail.ru;

***e-mail: nadsus@gmail.com

Поступила в редакцию 10.05.2023 г.

После доработки 12.07.2023 г.

Принята к публикации 18.07.2023 г.

На основании анализа глобальных цифровых моделей, распределения разломных зон океанической коры, глобальных и региональных моделей эволюции и опубликованных геолого-геофизических данных рассмотрены особенности строения основных структур океанического дна в районе сочленения Индийского и Атлантического океанов. Проведено тектоническое районирование региона. Выделены гетерогенные блоки литосферы с корой, сформированной на разных спрединговых хребтах, которые разделены структурными границами, представляющими собой палеограницы плиты, фиксирующие следы продвижения, перескока и отмирания спрединговых хребтов. Выявлены основные этапы эволюции литосферы, связанные с активизацией плюмового магматизма и кинематическими перестройками границ плит.

Ключевые слова: рельеф, морфоструктуры, тектоника, строение коры, эволюция, Южная Атлантика

DOI: 10.31857/S0030157424010072, **EDN:** SOIPNO

ВВЕДЕНИЕ

Район исследований занимает сектор океанического дна на стыке Индийского и Атлантического океанов. Он ограничивается на западе Южно-Сандвичевой островодужной системой, на востоке — системой демаркационных разломных зон Дю-Туа—Эндрю Бейн—Принц Эдуард, на севере — Агульяс-Фолклендской разломной зоной. Дно рассматриваемой акватории отличается сложным строением, включающим океанические котловины (Африкано-Антарктическую, Мозамбикскую, Агульяс, Транскей, Капскую и др.), современные спрединговые хребты (западная часть Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ), южная часть Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ) и Американо-Антарктический хребет (ААХ)), палеоспрединговый хребет Агульяс, внутриокеанические поднятия (Мод, Северо-Восточная Георгия, Айлос Оркадас, Метер, Мозамбикский хребет и др.), краевые плато (Фолклендское, Агульяс), микроконтиненты (поднятия Бейра и Мориса Юинга) (рис. 1). Рельеф крупнейших морфоструктур осложнен мно-

гочисленными неравномерно распределенными по акватории небольшими поднятиями, подводными горами, трогами разломных и шовных зон разного генезиса.

Разнообразие структур и картина геофизических полей отражают гетерогенное строение коры и литосферы и свидетельствуют о ее сложной эволюции, для которой были характерны неоднократные кинематические реорганизации геометрии границ плит, осложненные активной деятельностью горячих точек Шона, Буве, Дискавери [33]. Кинематические перестройки сопровождались перескоками осей спрединга, приводящими к отмиранию одних спрединговых хребтов и образованию других, что, в свою очередь, отражалось в аномальных геофизических полях и, в частности, в нарушениях последовательности и простираения линейных магнитных аномалий и плотностной структуры литосферы [8, 9].

Район исследований отличается неравномерной изученностью. Наиболее детально изучена акватория вблизи Африки, наименее — центральные районы. Вблизи Африки детальные работы

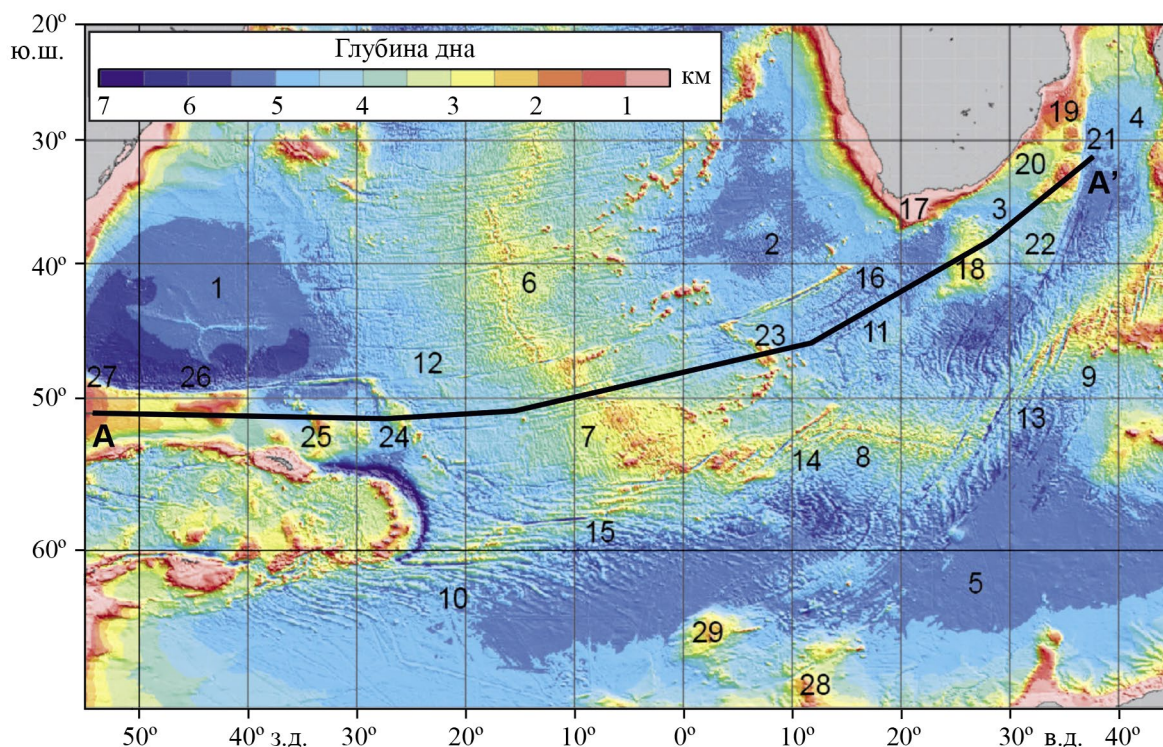


Рис. 1. Рельеф дна района исследований по данным модели GEBCO_2014 [72]. На рисунке показан профиль А-А'. Изменения рельефа дна и геофизических характеристик вдоль профиля показаны на рис. 2д–ж. Цифрами на рисунке обозначены морфоструктуры: океанические котловины: 1 – Аргентинская, 2 – Капская, 3 – Трансей, 4 – Мозамбикская, 5 – Африкано-Антарктическая; спрединговые хребты: 6 – САХ, 7 – южный сегмент САХ, 8 – западный сегмент ЮЗИХ, 9 – восточный сегмент ЮЗИХ, 10 – ААХ, 11 – палеоспрединговый хребт Агульяс; разломные зоны и трансформные разломы: 12 – Агульяс-Фолклендская, 13 – Дю-Туа – Эндрю-Бейн – Принц-Эдуард, 14 – Шака, 15 – Вулкан; краевые плато и океанические поднятия: 16 – Дискавери, 17 – банка Агульяс, 18 – плато Агульяс, 19 – Северная долина Натал, 20 – Южная долина Натал, 21 – Мозамбикский хребт, 22 – поднятие Трансей, 23 – Метеор, 24 – Айлос-Оркадос, 25 – Северо-Восточная Георгия, 26 – банка Мориса Юинга, 27 – Фолклендское плато, 28 – хребт Астрид, 29 – поднятие Мод.

в рамках многочисленных комплексных экспедиций велись в районе Мозамбикского хребта, плато Агульяс, Мозамбикской континентальной окраины, долины Натал. На плато Агульяс и в близлежащем сегменте Агульяс-Фолклендской разломной зоны проводились глубинные сейсмические исследования [50, 52]. Полученные данные были обобщены в ряде работ [5, 31]. Последняя по времени ревизия этих данных приведена в работе [51]. В рамках отдельных экспедиций были изучены участки крупных поднятий: Айлос Оркадас, Метеор, Фолклендское плато, палеоспредингового хребта Агульяс [54, 59]. Благодаря набортным наблюдениям на транзитных переходах и полигонным аэромагнитным и набортным магнитным съемкам получена модель распределения линейных магнитных аномалий океанической коры, включенная в глобальную компиляцию [62]. В результате сейсмических, магнито- и гравиметрических работ в отечественных и зарубежных экспедициях были изучены континентальные окраины Антарктиды в створе морей Риссер-Ларсена, Космонавтов и Уэдделла

[4, 51]. Отдельные работы проводились на участке Агульяс-Фолклендской разломной зоны к востоку от поднятия Дискавери. Не покрыт детальными работами Американо-Антарктический хребт (ААХ). Геологические исследования проходились в рамках проектов глубоководного бурения DSDP, IODP и ODP. В акватории района исследований было пробурено 28 скважин, сосредоточенных преимущественно в районах краевых плато и внутриокеанических поднятий (см. рис. 1). Скважины IODP 113-698, 114-701С, 114-703 и скважины DSDP 36-330, 25-249, 25-248, 26-250 достигли базальтов второго слоя океанической коры.

Структурный план района исследований формировался в ходе распада континентальных блоков Африки, Южной Америки и Антарктиды. Однако к настоящему времени окончательной ясности в вопросе эволюции этой части Индийского и Атлантического океанов нет, в первую очередь, из-за сложности выявления времени начала раскола, периодической активизации плюмового

магматизма и наличия большого числа крупных и мелких структур различного генезиса. Также до конца не установлены особенности развития океанических котловин, океаническая кора которых нередко формировалась на различных спрединговых хребтах.

Целью настоящей работы является анализ строения структур рассматриваемого района и построение схемы тектонического районирования литосферы в контексте ее эволюции.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования основаны на обобщении и анализе геолого-геофизических материалов, которые включают новейшие глобальные модели и компиляции: цифровые модели рельефа дна GEBCO [72], гравитационного поля и его градиента [58], магнитного поля [48] (см. рис. 1, 2), базы данных пикировок линейных магнитных аномалий [62] и пикировок разломных зон океанической коры [46], а также глобальную модель эволюции границ плит [47], батиметрический грид SWIOBC [21].

МОРФОЛОГИЯ ДНА И ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Рельеф изучаемого региона формировался на протяжении мела и кайнозоя в ходе раскрытия Индийского и Атлантического океанов, контролируемого относительным движением Антарктической, Африканской и Южно-Американской плит и магматической активностью горячих точек.

В границах рассматриваемой акватории можно выделить пять крупных секторов с океанической корой, образованной в ходе спрединга на различных спрединговых хребтах: 1) кора, сформированная на САХ в створе Капской и Аргентинской континентальных окраин; 2) кора, сформированная в центральной части Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) в створе континентальных окраин Мозамбика и Антарктиды в районе моря Риссер-Ларсена; 3) кора клиновидного в плане сектора, отделенного от них демаркационными разломными системами Агульяс-Фолклендской и Дю-Туа–Эндрю-Бейн–Принц-Эдуард; 4) кора сектора моря Скотия; 5) кора моря Уэдделла. Строение и генезис структур первого сектора установлены относительно хорошо. Развитие структур второго, третьего и пятого секторов остаются во многом дискуссионными. Здесь формирование коры и структур океанического дна сопровождалось неоднократными кинематическими перестройками и перескоками осей спрединга, отмиранием спрединговых хребтов и проявлениями плюмового магматизма.

Особенностью строения дна региона является наличие многочисленных подводных поднятий преимущественно магматического генезиса, разделяющих котловины, подстилаемые океанической корой разного возраста (см. рис. 1).

Мозамбикская котловина располагается в северо-восточной части исследуемого района. К северу от 25° ю.ш. дно котловины аномально приподнято (глубины от 2 до 3.5 км), а в южной максимальные глубины достигают 5.5 км. Северо-восточной границей котловины выступает разломная зона Дейви. Плотностная характеристика котловины соответствует океаническому типу коры, плотность варьирует в пределах 2.74–2.86 г/см³, а толщина коры достигает 10–14 км [9].

Северная долина Натал. С запада Мозамбикская котловина ограничена субмеридиональной разломной зоной с уступом высотой до 2–2.5 км. Эта разломная зона выступает восточной границей Мозамбикского хребта и Северной долины Натал. Геофизические данные интерпретировались неоднозначно, как свидетельствующие о наличии здесь континентальной [20], либо океанической коры [43]. Авторы работы [67] указывали на наличие в центральной части Северной долины Натал спредингового центра субширотной либо СЗ–ЮВ ориентировки. По данным новейших исследований [50], Северная долина Натал подстилается утоненной континентальной корой мощностью ~25–30 км. К югу и востоку толщина коры сокращается до 15–20 км. Породы фундамента перекрыты вулканогенно-осадочной толщей мощностью до 5–6 км, в которой на глубине 2–3 км располагается отчетливо выраженный рефлектор, ассоциируемый с активностью плюма Кару около 183 млн лет назад. Нижняя часть коры обладает значительными латеральными неоднородностями скоростей сейсмических волн, что может свидетельствовать о базификации континентальной коры. Это подтверждается и картиной аномального магнитного поля, в структуре которого выделяются как изометричные, так и слабо удлиненные в СВ–ЮЗ и субширотном направлении ареалы высокой намагниченности различной полярности [31]. Наиболее амплитудные ареалы совпадают в плане с хребтами и локальными поднятиями. Смена полярности свидетельствует о продолжительности магматизма, приведшего к формированию этих магматических структур. При этом в структуре поля Северной долины Натал преобладают участки с низкой намагниченностью. Такой характер поля свидетельствует о наличии утоненной континентальной коры в этом районе. Кора, видимо, подверглась нескольким стадиям площадного растяжения с внедрением на большой площади базальтовых интрузий, наиболее крупные из которых выражены в рельефе дна и фун-

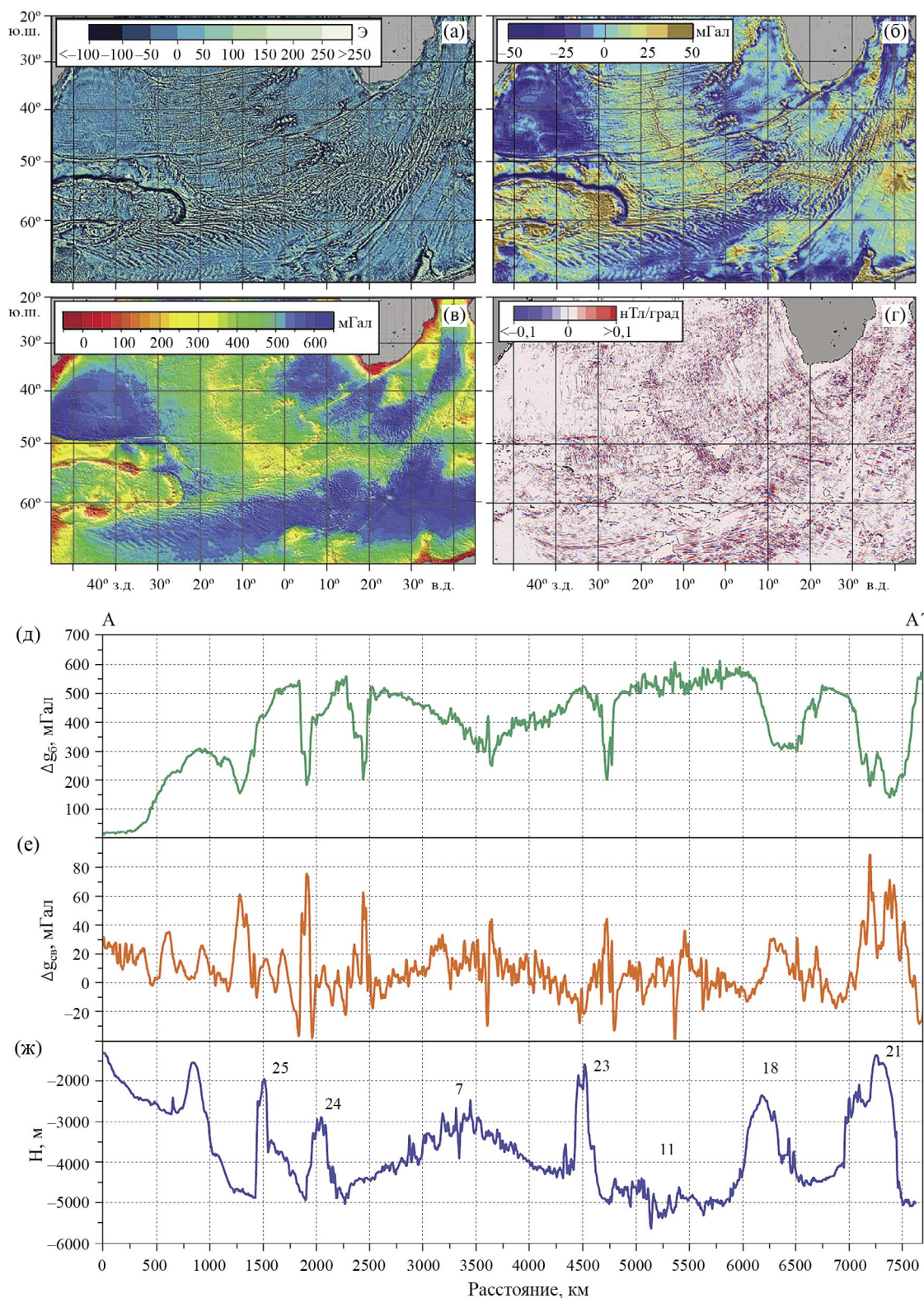


Рис. 2. Геофизические характеристики района исследований. а–г — по площади: а — вертикальный гравитационный градиент [58], б — карта аномального поля силы тяжести в свободном воздухе [58], в — карта аномального поля силы тяжести в редукции Буге [3], г — градиент аномального магнитного поля по данным [49], д–ж — на профиле А–А' (расположение профиля см. на рис. 1): д — график аномального поля силы тяжести в редукции Буге, е — график аномального поля силы тяжести в свободном воздухе, ж — рельеф дна вдоль трансатлантического профиля по данным [72]; номера структур вдоль профиля указаны в соответствии с рис. 1.

дамента (хребты Нодэ и Тугела) и отмечают начальные стадии раскола континентальной коры.

Северную и южную части долины Натал разделяет поднятие Тугела. Оно представляет собой удлиненный в субширотном направлении трансированный блок с глубинами вершинных поверхностей от 1.5 до 2.5 км, коренные породы здесь преимущественно скрыты под осадочным чехлом.

В южной части долины Натал рельеф дна представлен полого понижающейся в южном направлении поверхностью с глубинами от 2 до 3.5 км. Район южной долины Натал изначально уверенно интерпретировался как участок океанической коры благодаря наличию отчетливой последовательности линейных магнитных аномалий (ЛМА) [41, 67]. Авторами работы [31] там выделялся отмерший рифт (грабен Ариель) с сильно утоненной континентальной корой, степень утонения которой убывает к северо-востоку. Кора в южной части грабена плавно переходит в океаническую кору Южной долины Натал без четких структурных границ. Следует отметить, что на площади долины Натал, по-видимому, происходят современная тектоническая реактивизация и возможное формирование новой границы плит на подводном продолжении южной оконечности Восточно-Африканской рифтовой системы, о чем свидетельствуют данные по сейсмичности, распределению разломов и моделированию напряжений [64]. Формирующаяся дисперсная граница плит продолжается в котловине Транскей и далее соединяется с разломной зоной Эндрю-Бейн.

Котловина Транскей. Пространство дна между южной долиной Натал, поднятием Транскей, плато Агульяс и Мозамбикским хребтом занято котловиной Транскей с плоским дном и глубинами 4–4.5 км, плавно уменьшающимися в северо-восточном направлении (см. рис. 1). Дно котловины подстилается океанической корой мощностью 6.3 ± 1.2 км, перекрытой слоем осадков мощностью 1.7–3.2 км. Кровля океанической коры обладает сильно пересеченным рельефом и сложена блоками с различной остаточной намагниченностью от 0.5 до 3.5 А/м и плотностью, меняющейся в диапазоне 2.85–2.95 г/см³ [56]. Авторы связывают это с формированием коры в условиях ультрамедленного растяжения, что соотносится с данными моделирования скоростей палеоспрединга в северной части бассейна, которые составляли около 2–3 см/год [29, 67]. На сейсмопрофилях в котловине Транскей и южной долине Натал отмечаются разломные нарушения, протягивающиеся через всю освещенную часть разреза до поверхности дна [13, 56]. На участке котловины также отмечается современная сейсмичность в виде редких очагов землетрясений с магнитудой от 3.5 до 5 и глубиной очагов от 3–4

до 10 км [32]. Характерно, что разломы зафиксированы вблизи предполагаемой древней шовной зоны, трассируемой в поле вертикального гравитационного градиента на северо-восток от плато Агульяс. Авторы проводят в этом районе диффузную зону транспрессивных деформаций с движением граничащих блоков в СЗ-ЮВ направлении. Эта зона, по всей видимости, представляет собой формирующуюся границу Нубийской плиты к западу и микроплиты Луандле к востоку.

Мозамбикский хребет состоит из трех крупных блоков, включающих отдельные плато: Северного (плато Дана и Галатея), Центрального (плато Вабуан) и Южного (плато Ренель, Ровума и Робер-Жиран) [51]. Блоки разделяются тектоническими седловинами, частично занятыми осадочными дрифтами. Глубина дна в седловинах достигает 3–3.5 км. Вершинные поверхности блоков хребта располагаются на глубинах 1.5–2.0 (северный), 1.2–1.7 (центральный), 1.9–2.4 км (южный). Рельеф вершинных поверхностей очень неоднородный и сформирован отдельными вулканическими поднятиями и разделяющими их локальными грабенообразными понижениями с перепадом рельефа до 0.5–0.7 км. От Северной долины Натал Мозамбикский хребет отделяется грабеном Аврора — впадиной клиновидной в плане формы, ориентированной в СВ-ЮЗ направлении и сужающейся в северном направлении от 100–120 до 15–30 км. Его глубина в рельефе дна составляет 0.5–0.7 км. В поле аномалий силы тяжести в свободном воздухе Мозамбикский хребет характеризуется положительными значениями (рис. 2б), а в поле силы тяжести в редукции Буге (рис. 2в) — пониженными значениями по сравнению с прилегающей Мозамбикской котловиной. Анализ аномального гравитационного поля и плотностное моделирование свидетельствует о гетерогенном строении коры Мозамбикского хребта и отмечают вариации в толщине коры от 20 до 25 км с высокой плотностью в ее нижней части [9, 22, 37]. Земная кора Мозамбикского хребта, по всей видимости, представлена утоненной континентальной корой, по крайней мере, в его северной части, а в южной — корой, осложненной плюмовым магматизмом. Плотности блоков коры в пределах глубоководной котловины варьируют от 2.76 до 2.84 г/см³, что соответствует плотности океанических базальтов. По всей видимости, хребет сформировался в ходе ряда крупных магматических событий в период с 122 по 144 млн лет назад [27, 37]. На карте аномалий магнитного поля ΔT_a структура Мозамбикского хребта представляет собой хаотичное распределение разно знаковых аномалий без какого-либо выраженного простираения (рис. 2д). Однако анализ модели сейсмотомографии [63] показал, что на глубине 50 км под Мозамбикским хребтом фиксируется зона повышенных скоростей

продольных волн, что может свидетельствовать о континентальном типе коры. Результаты глубинного сейсмического профилирования с использованием донных сейсмометров указывают на океаническую природу коры крайней южной части Мозамбикского хребта [28]. Мощность коры составляет около 21–22 км. На две трети она состоит из слоя со скоростями сейсмических волн от 7 до 7.9 км/с. В верхней части фундамента выделяются два типа структур — непроницаемые и слабопроницаемые для сейсмического сигнала куполовидные структуры экструзивных центров и слоистые пологопадающие от них толщи, интерпретируемые как лавовые потоки. Аналогичные структуры встречаются на сейсмических разрезах всех крупных внутриокеанических магматических плато. Таким образом, южную часть хребта можно отнести к крупной магматической провинции (КМП) с утолщенной океанической корой [28]. Здесь в ходе быстрого излияния магмы около 125–126 млн лет назад были образованы плато Ренель и Ровума, сравнимые по объему изверженного материала с плато Агульяс, а 125–131 млн лет назад в центральной части хребта — плато Вабуан. В строении хребта также отмечается наличие постседиментационных, секущих осадки магматических образований и разломов, чье образование связывается с тектоно-магматической реактивизацией в ходе формирования современной дисперсной границы плит [27]. В скважине 249 проекта DSDP, расположенной на севере хребта в седловине между плато Дана и Галатея, с глубины 408 м был поднят керн базальтовых пород длиной 6 м. Возраст базального горизонта составляет около 130–132 млн лет. По составу это обогащенные толеиты, близкие к базальтам плюма Кару по геохимическим признакам [26, 68]. Изучение 55 образцов, драгированных в ходе экспедиции НИС «Зонне» вдоль всего хребта, показало, что хребет в основном сложен вулканическими породами толеитового и щелочного состава [34]. Породы сильно изменены. В более ранних работах отмечалось наличие континентальных гнейсов [13], которые также были подняты на единичных станциях и в рейсе «Зонне». Исходя из геохимических данных, можно констатировать, что магматизм Мозамбикского хребта образовывался из смеси деплетированного и обогащенного источника, состоящего из деляминированной континентальной литосферы и нижней коры. Это отражает происхождение хребта в ходе плюмового воздействия [34], но вопрос, о каком плюме (Кару или его ответвлении) идет речь, остается пока открытым.

Поднятие Транскей. С юга к Мозамбикскому хребту примыкает система небольших поднятий и отдельных подводных гор под общим названием поднятие Транскей. Глубины вершин отдельных поднятий достигают 2 км, но в целом фоновые

глубины в районе поднятия Транскей составляют 3.5–4 км. Согласно результатам глубинного сейсмического профилирования с использованием донных сейсмометров [28], поднятие в своей крайней северной части подстилается утолщенной океанической корой мощностью 15–17 км и отражает сходную по строению, но меньшую по размеру структуру с плато Агульяс и южной частью Мозамбикского хребта [28].

Плато Агульяс, расположенное к западу от поднятия Транскей, состоит из двух частей. Северная его часть представлена системой отдельных блоковых поднятий, ориентированных преимущественно в субширотном направлении. Вершинные поверхности поднятий располагаются на глубинах от 3.5 до 4.5 км. Южная часть представляет собой единое плато с глубинами от 2 до 3 км. Проведенное драгирование на 6 участках с глубинами от 2.7 до 4.9 км показало, что на всех участках присутствуют континентальные породы, представленные кварц-полевошпатовыми гнейсами возрастом 1.1 и 0.45–0.5 млрд лет [70]. Тем не менее авторы классифицировали северную часть плато с пересеченным рельефом дна и акустическим фундаментом как подстилаемую океанической корой, тогда как южную с поверхностью фундамента, выровненной базальтовыми покровами и/или эрозионными процессами — как подстилаемую утоненной континентальной корой, осложненной базальтовым магматизмом. Согласно сейсмическим данным [28, 52], плато сложено утолщенной океанической корой мощностью до 22–24 км. От половины до двух третей ее мощности сформировано высокоскоростным слоем со скоростями сейсмических волн от 7 до 7.6 км. Строение коры плато идентично южной части Мозамбикского хребта [27] и позволяет классифицировать его как типичное магматическое океаническое плато. В верхней части акустического фундамента наблюдаются многочисленные куполовидные структуры экструзивных центров и слоистые пологопадающие от них толщи, интерпретируемые как лавовые потоки. На отдельных участках скорости в нижней части коры понижаются, что может свидетельствовать о наличии небольших фрагментов утоненной континентальной коры. В северной и северо-восточной частях плато наблюдаются вулканические структуры, секущие осадки вплоть до позднего олигоцена — раннего миоцена [13], также, возможно, свидетельствующие о тектонической и магматической реактивизации. В аномальном гравитационном поле в свободном воздухе плато Агульяс проявляется положительной вытянутой в меридиональном направлении аномалией невысокой амплитуды до 55 мГал (см. рис. 26). В северо-западной части наблюдаются группа линейных отрицательных и положительных аномалий, интенсивность которых меняется

в пределах от -95 до 100 мГал. С западной, восточной и северо-восточной стороны от плато Агульяс поле силы тяжести характеризуется спокойными значениями аномалий (от -30 до 10 мГал), которые приурочены к котловине Агульяс и бассейну Транскей. В аномальном гравитационном поле в редукции Буге плато Агульяс фиксируется широкой вытянутой в южном направлении аномалией (см. рис. 2в). Интенсивность аномалии варьирует от 260 до 410 мГал, что может быть признаком ее магматической природы. В аномальном магнитном поле плато Агульяс характеризуется линейно-вытянутыми знакопеременными аномалиями субширотного направления (см. рис. 2д). Интенсивность аномалий уменьшается с севера на юг. В северной части амплитуда аномалий изменяется от -360 нТл до 585 нТл, в южной варьирует от -100 нТл до 155 нТл. Такая изменчивость поля может свидетельствовать о сильном магматизме в северной части поднятия и прогрессивности мантийного вещества во время формирования плато.

Подводная часть южного окончания африканского континента представлена банкой Агульяс со ступенчатым строением. Западная и северная часть банки располагается на глубинах 150 – 300 м. В его юго-восточной части располагается погруженное краевое плато с глубинами 1.5 – 2 км. Зона сочленения плато с разломом Агульяс осложнена подводными горами Мэлоури, Дэйви, Шеклтон и Натал с минимальными глубинами от 0.2 до 3.0 км. К западу и югу от плато Агульяс располагается одноименная котловина с корой, сформированной на спрединговом хребте Агульяс. К югу от плато Агульяс рельеф дна котловины осложнен системой разломов с простираемостью около 25° .

Поднятие Мод представляет собой плато с глубинами до 2 – 2.5 км и отдельными блоковыми поднятиями – банками с глубинами до 1.2 – 1.5 км. В его северо-восточной части располагается удлиненное по направлению в 80° узкое поднятие древнего приразломного хребта с глубинами до 1.3 – 1.5 км.

Хребет Астрид — платообразное поднятие, удлиненное в северном направлении и состоящее из двух блоков. Вершинная поверхность южного более крупного блока достигает глубин 1 – 1.3 км. Северный блок отделен седловиной с глубинами до 3.5 км. Его вершинная поверхность располагается на глубинах от 1.5 до 2.5 км.

Палеоспрединговый хребет Агульяс. Палеоспрединговый хребет Агульяс располагается в центральной части котловины Агульяс и ограничивается с севера Агульяс-Фолклендской разломной зоной. Ограничение хребта с юга трудно определить вследствие сложной морфологии дна

в результате деятельности горячей точки Шона (см. рис. 1). Хребет пересекают четыре палеотрансформных разлома с простираемостью около 60° . В рельефе дна палеоспрединговый хребет выражается не отчетливым грабеном. Океаническая кора, сформированная на спрединговом хребте Агульяс, ранее входила в состав плиты Мальвинес, которая существовала в западной части бассейна Агульяс, а ее кора формировалась между хронами 34 и 31 [39]. Считается, что спрединг на хребте Агульяс начался около 96 млн лет назад [44]. В работе [39] отмечается асимметрия плиты, а именно различие в размерах плиты к западу и востоку от палеоспредингового хребта. Исследования [44], основанные на данных детального изучения линейных магнитных аномалий в бассейне Агульяс, показали, что асимметричное строение плиты обусловлено большей скоростью спрединга в восточной части плиты Мальвинес. Скорости на начальных стадиях на востоке оцениваются в 4.33 см/год, на западе — 2.38 см/год. После хрона 33о спрединг имел симметричный характер [45]. На наш взгляд, более вероятное объяснение асимметрии котловины Агульяс связано с прекращением спрединга на хребте Агульяс, перескоком спрединговой оси к западу и формированием нового южного сегмента Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ) на старой литосфере котловины Агульяс, часть которой (котловина Георгия) в результате этого процесса оказалась западнее современного ЮСАХ. Современная ось палеоспредингового хребта Агульяс фиксируется в аномалиях в свободном воздухе интенсивным (до -40 мГал) минимумом, а в аномалиях Буге хребет отмечается слабо заметной линейной аномалией амплитудой до 560 мГал (см. рис. 2б, в). Далее к западу располагается симметричная относительно САХ система поднятий Метеор и Айлос Оркадас, южный сегмент САХ, плато Северо-Восточная Георгия, банка Мориса Юинга, Фолклендский бассейн и Фолклендское плато.

Сопряженные структуры: Метеор и Айлос Оркадас. Поднятия Айлос Оркадас и Метеор являются сопряженными асейсмическими хребтами, образованными в результате продвижения к югу рифтовой зоны южного сегмента САХ (см. рис. 1) [1, 40, 54]. Считается, что эти сопряженные поднятия сформировались в результате рифтогенного раскола литосферы плиты Мальвинес примерно 62 – 59 млн лет назад [14, 16, 39] и активности горячей точки Шона. Поднятие Метеор расположено к востоку от оси САХ между 3° и 12° в.д., а поднятие Айлос Оркадас — к западу — между 30° и 21° з.д. (см. рис. 1). В рельефе данные структуры имеют сходное строение и выражаются в виде локальных поднятий субмеридионального простираемостью высотой 2000 – 2500 м и шириной 150 – 200 км. Вулканическая активность, связанная с деятельностью горячей точки Шона [39], по всей види-

мости, больше проявлялась в южных частях поднятий и, судя по строению рельефа, была более интенсивной в районе поднятия Метеор. Поднятие Метеор отделяет позднемеловую кору, сформированную на палеоспрединговом хребте Агульяс от более молодой позднепалеоценовой коры, сформированной на молодом спрединговом сегменте ЮСАХ (восточный фланг). В аномальном гравитационном поле в свободном воздухе поднятие Метеор выделяется линейно-вытянутой положительной аномалией (до 70 мГал), которая оконтурена отрицательными значениями поля (до –50 мГал) (см. рис. 2б), а в аномальном гравитационном поле в редукции Буге поднятие Метеор характеризуется аномалией, вытянутой в северо-западном направлении, амплитуда которой варьирует от 200 до 385 мГал (см. рис. 2в). Поднятие Айлос Оркадас также вытянуто в субмеридиональном направлении на расстояние около 500 км (см. рис. 1). Эта структура прилегает к коре котловины Георгия среднемелового возраста [15]. В северной части поднятия Айлос Оркадас ограничивается Агульяс-Фолклендской разломной зоной, а в центральной части образует относительно ровное плато. Возраст поднятия Айлос Оркадас по данным глубоководного морского бурения (скважина 702 ODP) составляет около 62 млн лет [14]. В поле силы тяжести в свободном воздухе поднятие Айлос Оркадас характеризуются положительными значениями до 50 мГал, вытянутыми в северо-западном направлении (см. рис. 2б), а аномалия силы тяжести в редукции Буге характеризуется амплитудой в диапазоне от 220 до 420 мГал (см. рис. 2в). По форме, направлению и амплитуде аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе поднятия Метеор и Айлос Оркадас имеют очень схожую структуру. Поднятие Метеор характеризуется чуть большими значениями поля по сравнению с поднятием Айлос Оркадас (разница в 20 мГал). Такая небольшая разница может быть связана с активностью горячей точки Шона. Котловины, окружающие поднятия, также имеют схожие значения аномалий, амплитуда которых достигает 600 мГал. В магнитном поле данные структуры выделяются разнознаковыми аномалиями, которые в южной части имеют хаотичное простираие (см. рис. 2д). К западу от поднятия Айлос Оркадас и к востоку от поднятия Метеор аномалии формируют сходную картину поля и имеют интенсивные положительные значения до 300 нТл. Это может свидетельствовать о том, что данные участки сложены океанической корой, имеющей сходное строение и единое происхождение на палеоспрединговом хребте Агульяс. Считается, что на момент своего формирования они представляли собой единую структуру, а впоследствии оказались разнесены на 2500 км друг от друга в результате спрединга и аккреции коры на ЮСАХ. В работе [33] утверждается, что форми-

рование хребтов Метеор и Айлос Оркадас произошло в результате перескока оси спрединга 61 млн лет назад, который выразился в зарождении нового спредингового хребта (сегмента ЮСАХ) на старой океанической литосфере плиты Мальвинес и прекращении спрединга на хребте Агульяс. Вероятно, этому способствовала локализация напряжений в результате термического ослабления литосферы, вызванного воздействием горячей точки Шона и смещения к западу литосферного блока Фолклендского плато. Около 60–40 млн лет назад, после основного перескока в западном направлении оси спрединга, вблизи спрединговой зоны функционировали горячие точки Тристан, Гоф, Дискавери, Шона [17]. Изотопный характер магм поднятия Дискавери, просуществовавшего около 20 млн лет, подчеркивает существенную гетерогенность и зональность плавящихся источников. Если его северная часть сложена обогащенными базальтами, близкими по обогащенному источнику поднятий Гоф, Шона, то для более молодой южной части типична примесь обогащенного источника типа DUPAL аномалии, происхождение которой связано с вовлечением в процесс плавления древней континентальной мантии [60].

Поднятие Северо-Восточная Георгия образует океаническое плато в юго-западной части Атлантического океана между 30° и 38° з.д. и 48° и 56° ю.ш. в котловине Георгия, разделяя ее на восточную и западную части (см. рис. 1). Ла Брекю и Хейс [39] предположили, что конвергенция между Южно-Американской плитой и мезозойской плитой Мальвинес привела к формированию поднятия Северо-Восточная Георгия в конце мелового периода. Несколько позже Кристофферсен и Ла Брекю по результатам бурения ODP 114 (скважины 698, 699, 700) предположили, что часть поднятия Северо-Восточной Георгии образовалась в центре спрединга под влиянием внеосевого вулканизма [38]. В скв. 698 на глубине ~219 м ниже морского дна были собраны пробы керны с сильно выветренным базальтом, с некоторыми микробрекциями, содержащими фрагменты серпентинитов [16]. Скв. 699, пробуренная на северо-восточном склоне поднятия Северо-Восточная Георгия, выявила кору, которая образована ранее поднятий Айлос Оркадас и Метеор. На глубине около 516 м ниже морского дна были отобраны образцы керны с содержанием гранитного гравия и переотложенного вулканического кварцевого песка неопределенного возраста [16, 52]. Это может быть связано с расположенным к западу блоком Мориса Юинга, сложенного утоненной континентальной корой. Во всяком случае, разнообразие пород, полученных по результатам бурения, оставляет дискуссионность по условиям формирования и эволюции этого поднятия. На наш

взгляд, наиболее вероятной причиной формирования поднятия Северо-Восточной Георгии является его отделение от крупной магматической провинции Агульяс в результате спрединга на хребте Агульяс [52]. В поле силы тяжести в свободном воздухе поднятие Северо-Восточная Георгия характеризуется линейной аномалией, вытянутой в северо-западном направлении с повышенными значениями поля до 70 мГал (см. рис. 2б). В поле силы тяжести в редукции Буге с плотностью 2.67 г/см^3 поднятие характеризуется повышенными значениями поля, аномальные значения которого варьируют от 180 мГал до 420 мГал (см. рис. 2в). В аномальном магнитном поле поднятие проявляется хаотичным распределением разно знаковых аномалий (см. рис. 2г). Интенсивность аномалий варьирует в пределах -300 – 450 нТл .

Фолклендское плато и банка Мориса Юинга. Фолклендское плато представляет собой подводный выступ Южноамериканской континентальной окраины, который простирается примерно на 1800 км к востоку от Фолклендских островов (см. рис. 1). Морское дно плавно наклоняется на восток от Фолклендских островов, после чего в Фолклендском бассейне оно остается довольно ровным на средней глубине 2600 м. Дальше на восток находится возвышенная морфоструктура, банка Мориса Юинга, со слегка закругленной вершиной на глубине менее 1500 м. Представление о тектоническом строении Фолклендского плато, Фолклендского бассейна и банки Мориса Юинга до сих пор остается предметом дискуссии. В реконструкциях плит Фолклендское плато рассматривается как часть Южноамериканской плиты с утоненной континентальной корой в юрский период [36] или как продукт независимых движений между различными небольшими плитами и континентальными блоками во время распада Гондваны, подразумевающего наличие океанической коры под бассейном Фолклендского плато [66]. Согласно геофизическим данным [59], бассейн Фолклендского плато сложен океанической корой толщиной до 20 км, которая ограничена на востоке континентальным фрагментом — банкой Мориса Юинга. В геодинамической модели этих авторов рифтинг между Фолклендскими островами и банкой Мориса Юинга начался ≈ 178 млн лет назад и прекратился примерно ≈ 154 млн лет назад. Структура аномального гравитационного поля в свободном воздухе во многом отражает рельеф поверхности морского дна (см. рис. 2б). Над Фолклендским плато и банкой Мориса Юинга наблюдаются положительные аномалии гравитационного поля в свободном воздухе, со значениями, превышающими 75 мГал. В гравитационном поле в редукции Буге средние значения поля на акватории Фолклендского плато имеют ам-

плитуду аномалий от 150 до 320 мГал (см. рис. 2в). В центральной части в Фолклендском бассейне наблюдается положительная аномальная область на 120 мГал интенсивнее прилегающей банки Мориса Юинга. Магнитные аномалии на Фолклендском плато ослаблены и образуют магнитную спокойную зону (от -120 до 180 нТл), за исключением банки Мориса Юинга, где отмечаются аномалии довольно высокой амплитуды (до 240 нТл), которые могут быть связаны с разломами или интрузиями. Аномалии в основном имеют изометричную форму (см. рис. 2г). Геофизические данные предполагают, что Фолклендское плато и банка Мориса Юинга имеют схожее строение коры и литосферы. Банка Мориса Юинга представляет собой раздробленный блок континентальной коры, пронизанный интрузиями.

В центральной части рассматриваемой акватории располагается система спрединговых хребтов ЮЗ-СВ простирания, включающая ААХ, ЮЗИХ и примыкающий к ним с севера южный сегмент САХ (ЮСАХ). Спрединг на ААХ и ЮСАХ идет в субширотном направлении, на ЮЗИХ — в субмеридиональном. Все хребты соединяются в зоне тройного соединения Буве (ТСБ).

Южный сегмент Срединно-Атлантического хребта протянут от 48° ю.ш. до 55° ю.ш. на расстояние ≈ 800 км между Агульяс-Фолклендской разломной зоной и тройным соединением Буве (ТСБ). Скорость спрединга на этом отрезке ЮСАХ составляет 3.2–3.6 см/год [1, 6, 18]. Для данного сегмента характерна симметричная картина линейных магнитных аномалий, начиная с хроны С30. В целом, этот сегмент ЮСАХ имеет строение, характерное для медленно-спрединговых хребтов Атлантики. Однако структурная сегментация и морфологическая выраженность его осевой зоны меняются вдоль простирания хребта с севера на юг. На участке между разломной зоной Агульяс (около 47° ю.ш.) и разломной зоной 49° ю.ш. в зоне влияния горячей точки Дискавери строение рифтовой зоны хребта меняется от осевого поднятия со слабовыраженным грабеном до рифтовой долины глубиной около 1–1.5 км. Южнее, вплоть до 50° ю.ш., рифтовая зона хребта выражена рифтовой долиной. В зоне влияния горячей точки Шона от 50° ю.ш. до ТС Буве в рифтовая зона имеет морфологию осевого поднятия с осевым грабеном глубиной до 300–500 м. В пределах ЮСАХ отмечается несколько геохимических аномалий, происхождение которых связывается с проникновением в область рифтовой магмогенерации обогащенных расплавов горячих точек, которые широко распространены в восточной части Южной Атлантики [23] и представлены цепочками подводных гор, подобно хребтам Метеор, Дискавери, часто имеющими продолжение

и на западном фланге САХ, как, например, гора Шона. Области развития обогащенных разностей толеитов в рифтовой зоне связаны с близостью к горам Дискавери и Шона. По мере приближения ЮСАХ к ТС Буве геохимический характер обогащения несколько меняется. Особое значение для южного окончания САХ имеет находка уникального образца стекла, драгированного в рифтовой долине в районе 54° ю.ш. вблизи тройного сочленения Буве [35]. Обнаруженное стекло близко по составу к высокомагнезиальным андезитами. Его геохимические и, прежде всего, изотопные характеристики позволяют предполагать, что в этом районе обогащенные расплавы были образованы за счет плавления нижнекоровых докембрийских гранат-содержащих фрагментов литосферы с характеристиками LOMU-изотопного компонента [35]. В северной части сегмента осевая зона смещается на несколько десятков километров поперечными трансформными разломами. Угол между простиранием хребта и направлением растяжения составляет около 70°, т.е. для данного участка характерен косой спрединг. По мере приближения к ТС Буве трансформные разломы исчезают, а их место занимают нетрансформные смещения оси спрединга, развивающие рифтовую ось на более короткие сегменты с меньшей величиной смещения. По всей видимости, это связано с влиянием термической аномалии, создаваемой горячими точками Буве и Шона [6, 7], которое уменьшает прочность литосферы. Гравитационное поле в свободном воздухе хорошо коррелируется с морфологией хребта. Сам ЮСАХ проявляется положительными значениями поля силы тяжести в свободном воздухе амплитудой до 50 мГал (см. рис. 2б). Осевая часть с хорошо выраженной рифтовой долиной фиксируется отрицательной аномалией гравитационного поля (до -40 мГал), зоны разломов также проявляются отрицательными значениями поля (-10 ÷ -35 мГал). Участки на юге сегмента с морфологией осевого поднятия отмечаются положительными аномалиями. В гравитационном поле в редукции Буге хорошо отражена степень прогретости осевой литосферы и подлитосферной мантии. ЮСАХ проявлен повышенными значениями поля силы тяжести в редукции Буге (250–320 мГал) (см. рис. 2в). Более обширная аномалия с минимальными значениями характерна для южного окончания хребта, которая находится в зоне влияния горячих точек, амплитуда аномалий в этом районе варьирует от 10 до 130 мГал. В магнитном поле ЮСАХ обладает типичными для спрединговых хребтов характером аномалий (см. рис. 2г). Хребет отмечается симметричными относительно его оси линейными аномалиями северо-западного простирания, целостность которых нарушается в зонах разломов. В южной части ЮСАХ, по сравнению с северным участком, интенсивность осевой ано-

малии выше и варьирует от -440 нТл до 360 нТл, к периферии амплитуда аномалий уменьшается до (-40–50 нТл).

Западный сегмент ЮЗИХ протягивается на расстояние около 1500 км от разломной зоны Дю-Туа–Эндрю Бейн–Принц Эдуард до ТС Буве. Хребет характеризуется ультрамедленным спредингом со скоростью раскрытия порядка 1.5–1.6 см/год [18]. В сегментации хребта выделяется три участка с различным строением: № 1 от ТС Буве (0°40' з.д.) до ТР Шака (8° в.д.), № 2 от ТР Шака до нетрансформного смещения 14°40' в.д., № 3 от нетрансформного смещения 14°40' в.д. до ТР Дю-Туа (25° в.д.). На участке № 1 преобладают редуцированные рифтовые долины с относительной глубиной от 0.3 до 1–1.2 км, характерными минимальными амплитудами сбросов и глубиной осевых вулканических хребтов 1.5–2 км. В границах участка № 2 длиной в 350 км наблюдается только 3 осевых вулканических хребта. Внеосевой рельеф сформирован валообразными поднятиями — протяженными блоками серпентинизированных перидотитов с максимальными амплитудами сбросов. Для рифтовой зоны характерны глубины до 4.5–5 км, а относительная глубина рифтовых долин достигает 2–2.5 км. Для участка № 3 характерно строение, сходное с медленносрединговым ЮСАХ. Участок № 1 располагается в зоне воздействия горячей точки Буве, чем объясняется его аномальное строение. Этот участок также характеризуется распространением толеитов с низким содержанием Na (в среднем около 2.3–2.8%) [65]. В районе ТС Буве фиксируется присутствие как деплетированных типичных рифтовых расплавов, так и обогащенных выплавов. Родоначальные расплавы района ТСБ близки к выплавкам типа TOP-1 ($T = 1350^{\circ}\text{C}$, давлении $P = 15$ кбар и степенях плавления 15–20%) [10], развитых в более горячих областях СОХ, испытывающих влияние горячих точек. Участок № 2 относится к редкому типу амагматических участков ультрамедленных хребтов с минимальной для системы САХ степенью магматизма, спрединг здесь происходит в условиях холодной аккреции с минимальным поступлением базальтовых расплавов, минимальной мощностью коры и преобладанием серпентинизированных перидотитов в драгировках [19]. Микросейсмические исследования на участке № 2 показали наличие мощной литосферы. При этом верхний слой литосферы асейсмичен, что авторы связывают с пластичными деформациями в серпентинизированных перидотитах [61]. Этот участок также характеризуется распространением толеитов Na-типа с высоким содержанием Na (в среднем около 3.5–3.8%) [65].

Американо-Антарктический хребет протягивается на расстояние около 1300 км от ТС Буве до Южно-Сандвичева разлома. Скорость растяжения на хребте составляет около 1.8 см/год. Хребет разделяет Южно-Американскую и Антарктическую плиты. В работе [18] отмечается возможное наличие в регионе третьей, формирующейся плиты Сюр. Дисперсная северная граница плиты выделяется по поясу сейсмичности, протягивающемуся с СВ на ЮЗ от района 48° ю.ш., 10° з.д. до района 56° ю.ш., 25° з.д. Де Метс с соавторами [18] связывают ее формирование с развитием субдукции вдоль Южно-Шетландского желоба и распределением границ плит в регионе — участок Южно-Американской плиты к югу от 48° ю.ш. движется быстрее остальной части плиты из-за наличия поблизости ААХ, ЮСАХ и Южно-Сандвичева желоба субдукции. Полюс относительный вращения Южно-Американской плиты и плиты Сюр располагается в районе Южного географического полюса [18], таким образом, ААХ формируется вдоль эйлеровой широты. При этом среднее простирание хребта составляет около $35\text{--}45^\circ$, что свидетельствует о существенно косом растяжении. Разлом Буллард в районе 58° ю.ш. с амплитудой смещения около 700 км делит ААХ на два различных по строению сегмента: северный и южный. Северный участок хребта с более косым спредингом (угол α здесь равен $33\text{--}38^\circ$) сформирован двумя косыми амагматическими сегментами длиной около 80 км и тремя ортогональными спредингу магматическими сегментами длиной до 30 км. Южный участок хребта с более ортогональным спредингом (угол α здесь равен $49\text{--}53^\circ$) сформирован системой из семи коротких амагматических сегментов длиной до 40 км и семи магматических сегментов длиной до 40–50 км. Для рифтовой зоны хребта характерны максимальные глубины в 3.8–5 км в южной и 2–4 км в северных частях. Хребет сложен деплетированными и слабообогатненными толеитами Na-типа малоглубинного происхождения, которые типичны для наиболее холодных зон медленноспрединговых хребтов. По мере приближения к району ТСБ происходит углубление зоны генерации толеитовых магм, и вблизи острова Буве наряду с толеитами типа TOP-2 встречаются толеиты типа TOP-1 [11, 42]. К югу от ААХ и ЮЗИХ в секторе морей Уэдделла и Лазарева располагается Американо-Антарктическая, а в секторе моря Риссер-Ларсена — Африкано-Антарктическая котловины. Выровненный рельеф дна Американо-Антарктической котловины осложнен системой разломных зон с простиранием, изменяющимся при удалении от ААХ с субширотного на субмеридиональное и вновь на субширотное. На границе двух котловин и симметрично относительно плато Агульяс и Мозамбикского хребта располагаются поднятие Мод и хребет Астрид.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В пределах литосферы клиновидного сектора можно выделить ряд провинций с гетерогенной разновозрастной корой, сформированной на разных спрединговых хребтах (рис. 3): 1) провинция, сформированная в процессе спрединга преимущественно ЮЗ-СВ направления на спрединговом хребте ЮСАХ; 2) провинция плиты Мальвинес, сформированная на палеоспрединговом хребте Агульяс, а также спредингового центра, предположительно существовавшего в котловине Транскей; 3) провинция, сформированная в процессе спрединга С-Ю направления на прямолинейном отрезке ЮЗИХ; 4) провинция, сформировавшаяся в ходе спрединга на спрединговом хребте моря Уэдделла с неоднократно менявшимся направлением спрединга преимущественно СЗ-ЮВ направления.

Все провинции разделены современными спрединговыми или трансформными границами плит, а также шовными зонами палеограниц плит. Они прослеживаются в рельефе дна, магнитном и гравитационном полях и представляют собой псевдоразломы — следы продвижения спрединговых хребтов ААХ и ЮЗИХ в пределы старой океанической литосферы, шовные зоны, фиксирующие формирование ЮСАХ вследствие перескока оси спрединга хребта Агульяс (хребты Метеор и Айлос Оркадас), палеоспрединговые хребты (хр. Агульяс), а также пассивные следы трансформных разломов.

На тектонической схеме (см. рис. 3) показаны основные структуры — современные спрединговые хребты и трансформные разломы, палеограницы плит разных типов, разделяющие литосферу на гетерогенные блоки, разрывные нарушения, океанические поднятия, районы с разным типом коры, возраст коры, проявления магматизма и др. Тектоническая картина региона отражает сложную эволюцию океанической литосферы, которая сопровождалась неоднократно кинематическими перестройками и перескоками осей спрединга, отмиранием спрединговых хребтов и проявлениями плюмового магматизма.

ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ

На основании анализа имеющихся моделей реконструкций положения материков и аккреции океанической коры [1, 25, 31, 37, 40, 41, 44, 45, 51, 52, 55, 71] установлена многоэтапная эволюция региона с уточнением специфики ее развития для отдельных районов. Началу спрединга в западной части Гондваны предшествовал рифтогенный раскол континентальной литосферы, инициируемый воздействием плюма Кару (188–178 млн лет назад) [51]. Под его влиянием в пределах западной

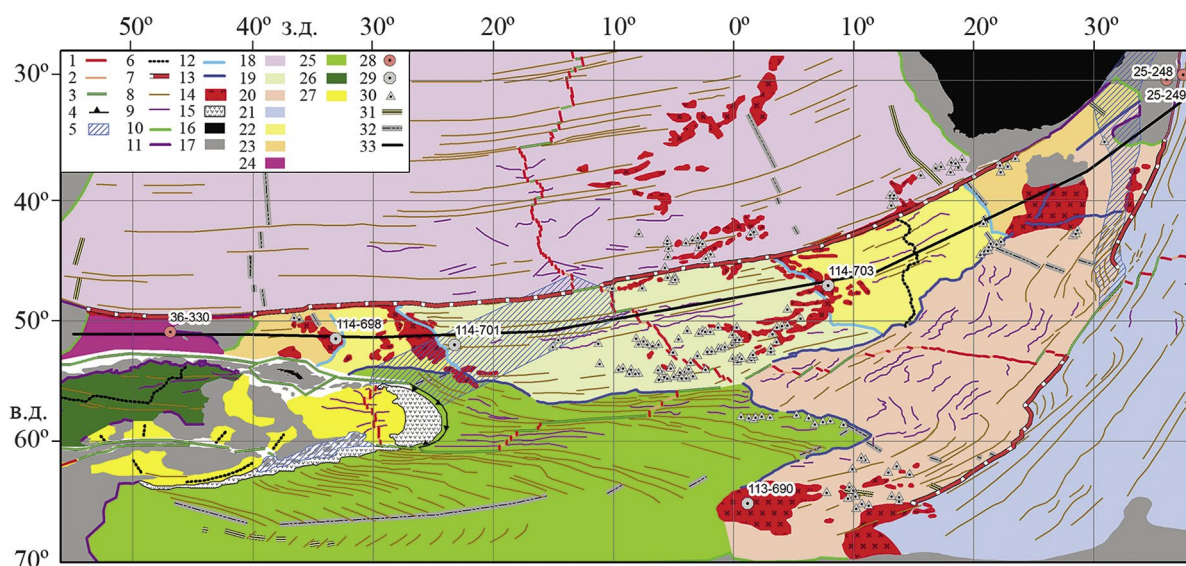


Рис. 3. Схема тектонического районирования литосферы, построенная на основе данных глобальных гридов и компиляций [47, 49, 58, 62]. На рисунке показаны: 1–5 – активные границы плит: 1 – ось спрединга; 2 – нетрансформные смещения; 3 – трансформные разломы; 4 – зона субдукции; 5 – диффузные границы плит; 6–8 – древние границы плит: 6 – оси палеоспрединга, 7 – следы демаркационных трансформных разломов, 8 – внеосевые следы трансформных разломов; 9 – внеосевые следы нетрансформных смещений; 10, 11 – континентальные окраины: 10 – рифтогенные, 11 – сдвиговые; 12 – шовные зоны, обусловленные перескоками оси спрединга; 13 – следы продвижения спрединговых хребтов – псевдоразломы; 14 – магматические поднятия; 15 – островные дуги; 16 – массивы континентальной коры; 17 – массивы утоненной континентальной коры; 18–27 – различные по происхождению массивы океанической коры, сформированные на разных спрединговых хребтах: 18 – САХ, 19 – ЮСАХ, 20 – западного сегмента ЮЗИХ, 21 – восточного сегмента ЮЗИХ, 22 – хребта Мальвинес, 23 – хребта котловины Транскей, 24 – Фолклендского бассейна, 25 – спрединговых хребтов моря Уэдделла, 26 – хребта Западный Скотия, 27 – бассейнов центральной и восточной части моря Скотия; 28–33 – прочие обозначения: 28 – скважины проекта DSDP, 29 – скважины проекта ODP, 30 – подводные горы, 31 – ЛМА МО, 32 – ЛМА С34, 33 – линия профиля А-А', показанного на рис. 1.

части Фолклендских островов были сформированы дайки плагиоклаз-клинопироксен-оливиновых долеритов В-З направления [57].

История спрединга на акватории этого сектора включает несколько этапов. В ходе первого этапа за рифтогенным расколом континентальной литосферы (рис. 4а) последовал спрединг и формирование океанической коры в створе континентальных окраин Мозамбика и моря Риссер-Ларсена (рис. 4б). Здесь прослеживается наиболее древняя аномалия М25 возрастом около 155–156 млн лет назад. Примерно в это же время 166–154 млн лет назад формировалась океаническая кора мощностью около 20 км в Фолклендском бассейне между банкой Мориса Юинга и Фолклендским плато [59].

В ходе второго этапа (150–135 млн лет назад) начинается спрединг в субмеридиональном направлении в акватории современного моря Уэдделла (см. рис. 4б, в). Этот спрединговый центр «упирался» в массив континентальной коры Северного Мозамбикского хребта и Северной долины Натал, «пытаясь» соединиться с уже функционирующим, начиная со времени в 155–157 млн лет

назад, спрединговым центром в Мозамбикской котловине (см. рис. 3а). Формирование Мозамбикского бассейна привело к обособлению Мозамбикского хребта и образованию многочисленных магматических поднятий. Продолжающееся движение Антарктиды на юг относительно Африки стало причиной отделения Фолклендского плато от Антарктиды. Ко времени хрона М20 (147 млн лет назад) океаническая кора образовалась между Южной Америкой и Антарктидой в южной части моря Уэдделла [36], а 138 млн лет назад начался рифтинг между Южной Америкой и Африкой [53].

В ходе третьего этапа, начиная с отрезка времени около 130–135 млн лет назад, спрединг в СВ-ЮЗ направлении развивается в Южной долине Натал и затем в котловине Транскей, видимо соединенной в то время с бассейном, расположенным к востоку от банки Мориса Юинга. Возможно, в это время происходит отделение банки Мориса Юинга от Северного Мозамбикского хребта. Около 135 млн лет назад в пределах Фолклендских островов начинается распространение даек плагиоклаз-клинопироксен-ортопироксеновых долеритов СВ-ЮЗ направления [57]. В период 131–125 млн лет назад на океанической

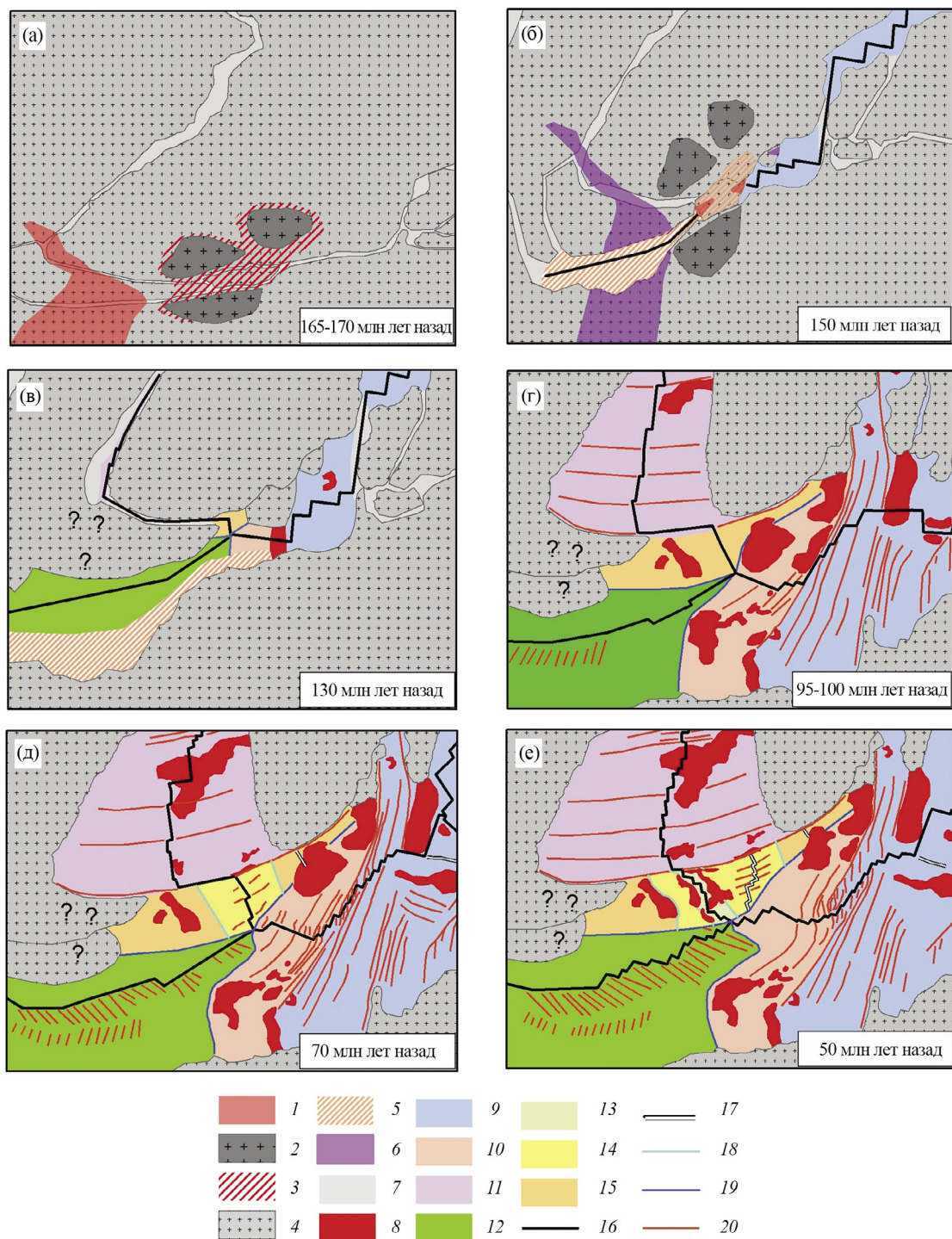


Рис. 4. Реконструкции структур района исследования по данным [47, 51, 62, 71] с изменениями и дополнениями: а — 165–170 млн лет назад, б — 150 млн лет назад, в — 130 млн лет назад, г — 95–100 млн лет назад, д — 70 млн лет назад, е — 50 млн лет назад. Цифрами обозначены: 1 — области активного рифтинга; 2 — кратоны; 3 — схематичная область развития магматизма связанного с плюмом Кару; 4 — континентальная кора; 5 — области развития SDR; 6 — отмирание рифтинга; 7 — утоненная кора; 8 — магматические поднятия; 9 — океаническая кора восточного участка ЮЗИХ и других спрединговых хребтов Индийского океана; 10 — океаническая кора западного участка ЮЗИХ; 11 — океаническая кора САХ; 12 — океаническая кора спредингового центра моря Уэдделла; 13 — океаническая кора ЮСАХ; 14 — океаническая кора плиты Мальвинес; 15 — океаническая кора спредингового центра котловины Транскей; 16 — оси спрединга; 17 — оси палеоспрединга; 18 — шовные зоны сформированные в результате перескока спрединга; 19 — псевдоразломы — следы тройного соединения Буве; 20 — внеосевые следы разломов. Знаками вопроса отмечены области с возможным развитием океанической коры [59].

коре формируются массивы магматических поднятий Южного Мозамбикского хребта и, возможно, поднятия Астрид.

В ходе четвертого этапа на протяжении отрезка времени от 125 до 105 млн лет назад продолжался спрединг в котловине Транскей (см. рис. 4в). Начался спрединг в Южной Атлантике, важным индикатором которого считается аномалия М5п (около 126 млн лет назад) [69] (см. рис. 4б, в). Продвигающаяся к югу рифтовая зона САХ в Южной Атлантике подошла к Фолклендскому плато с мощной континентальной литосферой, которая послужила структурным барьером на пути рифта. Это привело к существенной кинематической перестройке границ плит: образованию крупного Агульяс-Фолклендского трансформного разлома длиной более 1110 км, разделяющего Африканскую плиту с юга и Фолклендское плато (Южноамериканская плита) с севера и соединяющего сегмент САХ и спрединговый хребет в бассейне Транскей.

В течение пятого этапа эволюции, попавшего на период нормального магнитного поля, в районе южной оконечности Африки сформировалась крупная магматическая провинция, морфоструктурным выражением которой явилось плато Агульяс (см. рис. 4в). Это событие, по всей видимости, привело к перескоку оси спрединга, сопровождавшемуся отмиранием спрединга в котловине Транскей и образованием нового спредингового хребта Агульяс и одноименного плато, являющегося результатом магматической деятельности горячей точки. Такая кинематическая перестройка привела к формированию тройного соединения Буве, в котором соединились три спрединговых хребта: хребет Агульяс, Юго-Западный Индийский хребет и Уэдделльский хребет ЮЗ-СВ простирания [52] (см. рис. 4в, г). В дальнейшем около 96 млн лет назад плато Агульяс было разбито на три фрагмента: собственно, плато Агульяс, поднятие Мод и поднятие Северо-Восточная Георгия, которые впоследствии окажутся вблизи трех различных материков — Африки, Антарктиды и Южной Америки [52] (см. рис. 4г, д). По версии [51], поднятие Мод могло быть фрагментом Южной части Мозамбикского хребта.

Во время шестого этапа спрединг на хребте Агульяс продолжался вплоть до хрона С29 (60–64 млн лет назад) и сформировал кору котловины Агульяс (или Мальвинес) (см. рис. 4е). В период 60–80 млн лет назад активность горячей точки Шона в районе сочленения хребта Агульяс и Агульяс-Фолклендской разломной зоны привела к формированию приразломного хребта и ряда небольших магматических поднятий в этой котловине.

Седьмой этап эволюции характеризовался прекращением спрединга на хребте Агульяс и формированием нового спредингового сегмента

на южном продолжении САХ (см. рис. 4е). Такая кинематическая реорганизация, вероятно, происходила под влиянием термической аномалии, связанной с деятельностью горячей точки Шона, что зафиксировано в поднятиях рельефа. Продвижение нового сегмента спредингового хребта ЮСАХ к югу явилось следствием перескока оси спрединга хребта Агульяс на 1105 км к западу, случившемся между хронами С31 и С26, сопровождавшемся постепенным прекращением спрединга на этом хребте и формированием нового спредингового сегмента ЮСАХ и двух сопряженных поднятий Метеор и Айлос Оркадас, симметрично расположенных относительно его оси и фиксирующих место его заложения (см. рис. 4е). Новый спрединговый сегмент ЮСАХ начал генерировать молодую кору, которая в современном морфоструктурном плане отделяется поднятиями Метеор и Айлос Оркадас от более древней коры котловины Агульяс, сформированной на спрединговом хребте Агульяс. В реконструкциях [45] начало формирования сопряженных шовных зон Метеор и Айлос Оркадас как места рифтогенного раскола литосферы плиты Мальвинес датируется в 83 млн лет назад. В то же время началось прекращение спрединга на хребте Агульяс. В этот период в раскрытии океанических бассейнов участвовали Южно-Американская, Африканская, Антарктическая плиты и микроплита Мальвинес. Кора этой микроплиты подстилает котловину Агульяс, где в настоящее время находится палеоспрединговый хребет с одноименным названием, и котловину Восточная Георгия, расположенную между поднятием Айлос Оркадас и поднятием Северо-Восточная Георгия. Когда спрединг на хребте Агульяс завершился во время хрона С27о (61.2 Ма), плита Мальвинес вошла в состав Африканской плиты. Поднятия Метеор и Айлос Оркадас, расположенные на западном фланге плиты Мальвинес, представляют собой «шовные зоны», маркирующие границы между корой плиты Мальвинес и более молодой корой Южно-Американской плиты, сформированной на южном сегменте САХ.

Следующий восьмой этап эволюции связан с прекращением спрединга в море Уэдделла, формированием плиты Скотия и Америко-Антарктического хребта. Этот этап детально рассмотрен в работах [2, 24, 71]. Вопрос о причинах прекращения спрединга в акватории моря Уэдделла остается дискуссионным. По всей видимости, это стало результатом столкновения спредингового центра моря Уэдделла с зоной субдукции вдоль юго-восточной окраины формировавшейся плиты Скотия (дуга Джейн). Этот этап эволюции сопровождался рифтогенным разрушением континентального моста между Южной Америкой и Антарктидой и раскрытием моря Скотия, которое началось со спрединга в западной части моря Скотия около 26 млн лет назад, последующего «столкновения»

Западного хребта Скотия со структурным барьером Фолклендского плато и его отмиранием [2, 12, 24]. Дальнейшее изменение направления астеносферного потока в субширотном направлении привело к растяжению литосферы континентального моста в районе моря Скотия, образованию зоны субдукции вдоль ее восточной окраины плиты Скотия и формированию Американо-Антарктического хребта, соединяющего южную границу плиты Скотия с тройным соединением Буве [2]. Кинематические и структурные перестройки этой части океана были в значительной степени стимулированы активностью горячих точек (Шона, Буве, Дискавери), «следы» магматической деятельности которых хорошо выражены в рельефе дна в виде хребтов, цепочек подводных гор и вулканических плато [33]. Причина усиленного снабжения расплавом этого региона может быть связана с обширной термальной аномалией в мантии, связанной с наличием африканского суперплюма, инициирующего магматическую активность плюма Кару-Феррар в мезозое и последующую миграцию астеносферных магм, реализующихся в магматической деятельности горячих точек. Образовавшиеся обширные поднятия в восточной части Атлантики (Дискавери, Шона, Метерор, Агульяс) и западной части Индийского океана (Москаренский хр., Крозе) испытали на себе плюмовое влияние, что отразилось на геохимических особенностях магм. Под воздействием горячих точек их формирование было сопряжено с образованием обогащенных магм, образующихся в процессе генерации с вовлечением в процесс плавления субконтинентальной нижней коры или мантии, фрагменты которых могли быть либо эродированы поднимающимся плюмом, либо отторжены в ходе тектонического detachment (tectonic detachment) при расколе Гондваны [17].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ геолого-геофизической информации и глобальных цифровых моделей приантарктической части Южной Атлантики позволил выявить генетическую природу подводных поднятий и глубоководных котловин, уточнить особенности их строения и эволюции. Проведено тектоническое районирование и построена тектоническая карта региона, свидетельствующая о разнообразии морфоструктур, образование которых связано с неоднократными кинематическими перестройками спрединговых систем и трансформных разломов, а также с деятельностью горячих точек Шона, Буве и Дискавери.

Показано, что на эволюцию района существенно сказалось влияние глубинного, долгоживущего африканского супер-плюма, выделяемого под Африкой по глубинной сейсмической аномалии, что

приводило в ходе развития к образованию многочисленных горячих точек и их взаимодействию с формирующимися рифтовыми зонами. Это отразилось в морфологии океанических областей, характере магматизма и в составах обогащенных магм, формирующих поднятия. Для последних фиксируется примесь в плавящемся источнике фрагментов континентальной литосферы.

На основании анализа имеющихся моделей реконструкций положения материков и аккреции океанической коры установлена многоэтапная эволюция региона с уточнением специфики ее развития для отдельных районов. Выделены гетерогенные блоки литосферы с корой, сформированной на разных спрединговых хребтах, которые разделены структурными границами, представляющими собой палеограницы плиты, фиксирующие следы продвижения, перескока и отмирания спрединговых хребтов. На сложный структурный план рассматриваемого района накладываются блоково-глыбовые морфоструктуры внутриплитных поднятий, формирование которых обусловлено магматической активизацией горячих точек, сопровождаемой кинематическими перестройками границ плит.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проекты № 22-27-00110 и № 16-17-10139).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин Е.П., Суцевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 5. С. 423–443.
2. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Тетерин Д.Е. и др. Тектоническое строение и типы рифтогенных бассейнов моря Скотия, Южная Атлантика // Геотектоника. 2016. № 1. С. 41–61.
3. Дубинин Е.П., Рыжова Д.А., Чупахина А.И. и др. Строение литосферы и условия формирования подводных поднятий приантарктической части Южной Атлантики на основе плотностного и физического моделирования // Геотектоника, 2023, № 4, с. 32–55.
4. Лейченко Г.Л., Суцевская Н.М., Беляцкий Б.В. Геодинамика атлантического и индийского секторов Южного океана // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 5. С. 675–678.
5. Меланхолина Е.Н., Суцевская Н.М. Тектоника пассивных окраин южного океана в регионе Африки — Восточной Антарктиды // Геотектоника. 2019. № 4. С. 25–42.
6. Пейве А.А., Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М. и др. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 51–68.

7. Пуцаровский Ю.М. Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов Южной Атлантики // Гео-тектоника. 1998. № 4. С. 41–52.
8. Рыжова Д.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Строение тектоносферы поднятий Метеор и Айлос Оркадас по результатам анализа потенциальных полей // Геофизические исследования. 2022. Т. 23. № 4. С. 5–22.
9. Рыжова Д.А., Толстова А.И., Дубинин Е.П. и др. Строение тектоносферы и условия формирования Мозамбикского хребта: плотностное и физическое моделирование // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2022. № 1. Вып. 53. С. 46–58.
10. Суцеская Н.М., Коптев-Дворников Е.В., Пейве А.А. и др. Особенности процесса кристаллизации и геохимии толеитовых магм западного окончания Африкано-Антарктического хребта (хребет Шписс) в районе тройного сочленения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1(3). С. 221–250.
11. Суцеская Н.М., Мигдисова Н.А., Дубинин Е.П., Беляцкий Б.В. Региональные и локальные аномалии магматизма и особенности тектоники рифтовых зон между Антарктической и Южно-Американской плитами // Геохимия. 2016. № 5. С. 1–17.
12. Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Куренцова Н.А. и др. Пролив Дрейка и море Скоша — океанские ворота Западной Антарктики // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный год. Т. 4. М.: Paulsen, 2010. С. 66–90.
13. Ben-Avraham Z., Hartnady C.J.H., Le Roex A.P. Neotectonic activity on continental fragments in the Southwest Indian Ocean: Agulhas Plateau and Mozambique Ridge // J. Geophys. Res. 1995. V. 100(B4). P. 6199–6211.
14. Bradford M.C., Hailwood E.A. Magnetostratigraphy of Sediments from Sites 701 and 702 // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1991. V. 114. P. 359–366.
15. Brenner C., LaBrecque J.L. Bathymetry of the Georgia Basin and environs // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 1988. V. 114. P. 23–26.
16. Ciesielski P.R., Kristoffersen Y. et al. Leg 114 // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 1988. V. 114.
17. Class C., Le Roex A. South Atlantic DUPAL anomaly — Dynamic and compositional evidence against a recent shallow origin // Earth and Planet Sci. Lett. 2011. V. 305. № 1–2. P. 92–102.
18. DeMets C., Gordon R., Argus D. Geologically current plate motions // Geophys. J. Int. 2010. V. 181. P. 1–80.
19. Dick H., Lin J., Schouten H. An ultra-slow class of spreading ridge // Nature. 2003. V. 426. P. 405–412.
20. Dingle R.V., Scrutton R.A. Continental breakup and the development of post-Paleozoic sedimentary basins around southern Africa // Geol. Soc. Am. Bull. 1974. V. 85. P. 1467–1474.
21. Dorschel B., Jensen L., Arndt J.E. et al. The southwest Indian Ocean Bathymetric Compilation (SWIOBC) // Geochem. Geophys. Geosyst. 2018. V. 19. № 3. P. 968–976.
22. Doucouré C.M., Bergh H.W. Continental origin of the Mozambique Plateau: a gravity data analysis // J. African Earth Sciences. 1992. V. 15. № 3–4. P. 311–319.
23. Douglass J. et al. Small Influence of the discovery and Shona mantle plumes on the southern Mid-Atlantic Ridge: Rare earth evidence // Geophys. Res. Lett. 1995. V. 22. № 21. P. 2893–2896.
24. Eagles G., Jokat W. Tectonic reconstructions for paleobathymetry in Drake Passage // Tectonophysics. 2014. V. 611. P. 28–50.
25. Eagles G., König M. A model of plate kinematics in Gondwana breakup // Geophys. J. Int. 2008. V. 173. P. 703–717.
26. Erlank A.J., Reid D.L. Geochemistry, mineralogy, and petrology of basalts, LEG 25, Deep Sea Drilling Project // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington D.C., USA. 1974. V. 25. P. 543–551.
27. Fischer M.D., Uenzelmann-Neben G., Jacques G., Werner R. The Mozambique Ridge: a document of massive multistage magmatism // Geophys. J. Int. 2017. V. 208. P. 449–467.
28. Gohl K., Uenzelmann-Neben G., Grobys N. Growth and dispersal of a southeast African large igneous province // South African Journal of Geology. 2011. V. 114. № 3–4. P. 379–386.
29. Goodlad S.W., Martin A.K., Hartnady C.J.H. Mesozoic magnetic anomalies in the southern Natal valley // Nature. 1982. V. 295. P. 686–688.
30. Granot R., Dymant J. The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean // Earth and Planet Sci. Lett. 2015. V. 414. P. 156–163.
31. Hanyu T., Nogi Y., Fujii M. Crustal formation and evolution processes in the Natal Valley and Mozambique Ridge, off South Africa // Polar Science. 2017. V. 13. P. 66–81.
32. Hartnady C.J.H. et al. Seismotectonics of the Lwandle-Nubia plate boundary between South Africa and the Southwest Indian Ridge // Geophys. Res. Abstracts. V. 15. EGU2013–10203.
33. Hoernle K. et al. Tectonic dissection and displacement of parts of Shona hotspot volcano 3500 km along the Agulhas-Falkland Fracture Zone // Geology. 2016. V. 44. № 4. P. 263–266.
34. Jacques G., Hauff F., Hoernle K. et al. Fischer Nature and origin of the Mozambique Ridge, SW Indian Ocean // Chrm. Geology. 2019. V. 509. P. 9–22.
35. Kamenetsky V.S., Maas R., Sushchevskaya N.M. et al. Remnants of Gondwan continental lithosphere in oceanic upper mantle: Evidence from the South Atlantic Ridge // Geology. 2001. V. 29. № 3. P. 243–246.

36. König M., Jokat W. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. B12102.
37. König M., Jokat W. Advanced insights into magmatism and volcanism of the Mozambique Ridge and Mozambique basin in the view of new potential field data // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 180. № 1. P. 158–180.
38. Kristoffersen Y., Labrecque J. On the tectonic history and origin of the Northeast Georgia Rise. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* 1991. V. 114. P. 23–38.
39. LaBrecque J.L., Hayes D.E. Seafloor spreading history of the Agulhas Basin // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 1979. V. 45. P. 411–428.
40. LaBrecque J.L., Ciesielski P.F., Clement B. Leg 114. Subantarctic South Atlantic. *Ocean Drilling Program, Scientific Prospectus.* 1987. № 14. 135 p.
41. Leinweber V.T., Jokat W. Is there continental crust underneath the northern Natal Valley and the Mozambique Coastal Plains? // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. L14303.
42. Le Roex A.P., Dick H.J.B., Reid A.M. et al. Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. V. 90. P. 367–380.
43. Ludwig W.J., Nafe J.E., Simpson E.S. W., Sacks S. Seismic refraction measurements on the Southeast African continental margin // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. P. 3707–3719.
44. Marks K.M., Stock J.M. Evolution of the Malvinas Plate south of Africa // *Mar. Geophys. Res.* 2001. V. 22. № 4 P. 289–302.
45. Marks K.M., Tikku A.A. Cretaceous reconstructions of East Antarctica, Africa and Madagascar // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 2001. V. 186. P. 479–495.
46. Matthews K., Müller R., Wessel P., Whittaker J. The tectonic fabric of the ocean basins // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. B12109.
47. Matthews K. et al. Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic // *Global and Planetary Change.* 2016. V. 146. P. 226–250.
48. Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al. EMAG2: A 2–arc min resolution Earth magnetic anomaly grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2009. V. 10. № 8. 12 p.
49. Meyer B., Chulliat A., Saltus R.W. Derivation and Error Analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min Resolution Version 3 (EMAG2v3) // *Geochemistry.* 2017. V. 18. P. 4522–4537.
50. Moulin M. et al. Gondwana breakup: Messages from the North Natal Valley // *Terra Nova.* 2020. V. 32. P. 205–214.
51. Müller C.O., Jokat W. The initial Gondwana breakup: A synthesis based on new potential field data of the Africa-Antarctica Corridor // *Tectonophysics.* 2019. V. 750. P. 301–328.
52. Parsieglä N., Gohl K., Uenzelmann-Neben G. The Agulhas Plateau: Structure and evolution of a large igneous province. // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 174. P. 336–350.
53. Pérez-Díaz L., Eagles G. Constraining South Atlantic growth with seafloor spreading data // *Tectonics.* 2014. V. 33. № 9. P. 1848–1873.
54. Raymond C.A., LaBrecque J.L., Kristoffersen Y. Islas Orcadas Rise and Meteor Rise: the tectonic and depositional history of two aseismic plateaus from sites 702, 703, and 704 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* 1991. V. 114. P. 5–22.
55. Reeves C.V. et al. Insight into the Eastern Margin of Africa from a new tectonic model of the Indian Ocean // *Geological Society, London, Special Publications.* 2016. V. 431(1). P. 299–323.
56. Reznikov M., Ben-Avraham Z., Hartnady C., Niemie T. Structure of the Transkei Basin and Natal Valley, Southwest Indian Ocean, from seismic reflection and potential field data // *Tectonophysics.* 2005. V. 397. P. 127–141.
57. Richards P.C., Stone P., Kimbell G.S. et al. Mesozoic Magmatism in the Falkland Islands (South Atlantic) and their offshore sedimentary basin // *J. Petroleum Geology.* 2013. V. 36(1). P. 61–74.
58. Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F. et al. New global marine gravity from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science.* 2014. V. 346. № 6205. P. 65–67.
59. Schimschal C.M., Jokat W. The Falkland Plateau in the context of Gondwana breakup // *Gondwana Research.* 2019. V. 68. P. 108–115.
60. Schmid F., Schlindwein V. Microearthquake activity, lithospheric structure, and deformation modes at an amagmatic ultraslow spreading Southwest Indian Ridge segment // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016. V. 17. P. 2905–2921.
61. Schwindrofska A., Hoernle K., Hauff F. et al. Origin of enriched components in the South Atlantic: Evidence from 40 Ma geochemical zonation of the Discovery Seamounts // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 2016. V. 441. P. 167–177.
62. Seton M. et al. Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014. V. 15(4). P. 1629–1641.
63. Simmons N.A., Myers S.C., Johannesson G., Matzel E. LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. B10. 28 p.
64. Stamps D.S., Flesch L.M., Calais E., Ghosh A. Current kinematics and dynamics of Africa and the East African Rift System // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2014. V. 119. P. 5161–5186.
65. Standish J., Dick H., Peter J. et al. MORB generation beneath the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (9–25°E): Major element chemistry and the importance of process versus source // *Geochemistry.* 2008. V. 9. Q05004.

66. *Storey B.C., Kyle P.R.* An active mantle mechanism for Gondwana breakup // *South African Journal of Geology*. 1997. V. 100. P. 283–290
67. *Thompson G., Bryan W.B., Frey F.A. et al.* Petrology, geochemistry and original tectonic setting of basalts from the Mozambique Basin and Ridge (DSDP sites 248, 249 and 250) and from the Southwest Indian Ridge (DSDP site 251) // *Mar. Geol.* 1982. V. 48. P. 175–195.
68. *Tikku A., Marks K.M., Kovacs L.C.* An Early Cretaceous extinct spreading center in the northern Natal valley // *Tectonophysics*. 2002. V. 347. P. 87–108.
69. *Torsvik T.H., Rouse S., Labails C., Smethurst M.A.* A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 177. Issue 3. P. 1315–1333.
70. *Tucholke B.E., Houtz R.E., Barret D.M.* Continental Crust Beneath the Agulhas Plateau, Southwest Indian Ocean // *J. of Geophys. Res.* 1981. V. 86(BS). P. 3791–3806.
71. *Vérard C., Flores K., Stampfli G.* Geodynamic reconstructions of the South America–Antarctica plate system // *J. Geodynamics*. 2012. V. 53. P. 43–60.
72. *Weatherall P. et al.* A new digital bathymetric model of the world's oceans // *Earth and Space Science*. 2015. V. 2. P. 331–345.

TECTONIC STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE LITHOSPHERE IN THE ANTARCTIC PART OF THE SOUTH ATLANTIC

E. P. Dubinin^{a,*}, A. V. Kokhan^{b,}, N. M. Suschevskaya^{c,***}**

^a *Lomonosov Moscow State University, the Earth Science Museum, Moscow, Russia*

^b *Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

^c *Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia*

^{*} *e-mail: edubinin08@rambler.ru*

^{**} *e-mail: kkkkk1987@mail.ru*

^{***} *e-mail: nadsus@gmail.com*

Based on the analysis of global digital models, the distribution of fracture zones of the oceanic crust, global and regional models of evolution, and published geological and geophysical data, the structural features of the ocean floor in the junction area of the Indian and Atlantic oceans are considered. Tectonic zoning of the region's crust has been carried out. Heterogeneous blocks of the lithosphere with crust formed on different spreading ridges, separated by structural boundaries, which are pseudo faults, fixing traces of propagating rift zones, jumping and dying off of spreading ridges, are identified. The main stages in the evolution of the lithosphere associated with the activation of plume magmatism and kinematic reorganizations of plate boundaries are identified.

Keywords: relief, morphostructures, tectonics, crust structure, evolution, South Atlantic

УДК 551.35.054 (268.45)

ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ РАЗРУШЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД В ВЕРХНЕЙ СУБЛИТОРАЛЬНОЙ ЗОНЕ МУРМАНСКОГО БЕРЕГА

©2024 г. М. В. Митяев^{1, *}, М. В. Герасимова¹, С. С. Малавенда²

¹ Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск, Россия

² Мурманский государственный технический университет, Мурманск, Россия

*e-mail: mityaev@mmbi.info

Поступила в редакцию 08.02.2023 г.

После доработки 30.04.2023 г.

Принята к публикации 18.07.2023 г.

Проведено пятилетнее наблюдение (2017–2022 гг.) абразионного разрушения горных пород в литоральной и верхней сублиторальной зоне губы Дальнезеленецкая (Мурманский берег). В этот период наблюдалась медленная скорость разрушения горных пород не только в верхней сублиторальной зоне, но и по всей литорали побережья. Выявлено, что скорость разрушения крупнообломочного материала в 2017–2022 гг. в среднем составляла 15 ± 3 мкм/г¹. Наибольшее влияние на интенсивность разрушения горных пород оказывали шторма, генерируемые ветрами силой 7–12 м/с восточного и юго-восточного направления. Установлено, что в 2021–2022 гг. произошла активизация абразионного разрушения горных пород в сублиторальной зоне Мурманского берега. На основе анализа гидрологических, метеорологических и сейсмических данных делается предположение, что активизация абразионного процесса была вызвана увеличением количества штормовых периодов, возможно, важную роль в этом сыграла тектоническая активность дизъюнктивных структур на побережье. Полученные данные свидетельствуют, что изменения температуры и солености водной массы в губе не оказывают существенного влияния на скорость абразионного процесса.

Ключевые слова: скорость абразии, крупнообломочный материал, верхняя сублитораль, температура воздуха, ветровые волны, Мурманский берег

DOI: 10.31857/S0030157424010089, EDN: SOFSFL

ВВЕДЕНИЕ

Абразия относится к основным факторам преобразования береговой линии морей и поэтому справедливо считается опасным экзогенным геологическим процессом. Толчком к интенсивному изучению береговых зон России, возможно, послужило научно-координационное совещание, посвященное динамике берегов морей и водохранилищ, организованное ОГУ им. И.И. Мечникова, Береговой секцией Океанографической комиссии при Президиуме АН СССР, Главным управлением водного хозяйства при Совете Министров УССР и проектным институтом «Черноморпроект», состоявшееся 1 марта 1959 г. [32]. Уже через несколько лет выходят основополагающие монографии по геоморфологии морских берегов В.П. Зенковича [8] и О.К. Леонтьева [16]. В конце прошлого века морфолитодинамические процессы в береговых зонах стали рассматриваться с геозоологической позиции, чему способствовали научные труды Н.А. Айбулатова, Ю.В. Артюхина [2] и Г.А. Сафьянова [29]. В настоящее время морфолитодинамике морских побережий посвящено

много научных работ, основная их часть рассматривает три региона, где разрушение берегов нередко приобретает катастрофический характер: Черноморско-Азовский бассейн [3, 10, 11, 14, 15, 27]; Балтийский [13, 17, 28] и Дальневосточный регионы [4, 7]. Значительно меньше данных по абразионному изменению берегов Арктических морей России (особенно берегов, сложенных устойчивыми к размыву горными породами), и если по Белому морю существуют отдельные публикации [18, 22, 30], то по побережьям Баренцева моря научной информации крайне мало. При этом имеются как теоретические, так и экспериментальные данные по скорости разрушения горных пород в литоральной зоне Мурманского побережья [9, 21–25, 31]. Однако экспериментальные данные по разрушению горных пород в сублиторальной зоне представлены только в одной работе [25].

Изучение скорости разрушения крупнообломочного материала представляется весьма актуальным, так как в верхней сублиторальной зоне Мурманского берега сконцентрировано большое

его количество [23], что предопределено сильной тектонической раздробленностью горных пород, слагающих побережье, и ледниковым разносом псефитового материала. При этом крупнообломочный материал является не только участником литодинамических процессов, но и служит субстратом для многих бентосных организмов. Большая часть прикрепленных бионтов имеет народнохозяйственное значение, используется в медицине и пищевой промышленности. Все это предопределяет необходимость изучения как скорости разрушения крупнообломочного материала, так и сукцессии прикрепленных бионтов, не только в литоральной, но и сублиторальной зоне, особенно в условиях изменения океанографических и метеорологических показателей в настоящее время.

В работе подведены итоги пятилетних наблюдений за скоростью разрушения крупнообломоч-

ного материала в сублиторальной зоне, изменениями метеорологических условий (температура приземного слоя воздуха и ветровой режим) и океанографических показателей (соленость, температура водной толщи, параметры волн и уровень моря) в районе исследования.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Экспериментальные работы по изучению разрушения крупнообломочного материала в сублиторальной зоне начаты 1 августа 2017 г. Экспериментальный полигон был оборудован в 100 м от южного берега острова Жилой в губе Дальнезеленецкой на глубине 4 м от уровня сизигийного отлива (рис. 1) на песчано-гравийных отложениях мелководной фации. Снятие—постановка образцов на полигон, а также измерение их массы и размера производилась раз в год 1 августа.

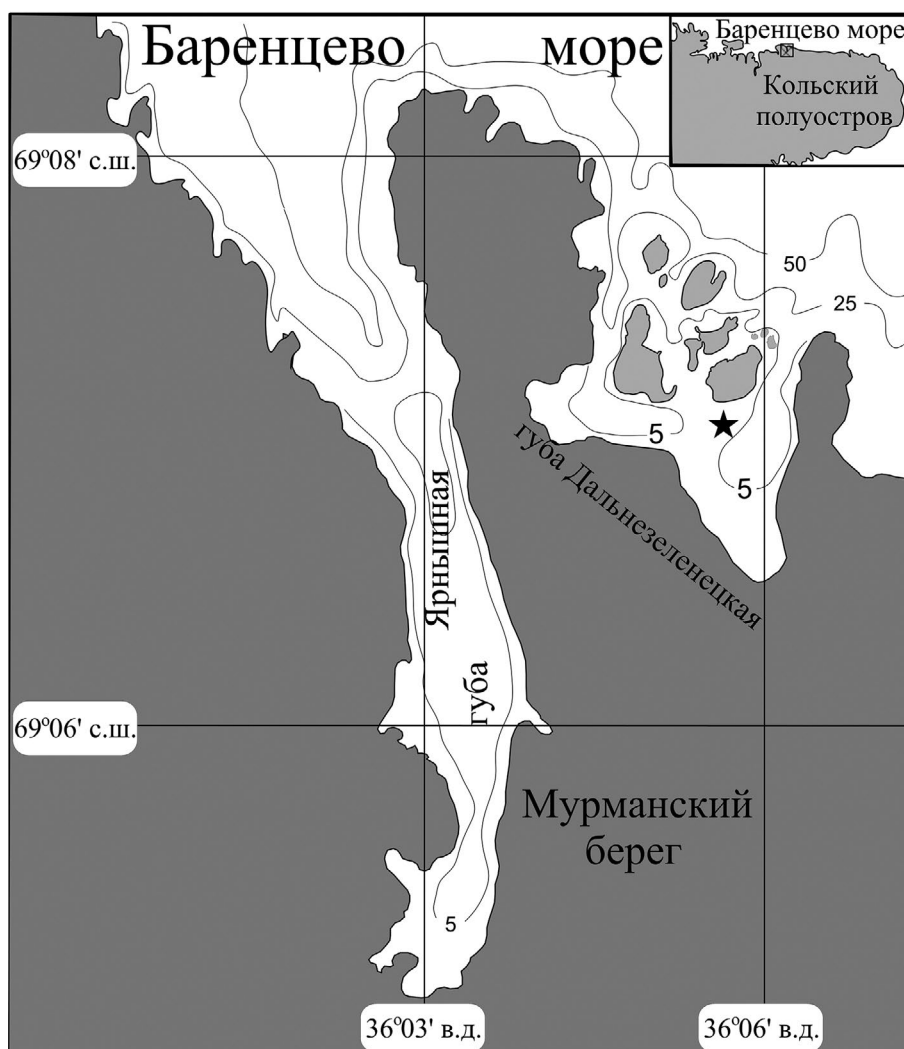


Рис. 1. Схема района исследований. Надписи на рисунке — Баренцево море, Кольский полуостров, Мурманский берег, губа Ярышная, губа Дальнезеленецкая, с.ш. — северная широта, в.д. — восточная долгота

На полигоне были установлены образцы крупнообломочного материала: один угловатый (глыба) и два хорошо окатанных (валуны), с ровными поверхностями, чтобы снизить степень обрастания прикрепляющимися бентосными организмами. Петрографический состав горных пород — микроклиновые граниты. Выбор горных пород обусловлен тем, что Мурманский берег более чем на 90% сформирован гранитоидами архейского возраста [19]. Работы выполнялись с борта маломерного катера профессиональным водолазом. После снятия экспериментального материала в лабораторных условиях измерялась их масса и размер. Экспериментальный материал имеет одинаковый размер длиной оси (260–285 мм). Валун хорошо окатан (4 класс окатанности) эллипсоидальной формы. Площадь поверхности валунов 0.18–0.20 м², вес 16.5–17.5 кг. Глыба кубической формы (0 класс окатанности) массой 16.5 кг с суммарной площадью граней 0.21 м². Вес экспериментального материала определялся на аналитических весах с точностью до 2 г. Площадь плоскостей глыб определялась измерительными приборами с точностью до 10 мм². Площадь поверхности валунов вычислялась как площадь эллипсоида вращения.

Метеорологические данные (температура воздуха, скорость и направление ветра) снимались 4 раза в сутки на стационарной метеостанции. Океанографические характеристики воды (температура, соленость), высота и скорость волн определялись раз в 5 дней на стационарном посту ММБИ. Штормовой коэффициент (W_q) рассчитывался как отношение количества штормов к количеству штилей за год [23]. Удельный поток энергии ветрового волнения рассчитывался по формуле: $E_w = 1/8 \rho g h^2 c_{гр}$, где ρ — средняя плотность воды, g — сила тяжести, h — высота волн, $c_{гр}$ — групповая скорость волн [26]. Для выявления зависимостей между наблюдаемым процессом и внешней средой рассчитывался коэффициент корреляции (r).

ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ В ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЯ

Высота приливов в губе изменялась от 1.5 до 4 м, высота ветровых волн не превышала 1.8 м, а их скорость — 6.5 м/с. Наиболее сильное волнение наблюдалось при западных и восточных ветрах, длина волн достигала 30 м, а период волн составлял 3–4 секунды. Только в юго-восточной части губы на широком мелководном участке наблюдается зона разрушения волн (примерно в 300 м от берега), на всех других берегах губы формируется отраженная волна. Чаше всего, движение отраженной волны происходит под углом 70–90° по отношению к основной волне, что при-

водит к беспорядочному волнению («толчее»), ширина таких зон достигает сотен метров. В пределах экспериментального полигона при ветровом волнении, создаваемом ветрами юго-восточных и юго-западных румбов, часто наблюдаются отраженные волны.

Большую часть года наблюдалась гомотермия водного столба, когда температуры поверхностного и придонного горизонтов различались не более чем на 0.6°C (в среднем $0.49 \pm 0.05^\circ\text{C}$, количество измерений $n = 297$). В продолжительные безветренные периоды наблюдалась стратификация водной толщи, когда разница температур между поверхностным и придонным горизонтами превышала 1.5°C (максимальная разница температур составляла 4.45°C , в среднем $2.27 \pm 0.13^\circ\text{C}$).

Годовая температура в столбе воды изменялась от 3.71 до 4.73°C , среднегодовая температура за пять лет составила $4.24 \pm 0.37^\circ\text{C}$ ($n = 594$). Отрицательных температур воды в 2017–2022 гг. не отмечалось. В целом за пять лет изменения в среднегодовых температурах воды незначительные и статистически недостоверные; достоверные отличия наблюдались только в аномальный 2019–2020 гг. ($3.45 \pm 0.30^\circ\text{C}$, $n = 56$), который определил цикличность изменения температур воды с периодом в четыре года (рис. 2а).

Самые низкие температуры воды всегда наблюдались в феврале и марте ($1.53 \pm 0.1^\circ\text{C}$ ($n = 52$) и $1.42 \pm 0.1^\circ\text{C}$ ($n = 54$) соответственно). Начиная с апреля, температура воды в губе постепенно повышалась, максимальный прогрев наблюдался в июле ($8.0 \pm 0.42^\circ\text{C}$, $n = 54$) и августе ($8.7 \pm 0.3^\circ\text{C}$, $n = 58$). В летние месяцы температура воды не поднималась выше 12.7°C , с конца августа происходило постепенное ее снижение. Существенное понижение температуры воды происходило только в конце сентября, начале октября ($6.9 \pm 0.1^\circ\text{C}$, $n = 34$).

Годовая соленость воды в губе изменялась от 32.914 до 34.407‰, в среднем составляла $33.553 \pm 0.058\text{‰}$ ($n = 594$). Большую часть года наблюдалась однородная соленость водного столба, когда на поверхности и в придонном горизонте соленость различалась менее чем на 1‰ (в среднем $0.479 \pm 0.09\text{‰}$, $n = 297$). Изредка наблюдалась стратификация водной толщи, когда разница солености между поверхностным и придонным горизонтами превышала 1.5‰, в среднем на $3.341 \pm 0.634\text{‰}$ ($n = 70$) (в мае 2018 и 2020 гг. различия в солености поверхностного и придонного горизонтов достигали 14–18‰). В целом, с июня по декабрь соленость воды в губе повышалась, а в холодный период года (октябрь–апрель) не опускалась ниже 32.5‰. Начиная с января соленость воды постепенно понижалась вплоть до середины июня. Таким образом,

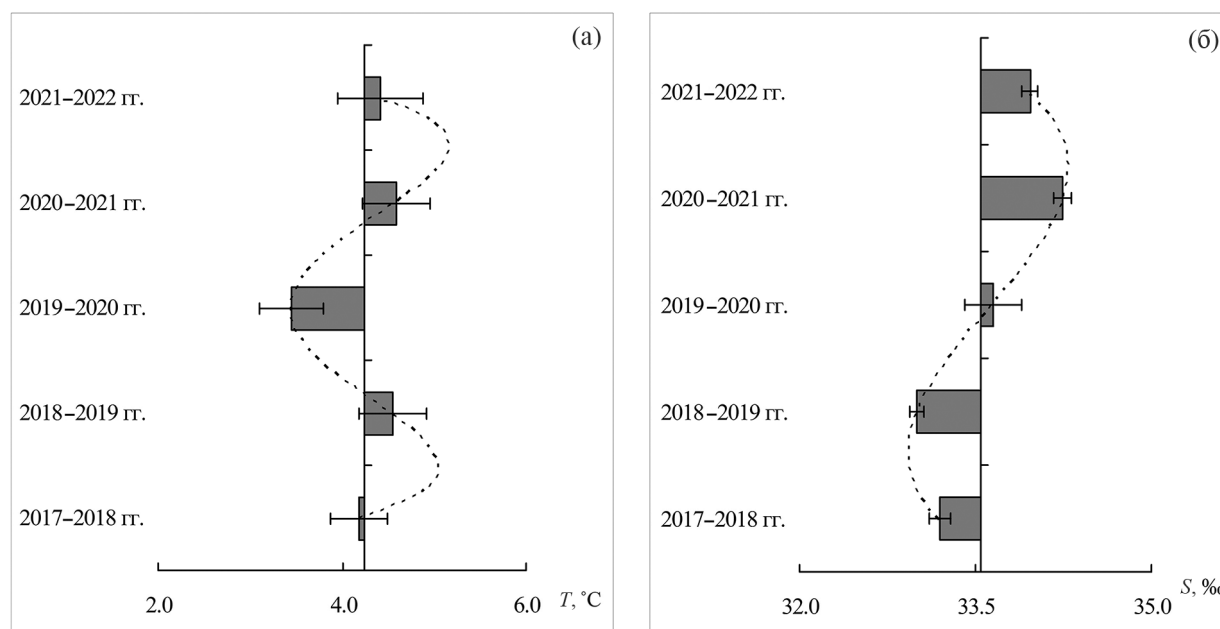


Рис. 2. Среднегодовая температура (а) и соленость (б) воды в губе Дальнезеленецкой. Пунктирная линия — полиномиальный тренд, гг. — года (период наблюдения), T , °C — температура в градусах Цельсия, S , ‰ — соленость воды в промилях.

за пять лет изменения среднегодовой солености воды не превышали 1.3‰. Минимальная среднегодовая соленость толщи воды зафиксирована в 2018–2019 гг. (33.001 ± 0.054 ‰, $n = 118$), а максимальная — в 2020–2021 гг. (34.245 ± 0.077 ‰, $n = 118$) (см. рис. 2б). Оба периода достоверно отличаются от других периодов и определяют цикличность изменения солености воды в губе с периодом в пять (возможно, больше) лет.

Необходимо отметить, что изменения солености и температуры воды в 2017–2020 гг. происходили асинхронно (снижение температуры воды сопровождалось повышением солености и наоборот), а в 2019–2022 гг. те же изменения происходили синхронно (температура воды снижалась и уменьшалась соленость, температура повышалась — соленость увеличивалась) (см. рис. 2а, б).

Таким образом, в период наблюдения Дальнезеленецкую губу заполняла однородная типичная прибрежная баренцевоморская водная масса, для которой характерен постепенный прогрев и охлаждение с кратковременными скачками солености, вызванными метеорологическими особенностями района [1].

ПОГОДНЫЕ УСЛОВИЯ ПЕРИОДА НАБЛЮДЕНИЙ

Рассмотрим изменение погодных условий, влияющих на абразионный процесс за период исследований (табл. 1–4). Среднегодовые тем-

пературы воздуха изменялись от 1.8 до 2.3°C (табл. 1), это выше среднемноголетней температуры в районе в XXI веке (1.7 ± 0.2 °C, $n = 23$). В период 2017–2022 гг. по температурным показателям особенно выделяются два этапа. Первый этап (2018–2019 гг.) — самый холодный, он отличается от других этапов среднегодовой температурой с маленьким среднесуточным градиентом. Второй этап — 2020–2021 гг. — самый теплый, его отличает от других не только среднегодовая температура и среднесуточный градиент, но и годовой диапазон температур воздуха (см. табл. 1). У обоих этапов есть одно общее свойство — высокое (близкое к единице) значение отношения минимальной и максимальной температур.

В целом в 2018–2021 гг. происходило плавное повышение среднегодовых температур воздуха и среднесуточного градиента температур, при этом отношения абсолютных значений минимальных и максимальных температур изменялось незначительно (см. табл. 1). Наиболее существенно годовой диапазон температур изменился в 2020–2021 гг.: по сравнению с 2019–2020 гг. он увеличился на 8°C, а затем в 2021–2022 гг. снизился почти на 10°C (см. табл. 1).

Вероятно, 2017–2022 гг. по температурному режиму являлись частью более длительного цикла, начавшегося еще в 2011 г., так как среднемноголетняя температура в районе исследований в 2000–2010 гг. составляла 1.4 ± 0.2 °C, а в 2011–2022 гг. она достоверно увеличилась до 2.0 ± 0.2 °C,

Таблица 1. Изменения температур воздуха в районе

Период	Температуры воздуха, °C					
	Средняя за период	Среднесуточный градиент	Max	Min	T_{air}^*	ΔT^{**}
2017–2018 гг.	2.0 (8.2)	4.0 (2.6)	29.9	–21.0	0.70	50.9
2018–2019 гг.	1.8 (7.2)	3.8 (2.4)	23.4	–22.6	0.97	46.0
2019–2020 гг.	2.0 (7.5)	3.9 (2.3)	24.8	–20.5	0.83	45.3
2020–2021 гг.	2.3 (8.2)	4.1 (2.7)	27.5	–25.8	0.94	53.3
2021–2022 гг.	2.0 (7.6)	4.0 (2.9)	27.5	–16.2	0.59	43.7

Примечание. В скобках указано стандартное отклонение. * Отношение минимальной и максимальной температур воздуха.

** Годовой диапазон температур воздуха.

Таблица 2. Изменения ветрового режима в районе

Период	Среднегодовая скорость, м/с	Доля ветров (м/с), %				
		<3	3–7	7–12	12–17	>17
2017–2018 гг.	6.4/6.3*/6.7** (3.5)	18.1	46.8	24.9	9.0	1.1
2018–2019 гг.	7.5/7.3*/7.9** (3.7)	8.8	42.2	32.9	14.8	1.4
2019–2020 гг.	7.9/7.3*/8.2** (4.4)	10.1	37.8	31.5	15.6	5.2
2020–2021 гг.	7.2/7.0*/7.6** (3.8)	11.8	43.0	31.0	11.8	2.5
2021–2022 гг.	7.1/7.0*/7.6** (3.7)	12.6	41.6	32.9	10.1	2.7

Примечание. В скобках стандартное отклонение. * Модальное значение. ** Медианное значение.

при этом различий в суточных колебаниях температур воздуха и годовом диапазоне температур за периоды 2000–2010 гг. и 2011–2022 гг. не наблюдается.

По изменению ветрового режима за период наблюдения (табл. 2–4) особенно выделяются два этапа: 2017–2018 гг. и 2019–2020 гг.

Этап 2017–2018 гг. характеризуется минимальной среднегодовой скоростью ветра, минимальной долей штормовых и ураганных ветров около 10% (доля ветров разной силы рассчитывалась от общей продолжительности этапа), максимальным количеством периодов со слабыми и очень слабыми ветрами более 64% (см. табл. 2). В этот этап наблюдалось большое количество как штормовых, так и штилевых периодов, что определило небольшой штормовой коэффициент (см. табл. 3). При высокой доле нагонных ветров (южных, восточных и западных) суммарный удельный поток энергии был небольшим (см. табл. 4), так как групповая скорость волн минимальна за весь период наблюдения.

В этап 2019–2020 гг. наблюдалась максимальная среднегодовая скорость ветра, доля сильных и штормовых ветров превысила 20%, но при этом штормовых и штилевых периодов было мало, что отразилось в штормовом коэффициенте (см. табл. 3). При максимальной, за все время наблюдения, доле южных ветров, доля восточных

и западных нагонных ветров минимальна, что определило небольшой суммарный удельный поток энергии (см. табл. 4).

Таблица 3. Изменения количества штормов и штилей и штормового коэффициента Wq в районе

Период	Количество		
	штормов	штилей	Wq
2017–2018 гг.	57	32	1.78
2018–2019 гг.	49	27	1.81
2019–2020 гг.	49	26	1.88
2020–2021 гг.	52	31	1.68
2021–2022 гг.	64	31	2.06

Этапы 2020–2021 гг. и 2021–2022 гг. по характеристикам ветрового режима очень схожи (см. табл. 2). В эти периоды преобладали слабые и очень слабые ветры, доля которых превышала 54%, регистрировалось большое количество штилей. Однако эти этапы резко различаются между собой по количеству штормовых периодов, что отражается в штормовом коэффициенте (см. табл. 3). В течение всего этого времени доля нагонных ветров была небольшой (13–14%), но в 2021–2022 гг. доля южных и юго-восточных ветров была в 1.5 раза больше, чем в 2020–2021 гг., что определило различия в удельном потоке энергии нагонных волн (см. табл. 4).

Таблица 4. Изменения преобладающих в районе ветров

Период	Направление ветра								E_w^*			
	С	С-В	В	Ю-В	Ю	Ю-З	З	С-З	W_{E-W}	W_{SE}	W_S	ΣW
2017–2018 гг.	10.3	8.8	9.6	3.0	5.3	44.1	8.1	10.8	1.88	0.89	0.62	3.39
2018–2019 гг.	11.0	8.6	8.5	1.8	2.1	41.6	9.2	17.3	2.40	0.50	0.28	3.18
2019–2020 гг.	10.8	7.4	7.1	2.9	6.0	41.8	5.5	16.0	1.65	1.25	0.73	3.63
2020–2021 гг.	8.1	7.8	7.4	4.0	2.5	49.5	6.8	13.8	1.85	0.79	0.32	2.96
2021–2022 гг.	6.6	11.1	11.6	5.6	3.1	42.3	5.6	13.8	2.19	1.06	0.47	3.72

* E_w — удельный поток энергии ветровых волн, кДж/с (W_{E-W} — ветра восточных и западных румбов, ветра вдоль длинной оси губы, W_{SE} — ветра юго-восточного румба, W_S — ветра южного румба, нагон на южный берег острова Жилой).

В целом весь период наблюдения 2017–2022 гг. характеризуется небольшим суммарным удельным потоком энергии ветровых волн (менее 4 кДж/с), вероятно, это связано с большой долей сгонных (юго-западных) и нейтральных (северо-западных) ветров (см. табл. 4).

По изменению ветрового режима в районе исследования за 2017–2022 гг. можно отметить следующее:

- большое количество сильных и штормовых ветров, доля которых менее 12% регистрировалось только в 2017–2018 гг.;
- с 2018 по 2022 гг. увеличивалось количество штормовых периодов;
- резко преобладали сгонные ветры, более 40%;
- общее снижение доли нагонных ветров, особенно северных румбов;
- снижение доли вдольбереговых ветров.

Таким образом, этап самых сильных ветров 2019–2020 гг. разделяет весь период наблюдений на две части. В первой части (2017–2020 гг.) увеличивается среднегодовая скорость ветра и доля сильных, штормовых ветров, при этом количество штормовых периодов и ветров восточных, северо-восточных румбов уменьшается. Во второй (2020–2022 гг.) — установление относительного ветрового баланса, в течение двух лет среднегодовая скорость ветра и количество ветров разной силы не изменяется (различия менее 2%, см. табл. 2). При этом если в 2021–2022 гг. количество штилевых периодов не изменилось, то количество штормовых периодов увеличилось на 20%, что отразилось на штормовом коэффициенте (см. табл. 3). Возможно, что эти изменения связаны с изменением количества ветров восточных румбов (увеличилось на 9%) и ветров юго-западного направления (снизилось на 7%, см. табл. 4).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ АБРАЗИОННОГО ПРОЦЕССА И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Ранее (2004–2018 гг.) для Мурманского берега было выявлено, что максимальные скорости разрушения псефитовых обломков горных пород в литоральной зоне наблюдаются в первые годы (до трех лет) после выставления их на экспериментальные площадки. Также было установлено, что интенсивность разрушения горных пород зависит от ветрового режима и температур воздуха и не зависит от изменения солености и температуры воды [21–23, 25].

Прежде чем рассматривать разрушение горных пород в сублиторальной зоне, необходимо отметить, что период 2017–2021 гг. относится к этапу резкого снижения интенсивности абразионного процесса в литоральной зоне. Так, в литоральной зоне среднемноголетняя скорость разрушения крупнообломочного материала в 2004–2021 гг. составила 31 ± 3 мкм/г ($n = 201$), за 2004–2017 гг. — 43 ± 3 мкм/г ($n = 117$), в 2017–2021 гг. — 15 ± 2 мкм/г ($n = 84$). Таким образом, скорость разрушения горных пород за последние годы снизилась почти в три раза. При этом трехлетний период 2018–2021 гг. вообще можно назвать этапом покоя, когда разрушение горных пород практически не происходило (средняя скорость абразии снизилась до 10 мкм/г, $n = 60$).

В период наблюдения (2017–2022 гг.) средняя скорость разрушения горных пород в сублиторальной зоне составляла 15 ± 3 мкм/г ($n = 15$), что идентично скорости разрушения аналогичных пород в литоральной зоне. За четыре года наблюдения достоверных отличий между скоростью разрушения горных пород в литоральной зоне (от 0 до 3.5 м над уровнем сизигийного отлива) и верхней сублиторальной зоне (до 4 м ниже уровня сизигийного отлива) не было выявлено (табл. 5). Можно предположить, что изменение

Таблица 5. Изменения среднегодовой скорости разрушения горных пород

Период	Литоральная зона, мкм/г	Верхняя сублиторальная зона, мкм/г
2017–2018 гг.	27±4	29±13
2018–2019 гг.	11±1	9±1
2019–2020 гг.	10±1	6±3
2020–2021 гг.	9±1	7±2
2021–2022 гг.	Нет данных	21±2

интенсивности разрушения горных пород в этих зонах происходит по одним и тем же законам. Во-первых, максимальная скорость разрушения горных пород была зафиксирована в первый год постановки образцов на экспериментальную площадку (2017–2018 гг.). Во-вторых, никакой связи изменения скорости разрушения горных пород с температурой и солёностью водной толщи не выявлено. В-третьих, увеличение скорости разрушения горных пород совпадает с ростом количества штормов и штормового коэффициента.

Если рассматривать зависимость скорости абразии за весь период наблюдения (2017–2022 гг.) от изменения факторов окружающей среды (изменения температур и солёности воды, ветрового режима и др.) то никаких зависимостей выявлено не будет, так как скорость разрушения горных пород в первый год наблюдения всегда аномально завышена. Исключив из расчетов первый год наблюдения, выявилась зависимость скорости абразии от отдельных гидрометеорологических факторов. Так, скорость разрушения горных пород усиливалась при росте годового диапазона температур воды ($r = 0.961$, $n = 12$), при увеличении доли ветров восточных румбов ($r = 0.913$, $n = 36$) и штормового коэффициента ($r = 0.959$, $n = 12$).

Не вызывает никаких противоречий связь скорости разрушения горных пород с волнами генерируемыми нагонными ветрами, как ключевого фактора разрушения береговых образований. Связь температур воды со скоростью разрушения горных пород не совсем ясна, с большой долей вероятности это связано с плотностью воды (так как поток энергии ветровых волн зависит от плотности воды [26]). Среднегодовое значение температуры воды в губе соответствует максимальной плотности воды (около 4°C). Следовательно, увеличение годового диапазона температур свидетельствует об увеличении доли более легких и более подвижных водных масс, что уменьшает количество энергии на создание ветровых волн. С другой стороны, увеличение годового диапазона температуры воды свидетельствует о большем прогреве столба воды (так как в 2017–2022 гг. от-

рицательных температур воды не наблюдалось) и, возможно, активизации химических (биохимических) процессов на поверхности горных пород, приводящих к их разрушению.

Более слабые зависимости выявляются для ветров разной силы, так при увеличении количества ветров средней силы (7–12 м/с) скорость разрушения горных пород увеличивается $r = 0.671$ ($n = 12$). Скорость разрушения горных пород снижается при увеличении: количества сильных штормовых ветров (12–17 м/с) $r = -0.758$ ($n = 12$), количества северных ветров $r = -0.747$ ($n = 12$) и среднегодовой скорости ветра $r = -0.883$ ($n = 12$).

Связь ветров средней силы (7–12 м/с) со скоростью разрушения горных пород в литоральной зоне была подмечена и ранее [23], поэтому нет никаких противоречий в том, что в верхней сублиторальной зоне зависимость сохраняется, поскольку волны, генерируемые ветрами средней силы, воздействуют на побережье наибольшее количество времени. Снижение скорости абразии при увеличении количества ветров северного направления логично вытекает из расположения полигона — при северных ветрах полигон располагается в зоне ветровой тени.

Среднегодовая скорость ветра и количество штормовых ветров параметры взаимосвязанные, поэтому они оказывают одинаковое влияние на разрушение горных пород, но почему при увеличении этих показателей скорость абразии снижается не ясно, хотя схожая зависимость была выявлена при изучении разрушения горных пород в литоральной зоне [23].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение отметим главное. Средняя скорость разрушения горных пород в верхней сублиторальной зоне в 2017–2022 гг. низкая (15 ± 3 мкм/г, $n = 15$), но она абсолютно идентична скорости абразии в сопредельной литоральной зоне (15 ± 2 мкм/г, $n = 84$). На протяжении трех лет (2018–2021 гг.) наблюдалась крайне низкая интенсивность абразионного процесса, как в литоральной, так и сублиторальной зоне. В целом ни один фактор окружающей среды напрямую достоверно не влияет на изменение интенсивности абразионного процесса, но выявляется слабая связь между скоростью разрушения горных пород и изменением ветрового режима.

В 2021–2022 гг. произошла активизация абразионного процесса в сублиторальной зоне. Хотя, казалось бы, данный факт однозначно связан с резким увеличением штормовых периодов (см. табл. 3), необходимо отметить, что в 2021–2022 гг. произошла активизация Зеленецко-Харловской системы

разломов взбросо-сбросовой кинематики, непосредственно сопрягающейся с разломом Карпинского в районе губ Ярнышная и Дальнезеленецкая [12, 20]. Сейсмическая активность данной зоны известна давно [33], подтверждена мониторингом сейсмичности Мурманской области [6] и шельфа Баренцева моря [5]. По информации Кольского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» 5 марта 2022 г. в Хибинском горном массиве произошло сейсмическое событие. По результатам оперативной обработки данных региональной сейсмологической сети магнитуда (ML) составила 3.7 единиц, координаты эпицентра 67.668° с.ш., 34.151° в.д. Интенсивность колебаний земной поверхности в баллах шкалы МСК-64 изменялась от 1 до 5.7 баллов. Вполне возможно, что данное сейсмическое событие активизировало глубинные разломы, а подвижки отдельных тектонических блоков в береговой зоне могли быть причиной возникновения морских волн с большой энергией.

Активизация Зеленецко-Харловской системы разломов отчетливо фиксируется по перемещению свежего коллювиального материала вдоль юго-западных склонов водораздельных пространств. Возможно, тектоническая подвижка была неоднократная, и проявлялась несколько раз, на что указывают многочисленные взаимно пересекающиеся полосы коллювиального материала. Аналогичное явление произошло в 2011–2012 гг., но на прилегающем шельфе, и послужило толчком к перестройке всей литоральной зоны [23]. С большой долей вероятности можно предположить, что сейсмическая активность в зоне сочленения континента и шельфа (Зеленецко-Харловского глубинного разлома и глубинного разлома Карпинского) стала причиной возникновения морских волн не ветровой природы большой разрушающей силы.

Таким образом, подтверждается ранее выявленный факт, что абразионное разрушение горных пород на Мурманском берегу происходит постоянно, при этом периодически усиливается. Нами предполагается, что тектонические процессы оказывают непосредственное влияние на интенсивность экзогенных геологических процессов.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ММБИ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Адров Н.М.* Природа энергоблагообмена водных и воздушных масс Баренцева моря. Мурманск: Изд-во МГТУ, 2012. 75 с.
2. *Айбулатов Н.А., Артюхин Ю.В.* Геоэкология шельфа и берегов Мирового океана. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 303 с.
3. *Артюхин Ю.В.* Волновое разрушение обвальных берегов Азовского моря // Геоморфология. 1982. № 4. С. 51–58.
4. *Бобыкина В.П.* Современный абразионный процесс на берегах Камчатки // Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке. М.: ГЕОС, 2001. С. 373–378.
5. *Виноградов А.Н., Асминг В.Э., Баранов С.В. и др.* Сейсмичность Шпицбергенской окраины Баренцевоморской плиты и прилегающей части Норвежско-Гренландского океанического бассейна в 2006 г. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2007. Вып. 7. С. 118–126.
6. *Виноградов Ю.А., Асминг В.Э., Кременецкая Е.О., Жиров Д.В.* Современная сейсмичность на территории Мурманской области и ее проявления в горнопромышленных зонах // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2016. № 1. С. 62–70.
7. *Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б.* Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. № 4. С. 74–94.
8. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Наука, 1962. 710 с.
9. *Зенкович В.П.* Наблюдения над морской абразией и физическим выветриванием на Мурманском берегу // Ученые записки МГУ. 1937. Вып. 16. С. 113–142.
10. *Ивлиева О.В., Бердников С.В.* Современные скорости разрушения берегов Российского побережья Азовского моря // Геоморфология. 2005. № 4. С. 74–82.
11. *Игнатов Е.И., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д.* Морские берега Крыма // Геоморфология. 2016. № 1. С. 55–63.
12. *Козлов М.Т.* Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 140 с.
13. *Корзинин Д.В.* Морфодинамика абразионно-бухтового берега при волнении разной интенсивности (на примере северного побережья Калининградского полуострова, ЮВ Балтика) // Геоморфология. 2016. № 2. С. 41–40.
14. *Косьян Р.Д., Крыленко В.В.* Основные критерии комплексной классификации Азово-Черноморских берегов России // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 501–511.
15. *Крыленко В.В., Косьян Р.Д., Крыленко М.В.* Берега северо-западной части Черноморского побережья Кавказа в начале XXI века // Океанологические исследования. 2021. Т. 49. № 1. С. 68–92.
16. *Леонтьев О.К.* Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд. МГУ, 1961. 215 с.
17. *Леонтьев И.О., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю., Ковалева О.А.* Прогноз рецессии берегов восточной части Финского залива на ближайшее столетие // Океанология. 2015. Т. 55. № 3. С. 480–487.

18. Лукьянова С.А., Сафьянов Г.А., Соловьева Г.Д. и др. Типы берегов арктических морей России // Океанология. 2008. Т. 48. № 2. С. 290–296.
19. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 277 с.
20. Митяев М.В. Морфотектоника и позднечетвертичная история формирования Мурманского побережья и прилегающего шельфа Баренцева моря: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГГА, 2001. 22 с.
21. Митяев М.В., Герасимова М.В. Скорость абразии грубообломочного материала на литорали Мурманского побережья // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 120–123.
22. Митяев М.В., Герасимова М.В. Грубообломочный материал в литоральных зонах Мурманского и Карельского побережий // Океанология. 2010. Т. 50. № 2. С. 277–284.
23. Митяев М.В. Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2014. 226 с.
24. Митяев М.В., Герасимова М.В. Абразия горных пород в литоральной зоне Мурманского побережья, 2012–16 гг. // Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) морской геологии. М.: Изд. ИО РАН, 2017. Т. II. С. 75–79.
25. Митяев М.В., Герасимова М.В. Павлова Л.Г. Изменение скорости абразии горных пород в береговой зоне Мурманского побережья, 2012–2018 гг. // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 611–621.
26. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: Изд. МГУ, 1998. 176 с.
27. Мысливец В.И., Бредихин А.В., Сафьянов Г.А. и др. Проблемы прогноза развития морских берегов европейской России (Морфогенетические типы берегов) // Геоморфология. 2016. № 4. С. 70–77.
28. Рябчук Д.В., Колесов А.М., Сергеев А.Ю. и др. Абразионные процессы в береговой зоне восточной части Финского залива и их связь с многолетними трендами режимобразующих факторов // Геоморфология. 2012. № 4. С. 99–105.
29. Сафьянов Г.А. Геоэкология береговой зоны океана. М.: Изд. МГУ, 2000. 115 с.
30. Сафьянов Г.А., Репкина Т.Ю. Динамика берегов Унской губы (Летний берег Белого моря) // Геоморфология. 2013. № 1. С. 82–90.
31. Тарасов Г.А. К изучению степени волновой обработки крупнообломочного материала в условиях Мурманского берега Баренцева моря // Географические проблемы изучения и освоения арктических морей. Тез. докл. II Всесоюз. конф. по географии и картографированию океана, Мурманск, май 1985 г. Ленинград: ГО СССР, 1985. С. 119–120.
32. Труды совещания по динамике берегов морей и водохранилищ. Одесса: Изд. ОГУ, 1959. 84 с.
33. Юдахин Ф.Н. Сейсмичность / Литосфера и гидросфера Европейского севера России. Геоэкологические проблемы. Екатеринбург: Изд. УрО РАН, 2001. С. 113–129.

CHANGES OF THE SPEED OF ROCK DESTRUCTION IN THE UPPER SUBLITTORAL ZONE, 2017–2022

Mityaev M.V.^{a,*}, Gerasimova M.V.^a, Malavenda S.S.^b

^a Federal state budgetary establishment of a science Murmansk marine biological institute RAS, Murmansk

^b Federal State Autonomous Educational Institution of Higher Education Murmansk State Technical University, Murmansk

*e-mail: mityaev@mmbi.info

A five-year observation (2017–2022) of abrasion destruction of rocks in the littoral and upper sublittoral zone of the Dalnezelenetskaya Bay (Murmansk coast) was carried out. During this period, a slow rate of destruction of rocks was observed, not only in the upper sublittoral zone, but also along the entire littoral of the coast. It was revealed that the rate of destruction of coarse-grained material in 2017–2022 averaged $15 \pm 3 \mu\text{m/g}$. The greatest influence on the intensity of destruction of rocks was exerted by storms generated by winds with a force of 7–12 m/s from the east and southeast directions. It is established that in 2021–2022 there was an activation of abrasion destruction of rocks in the sublittoral zone of the Murmansk coast. Based on the analysis of hydrological, meteorological and seismic data, it is assumed that the activation of the abrasion process was caused by an increase in the number of storm periods, perhaps the tectonic activity of disjunctive structures on the coast played an important role in this. The data obtained indicate that changes in the temperature and salinity of the water mass in the bay do not have a significant effect on the rate of the abrasion process.

Keywords: abrasion speed, coarse material, upper sublittoral, air temperature, wind waves, Murmansk coast

УДК 552.181

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГУБЫ БУОР-ХАЯ

© 2024 г. А. С. Ульянов*

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: uleg85@gmail.com

Поступила в редакцию 31.10.2022 г.

После доработки 24.11.2022 г.

Принята к публикации 16.12.2022 г.

По результатам обработки 99 образцов донных отложений и многолетнемерзлых пород из скважин 1D-14, 3D-14 и 1D-15, пробуренных в акватории губы Буор-Хая, показаны различия их минерального состава, обусловленные палеогеографическими факторами, а именно позднечетвертными колебаниями климата и уровня моря, региональной гидродинамикой. Основу легкой фракции минералов составили кварц и полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы), обнаруженные в виде зерен различной размерности и степени окатанности, а также тонкодисперсной кластике. В меньшей степени отмечено присутствие хлоритов, каолинита и серпентинитов, редко встречаются иллит и смектит. В тяжелой фракции (средний выход 0.95%), сосредоточенной в тонкозернистых песках, было идентифицировано 42 акцессорных минерала. Ее основу составили пироксены, амфиболы, карбонатит, эпидот, цоизит, магнетит, слюда, гранат, лимонит, сфен, лейкоксен, ильменит. В меньших количествах обнаружены рутил, кианит, силлиманит, циркон, турмалин, апатит, ставролит. В исследованных толщах повсеместно встречаются растительные остатки и углеподобные частицы (предположительно кероген), вклад которых превышает 5% по массе в ряде горизонтов. Результаты исследования позволили заключить, что основой петрофонда исследованных отложений, вероятнее всего, являются осадочные горные породы Хараулахского хребта Верхоянской горной системы, соответствующие песчаникам, алевролитам и аргиллитам. Присутствие в отложениях характерных акцессорных минералов маркирует разгрузку магматических и метаморфических горных пород, но их вклад незначителен и носит подчиненный характер. К ним, вероятно, также относятся породы Верхоянского комплекса, распространенные близ п. Тикси.

Ключевые слова: Арктика, шельф, донные отложения, подводная мерзлота, минералы, микроскопия, факторный анализ

DOI: 10.31857/S0030157424010093, **EDN:** SNZGVQ

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность изучения прибрежно-шельфовой зоны Арктики, представляющей собой сложную природную систему, определяется масштабом решаемых задач, встающих перед Российской Федерацией, усиливающей освоение ресурсов и пространства Арктики в сложных и активно изменяющихся природно-климатических условиях. К наиболее значимым климатически опосредованным процессам относятся деградация прибрежной и подводной многолетней мерзлоты, термоабразия береговой зоны, дегазация морского дна, усиление разгрузки речного и грунтового стока, способствующие дисбалансу биопродуктивности акваторий и цикла углерода в Арктике [6, 18, 22, 29–35]. Планируемая эксплуатация Северного морского пути и развитие ресурсодобывающей отрасли в Арктике акцентируют внима-

ние на комплексных исследованиях морского дна на шельфе арктических морей России как важнейшего логистического элемента.

Минеральный состав является надежным индикатором генетической информации о донных осадках и условиях образования горных пород [2, 16]. Дополнение уже созданных баз данных по геохимическому и литологическому составу донных осадков арктических морей [21] индикаторными минералогическими показателями способствует более глубокому пониманию природных процессов в Арктике. В условиях современных климатических колебаний и увеличивающейся антропогенной нагрузки расширение комплекса индикаторов для характеристики позднечетвертной морфолитодинамики прибрежной зоны арктических морей России является актуальной задачей. Целью работы были сравнительный анализ состава породообразующих и акцессорных

минералов, а также органических включений толщ донных отложений губы Буор-Хая, общая характеристика петрофонда и изменчивости состава минералов в исследованной части моря Лаптевых по комплексу минералогических индикаторов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Фактический материал для исследования (донные отложения и многолетнемерзлые грунты) был собран автором в полярных буровых экспедициях, организованных Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева ДВО РАН (г. Владивосток), Институтом мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН (г. Якутск), Национальным исследовательским Томским политехническим университетом (г. Томск) и МГУ имени М.В. Ломоносова (г. Москва). Начальник экспедиций — д-р геогр. наук, член-корр. РАН И.П. Семилетов, зам. начальника экспедиций — д-р геол.-минерал. наук О.В. Дударев. Скважины были пробурены с припайного льда в 2014 г. в Ивашкиной лагуне п-ва Быковский (1D-14), вблизи северного мыса о. Муостах (3D-14) и в 2015 г. севернее о. Муостах (1D-15) (см. рис. 1). Литологическое описание кернов бурения выполнено в полевых условиях непосредственно после их извлечения из скважины и переноса в лабораторию. Пробы консолидированных многолетнемерзлых пород отбирали с помощью аккумуляторной дрели и стальных коронок, пробы талых отложений отбирали стальным шпателем. Далее пробы замораживали и хранили в морозильнике при температуре -20°C до проведения лабораторной пробоподготовки. Для выполнения анализов пробы были высушены до постоянной массы в течение 48 ч при температуре $+60^{\circ}\text{C}$ в сушильном шкафу.

Минералогический анализ выполнен в Геологическом институте Кольского научного центра РАН группой технологической минералогии (аналитики В.И. Басалаева и А.Б. Калачева). Для анализа пробы донных осадков (50–100 г) отмучивали с сохранением глинистых фракций. Далее песчаные фракции шлихов расситовывали на классы <0.1 , $0.1-0.25$, $0.25-0.5$, $0.5-1$, $1-2.5$, $2.5-5$ и >5 мм с использованием комплекта сит с размерами ячеек 0.1, 0.25, 0.5, 1, 2.5 и 5 мм, высушивали до постоянной массы и взвешивали с точностью 0.1 г на весах HL-400. Материал классов $0.5-1$, $1-2.5$, $2.5-5$ и >5 мм был визуально исследован на стереомикроскопе Альтами SM0745. Для проведения полуколичественного анализа был взят препаративно выделенный материал тоньше 0.5 мм, чтобы определить наиболее репрезентативный размерный класс тяжелой фракции. Для этого классы <0.1 , $0.1-0.25$ и $0.25-0.5$ мм

были разделены по плотности в бромформе ($\rho = 2.89 \text{ г/см}^3$) на тяжелую и легкую фракцию в стеклянных делительных воронках, высушены, взвешены и визуально изучены. Детальный анализ и расчет процентного содержания акцессорных минералов был выполнен в классе $0.1-0.25$ мм, как наиболее представительном по результатам полуколичественного анализа.

Дальнейшая обработка материала выполнена по следующей схеме:

1. Взвешивание пробы препаративно выделенного класса тяжелых минералов $0.1-0.25$ мм.
2. Магнитная и электромагнитная сепарация с использованием универсального постоянного ручного магнита С-5 (магнит Сочнева), в результате чего отделяли ферромагнитную, парамагнитную и диамагнитную подфракции минералов.
3. Взвешивание разделенных подфракций.
4. Визуальная идентификация минералов в разделенных подфракциях. В качестве базового инструмента использовали стереомикроскоп Альтами SM0745. Для более точного определения некоторых минералов применялись микрохимические и иммерсионные методы. В последнем случае использовали поляризационный микроскоп Carl Zeiss Amplitval. Рентгеноструктурный анализ применяли в случае невозможности визуальной идентификации минералов. Анализы выполняли на рентгеновском дифрактометре ДРОН-2. Для поиска люминесцирующих минералов (шеелита, содалита и др.) применялась портативная УФ лампа.
5. Расчет процентной концентрации минералов всех исследованных подфракций в классе $0.1-0.25$ мм. Статистическая обработка результатов выполнена с помощью программного пакета XLSTAT Premium v2016.02.

РЕЗУЛЬТАТЫ

По совокупности литологических данных в толщах исследуемых отложений доминируют пески средней и тонкой зернистости, в виде отдельных включений и слоев встречаются остатки наземной растительности, почвы, торф, рассеянный гравийно-галечный материал и отдельные слои окатанной гальки [13–14]. Результаты ситового анализа и содержание препаративно выделенных фракций исследованных отложений представлены в табл. 1. Базовыми породообразующими минералами легкой фракции в исследованных толщах являются кварц и полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы), обнаруженные в виде зерен различной степени окатанности и размерности. Они сосредоточены в тонкозернистых песках ($0.1-0.25$

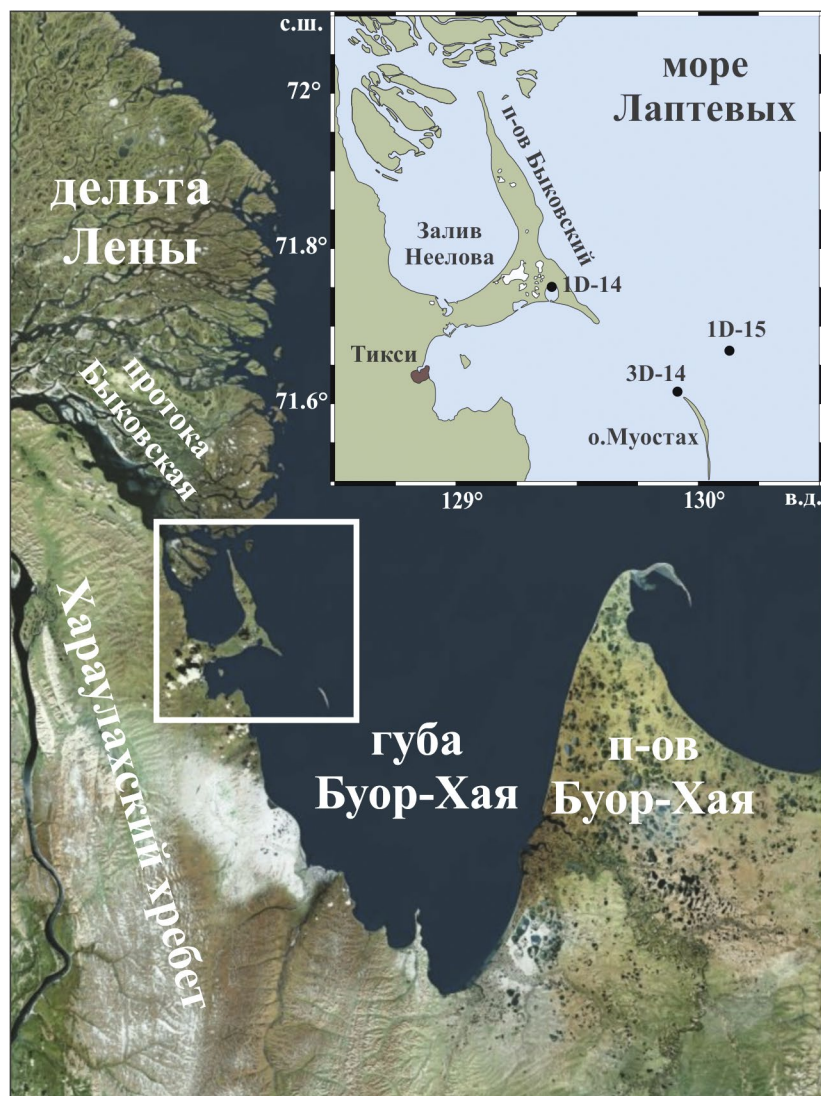


Рис. 1. Карта-схема района исследований и расположение пробуренных скважин. Надписи: дельта Лены; протока Быковская; Хараулахский хребет; губа Буор-Хая; п-ов Буор-Хая; море Лаптевых; п-ов Быковский; Залив Неелова; Тикси; о. Муостах.

и 0.25–0.5 мм), также встречаются в грубозернистых песках (0.5–1 и 1–2.5 мм) и тонкозернистых (<0.1 мм) фракциях. В меньшей степени в осадках отмечено присутствие представителей групп хлорита, каолинита и серпентина, сосредоточенных в более тонких фракциях (<0.1 мм). Редко встречаются иллит и смектит. В гравийной фракции (>2.5 мм) встречаются обломки песчаников, алевролитов, гнейсов, граувакк.

Тяжелая фракция минералов сосредоточена в тонкозернистых песках (0.1–0.25 мм), и ее состав более разнообразен. Выход тяжелой фракции минералов составил от 0.1 до 5.7% (в среднем 0.95%) по массе. Основу тяжелой фракции составили амфиболы (am), пироксены (px) и карбонатит (carb), средний вклад которых составил 24.1, 10.4 и 10.8% соответственно. В меньших количе-

ствах отмечены эпидот (ep), цоизит (zo), магнетит (mt), слюда (mc), гранат (gr), лимонит (li), сфен (sph), лейкоксен (lx), ильменит (il), рутил (r), кианит (ky), силлиманит (si), циркон (zg), турмалин (tu), апатит (ap), хлорит (cl), ставролит (st). На отдельных горизонтах обнаружены зерна шпинели (šp), хромдиоксида (crdp), магнезиохромита (mgcr), оливина (ol), шеелита (sh), флюорита (fl), уваровита (uv), пумпеллиита (pu), пренита (ph), пирита (py), молибденита (mo), халькопирита (chp), арсенопирита (ar), гематита (hm), хромита (cr), доломита (do), сидерита (sr), гетита (gh), корунда (cor), спессартина (spr). Интервалы значений процентного содержания минералов тяжелой фракции, их средние значения и распределение в исследованных отложениях представлены в табл. 2 и на рисунках 2–4 соответственно.

Таблица 1. Процентное распределение размерных фракций, массовая концентрация тяжелой фракции минералов (ТФ), растительных остатков (РАСТ) и керогена (КЕР) в донных отложениях скважины 1D-14, 3D-14 и 1D-15

Скважина	Горизонт, см	<0.1 мм	0.1–0.25 мм	0.25–0.5 мм	0.5–1 мм	1–2.5 мм	2.5–5 мм	>5 мм	ТФ, %	РАСТ, %	КЕР, %
1D-14	0	89.7	4.9	4.7	0.7	0.0	0.0	0.0	0.1	++	–
1D-14	55	18.9	46.3	27.0	5.4	2.4	0.0	0.0	0.6	–	++
1D-14	96	89.5	8.8	1.0	0.4	0.2	0.0	0.0	0.1	4.0	–
1D-14	190	26.9	38.5	29.2	4.0	1.5	0.0	0.0	0.3	–	–
1D-14	296	72.7	13.8	8.2	2.5	2.5	0.3	0.0	0.1	+++	–
1D-14	415	46.4	14.0	12.3	7.3	13.6	4.0	2.3	0.2	+++	+++
1D-14	448	70.4	12.4	14.0	2.5	0.6	0.0	0.0	0.1	–	++
1D-14	496	27.7	29.8	30.6	7.5	3.8	0.6	0.0	0.4	–	–
1D-14	546	52.8	19.5	15.7	5.7	5.4	0.9	0.0	0.2	–	–
1D-14	878	39.3	39.6	9.2	5.1	5.9	0.6	0.4	0.4	–	+++
1D-14	1039	45.5	53.0	1.2	0.3	0.1	0.0	0.0	0.6	0.2	+++
1D-14	1142	17.7	22.6	42.5	13.0	4.1	0.1	0.0	0.5	6.8	+++
1D-14	1218	69.3	28.7	1.4	0.5	0.1	0.0	0.0	1.6	++	+++
1D-14	1358	44.6	21.6	21.7	7.7	4.3	0.2	0.0	0.6	+++	0.3
1D-14	1391	16.7	40.5	29.4	2.8	4.8	3.9	2.0	3.4	+++	+++
1D-14	1471	8.4	22.1	26.4	24.1	18.3	0.8	0.0	0.8	++	0.2
1D-14	1486	55.7	34.6	8.9	0.7	0.0	0.0	0.0	1.1	1.1	2.1
1D-14	1631	42.9	54.4	2.0	0.3	0.3	0.0	0.0	1.7	1.5	+++
1D-14	1743	31.7	29.4	26.7	7.1	4.9	0.2	0.0	0.6	++	++
1D-14	1796	22.5	16.2	40.4	8.5	11.9	0.6	0.0	0.6	++	+++
1D-14	1901	10.8	66.3	13.9	3.5	4.7	0.7	0.0	2.1	++	1.6
1D-14	2059	85.4	9.9	2.3	1.2	0.8	0.5	0.0	0.5	+++	0.2
1D-14	2087	92.7	6.9	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	3.7	0.4
1D-14	2366	6.5	46.3	44.2	1.9	0.5	0.2	0.5	1.4	–	++
1D-14	2460	7.7	8.0	53.5	13.8	12.5	2.5	2.1	0.6	–	1.2
1D-14	2701	4.0	5.8	76.2	13.4	0.6	0.0	0.0	0.3	–	–
1D-14	3154	11.9	13.2	59.5	8.4	4.7	1.0	1.4	0.7	–	6.8
1D-14	3313	6.9	41.4	44.6	6.4	0.6	0.0	0.0	1.1	–	+++
1D-14	3447	6.1	16.3	36.5	24.3	15.2	0.9	0.6	0.8	–	15.7
1D-14	3597	58.5	41.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.1	5.9	+++
1D-14	3745	6.6	30.7	58.3	3.8	0.5	0.0	0.0	1.5	–	3.3
1D-14	3782	72.3	25.8	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0	1.4	0.4	++++
3D-14	10	4.8	4.3	24.8	26.3	37.6	1.4	0.8	0.1	–	–

Таблица 1. Продолжение

Скважина	Горизонт, см	<0.1 мм	0.1–0.25 мм	0.25–0.5 мм	0.5–1 мм	1–2.5 мм	2.5–5 мм	>5 мм	ТФ, %	РАСТ, %	КЕР, %
3D-14	155	65.7	33.5	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	2.1	+
3D-14	310	34.0	59.8	5.3	0.6	0.2	0.0	0.0	0.5	+++	++++
3D-14	402	46.3	49.7	3.5	0.5	0.1	0.0	0.0	0.7	+++	++
3D-14	422	49.0	36.5	12.1	2.0	0.4	0.0	0.0	0.1	++	–
3D-14	845	33.0	52.7	12.7	0.9	0.4	0.2	0.0	0.4	+++	+++
3D-14	896	21.7	21.5	27.3	12.7	7.3	2.5	7.0	0.8	–	–
3D-14	1057	47.2	49.1	3.4	0.3	0.0	0.0	0.0	0.6	+++	+++
3D-14	1080	36.3	46.0	14.6	2.5	0.5	0.0	0.0	0.5	–	++
3D-14	1170	95.7	4.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	+++	–
3D-14	1249	80.7	12.4	6.6	0.4	0.0	0.0	0.0	0.2	–	–
3D-14	1334	63.4	35.1	1.0	0.3	0.1	0.0	0.0	0.7	+++	++
3D-14	1414	82.4	8.7	4.1	1.9	2.6	0.3	0.0	0.1	–	+++
3D-14	1450	85.5	7.8	3.6	1.8	1.3	0.0	0.0	0.1	–	–
3D-14	1471	54.9	17.3	14.7	6.6	6.1	0.4	0.0	0.4	–	–
3D-14	1475	34.4	24.0	13.5	11.5	14.5	2.0	0.0	0.2	–	++
3D-14	1499	48.9	26.1	11.8	7.6	5.5	0.3	0.0	2.1	–	–
3D-14	1540	89.6	7.8	1.5	0.6	0.6	0.0	0.0	0.1	–	–
3D-14	1740	95.2	3.9	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	+++	–
1D-15	0	39.1	57.0	3.1	0.6	0.3	0.0	0.0	4.2	0.5	++++
1D-15	110	97.2	2.4	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	+++	–
1D-15	210	95.3	3.8	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	++	0.4
1D-15	280	94.5	4.2	1.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.1	+++	–
1D-15	321	95.9	3.7	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	++	–
1D-15	395	90.1	6.9	2.6	0.3	0.0	0.0	0.0	0.1	++	–
1D-15	510	79.5	18.2	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	++	–
1D-15	612	65.6	25.2	7.0	1.3	1.0	0.0	0.0	0.6	+++	–
1D-15	675	66.4	28.7	4.6	0.3	0.0	0.0	0.0	0.3	–	–
1D-15	750	65.3	27.7	6.6	0.4	0.0	0.0	0.0	0.4	8.7	–
1D-15	794	80.2	17.6	1.6	0.0	0.5	0.0	0.0	0.5	7.8	–
1D-15	852	55.8	27.5	12.7	3.1	0.9	0.0	0.0	0.9	–	–
1D-15	1114	44.5	49.6	5.9	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	–	–
1D-15	1195	59.6	28.1	10.5	1.4	0.4	0.0	0.0	0.7	+++	+++
1D-15	1249	41.1	48.9	8.1	1.3	0.6	0.0	0.0	1.9	+	++
1D-15	1284	33.7	39.5	25.1	1.4	0.3	0.0	0.0	1.4	–	–

Таблица 1. Окончание

Скважина	Горизонт, см	<0.1 мм	0.1–0.25 мм	0.25–0.5 мм	0.5–1 мм	1–2.5 мм	2.5–5 мм	>5 мм	ТФ, %	РАСТ, %	КЕР, %
1D-15	1347	28.9	58.9	8.4	2.3	1.5	0.0	0.0	2.8	+	+
1D-15	1424	46.7	40.7	11.2	1.2	0.2	0.0	0.0	0.7	–	+++
1D-15	1483	41.8	47.0	8.2	0.6	0.9	1.5	0.0	1.6	–	+++
1D-15	1507	44.6	24.3	19.3	7.3	4.5	0.0	0.0	1.9	–	++++
1D-15	1548	42.1	24.2	32.5	0.8	0.3	0.0	0.0	1.7	–	–
1D-15	1624	38.6	60.0	1.1	0.3	0.0	0.0	0.0	5.7	–	–
1D-15	1662	19.9	52.1	23.5	3.6	0.9	0.0	0.0	2.4	–	5.4
1D-15	1697	40.9	44.5	12.6	1.6	0.4	0.0	0.0	1.2	–	++++
1D-15	1726	42.3	28.6	29.1	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	+	–
1D-15	1800	42.1	40.9	15.7	0.9	0.3	0.0	0.0	0.6	–	++
1D-15	1930	30.3	16.5	34.3	14.4	4.5	0.0	0.0	0.5	–	+
1D-15	2031	32.9	18.1	37.9	9.5	1.6	0.0	0.0	2.5		+++
1D-15	2093	31.3	20.4	25.7	9.0	12.5	1.1	0.0	0.3	+	–
1D-15	2170	28.4	18.2	27.7	12.5	12.5	0.8	0.0	0.4	–	++
1D-15	2210	27.2	25.4	36.1	7.8	3.0	0.6	0.0	0.6	+	1.3
1D-15	2221	33.8	49.4	15.6	1.3	0.0	0.0	0.0	1.9	1.9	7.8
1D-15	2254	42.5	17.9	23.6	9.0	6.3	0.7	0.0	0.3	–	–
1D-15	2321	22.4	23.6	43.4	9.1	1.5	0.0	0.0	0.6	–	++++
1D-15	2402	13.6	17.7	48.6	13.9	5.7	0.6	0.0	0.6	–	–
1D-15	2469	36.9	36.4	26.3	0.4	0.0	0.0	0.0	3.0	–	–
1D-15	2545	42.0	44.9	13.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	–	++++
1D-15	2604	28.0	36.2	35.4	0.4	0.0	0.0	0.0	3.9	–	–
1D-15	2648	36.2	33.7	29.1	1.0	0.0	0.0	0.0	0.1	–	9.0
1D-15	2670	24.1	45.5	26.5	1.2	1.9	0.8	0.0	1.4	8.2	3.3
1D-15	2712	27.6	39.4	28.0	3.6	1.4	0.0	0.0	1.4	–	+++
1D-15	2780	34.6	20.6	41.3	3.1	0.3	0.0	0.0	2.4	+++	++++
1D-15	2929	11.7	44.8	41.5	1.3	0.7	0.0	0.0	2.7	–	–
1D-15	3120	21.2	78.3	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	3.1	–	+++
1D-15	3146	36.6	53.4	6.9	2.3	0.8	0.0	0.0	0.7	2.2	12.3
1D-15	3200	40.4	58.2	0.7	0.7	0.0	0.0	0.0	1.9	5.8	9.7
1D-15	3248	30.7	68.4	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	2.8	–	–
1D-15	3304	32.7	24.5	18.7	17.7	6.5	0.0	0.0	0.3	–	–

Примечание. «+» – <5 зерен в пробе; «++» – 5–10 зерен в пробе; «+++» – 10–25 зерен в пробе; «++++» – >25 зерен в пробе.

Таблица 2. Интервалы и средние значения концентрации акцессорных минералов и тяжелой фракции (в %) в донных отложениях скважин 1D-14, 3D-14 и 1D-15. В скобках приведено количество проанализированных образцов. Σ_R — сумма $\text{šp} + \text{crdp} + \text{mgcr} + \text{ol} + \text{sh} + \text{fl} + \text{uv} + \text{pu} + \text{ph} + \text{py} + \text{mo} + \text{chp} + \text{ar} + \text{hm} + \text{cr} + \text{gh} + \text{cor} + \text{spr}$.

Компоненты \ Скважина	Обозначение	1D-14 (n = 32)	3D-14 (n = 19)	1D-15 (n = 48)
Группа амфиболов	am	$\frac{0.00-35.9}{18.4}$	$\frac{1.10-53.0}{26.4}$	$\frac{7.10-50.0}{27.4}$
Группа пироксенов	px	$\frac{0.00-17.6}{9.47}$	$\frac{0.60-17.1}{10.6}$	$\frac{0.00-22.8}{11.2}$
Группа карбонатита	carb	$\frac{0.80-58.9}{18.4}$	$\frac{0.60-65.6}{11.4}$	$\frac{0.00-20.0}{2.56}$
Лейкоксен	lx	$\frac{0.00-39.0}{2.29}$	$\frac{0.00-7.9}{1.35}$	$\frac{0.10-10.0}{0.41}$
Ильменит	il	$\frac{0.00-18.2}{4.82}$	$\frac{0.00-14.0}{3.23}$	$\frac{0.00-18.0}{4.85}$
Рутил + Анатаз + Брукит	r+ans+brk	$\frac{0.00-5.00}{1.63}$	$\frac{0.00-3.00}{1.04}$	$\frac{0.00-8.80}{1.43}$
Титанит (Сфен)	sph	$\frac{0.00-8.50}{2.63}$	$\frac{0.70-10.0}{3.17}$	$\frac{0.00-11.0}{2.67}$
Группа эпидотов + Цоизит	ep+zo	$\frac{0.00-26.5}{10.6}$	$\frac{1.40-21.5}{11.7}$	$\frac{0.00-54.3}{15.1}$
Гранат	gr	$\frac{0.00-29.6}{7.20}$	$\frac{0.00-31.6}{5.94}$	$\frac{0.00-32.5}{13.6}$
Слюда	mc	$\frac{0.00-63.6}{9.13}$	$\frac{0.00-51.3}{9.37}$	$\frac{0.00-40.0}{2.15}$
Кианит (Дистен) + Сиаллит	ky+si	$\frac{0.00-10.7}{3.65}$	$\frac{1.30-22.0}{4.89}$	$\frac{0.00-14.0}{3.63}$
Лимонит + Гидроокислы Fe	li	$\frac{0.00-38.2}{5.00}$	$\frac{0.00-46.6}{5.00}$	$\frac{0.00-22.5}{1.90}$
Магнетит	mt	$\frac{0.00-11.1}{4.57}$	$\frac{0.00-8.90}{2.55}$	$\frac{0.00-80.0}{11.3}$
Циркон	zr	$\frac{0.00-2.4}{0.89}$	$\frac{0.00-1.80}{0.56}$	$\frac{0.00-7.00}{0.72}$
Апатит	ap	$\frac{0.00-2.20}{0.85}$	$\frac{0.20-2.00}{0.91}$	$\frac{0.00-4.00}{0.62}$
Турмалин	tu	$\frac{0.00-1.80}{0.31}$	$\frac{0.00-3.00}{0.60}$	$\frac{0.00-4.00}{0.44}$
Хлорит	cl	$\frac{0.00-2.50}{0.17}$	$\frac{0.00-3.00}{0.29}$	$\frac{0.00-0.60}{0.03}$
Ставролит	st	$\frac{0.00-0.80}{0.13}$	$\frac{0.00-0.06}{0.02}$	$\frac{0.00-0.50}{0.03}$
Сумма оставшихся минералов	Σ_R^*	$\frac{0.00-2.84}{0.87}$	$\frac{0.30-15.3}{2.52}$	$\frac{0.00-6.00}{1.05}$
Выход тяжелой фракции	ТФ	$\frac{0.1-3.4}{0.8}$	$\frac{0.1-2.1}{0.4}$	$\frac{0.1-5.7}{1.3}$

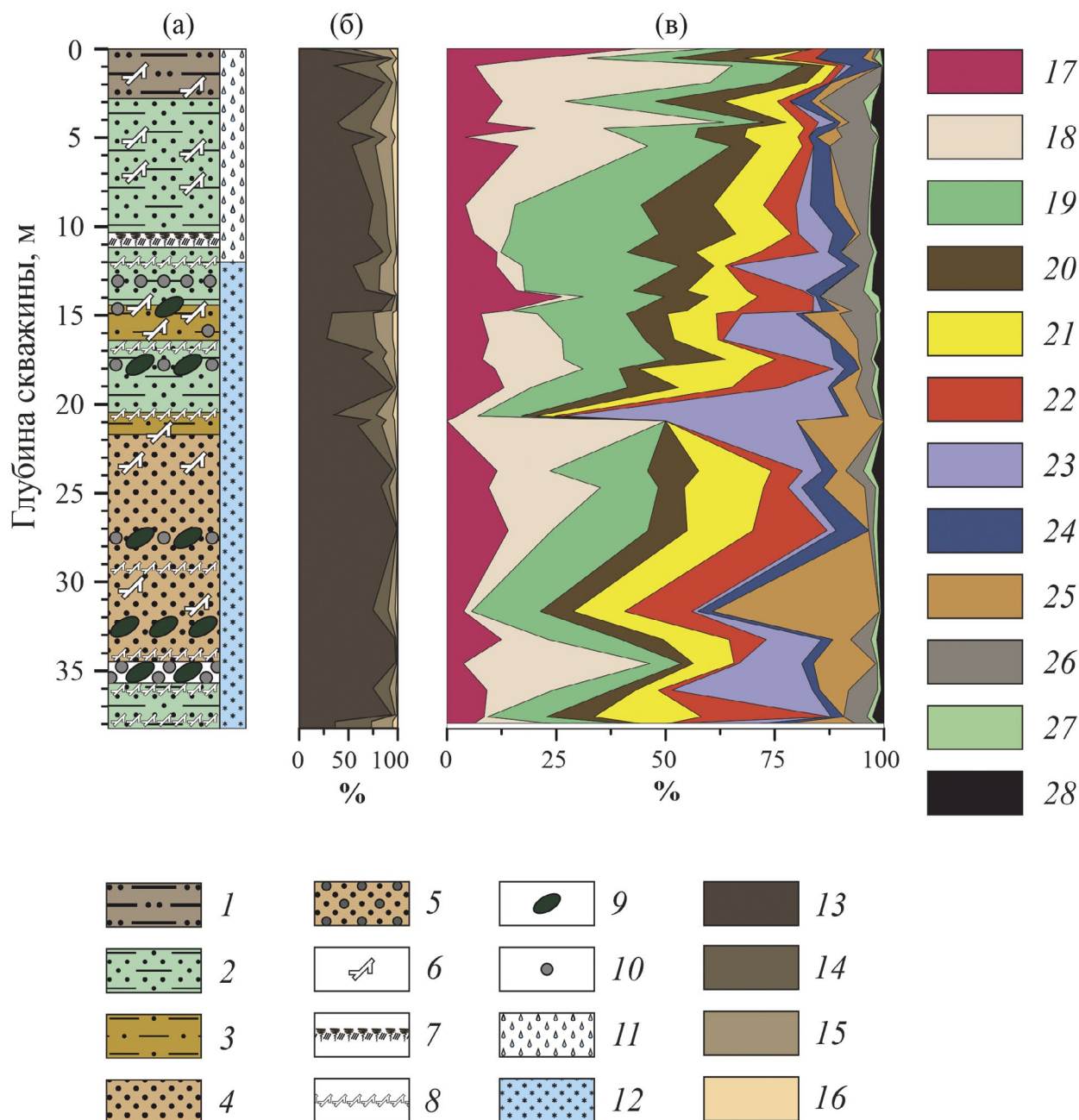


Рис. 2. Литологическое описание (а), гранулометрический состав (б) и распределение процентного содержания минералов тяжелой фракции (в) отложений скважины 1D-14. Условные обозначения: 1 – ил алеврито-песчаный; 2 – песок пелитово-алевритовый; 3 – алеврит песчаный; 4 – песок; 5 – песок гравелистый; 6 – древесные остатки; 7 – слой почвенно-растительный; 8 – слой древесных остатков; 9 – галька; 10 – гравий; 11 – талые отложения; 12 – мерзлые отложения; 13 – фракция > 63 мкм; 14 – фракция 10–63 мкм; 15 – фракция 2–10 мкм; 16 – фракция < 2 мкм; 17 – г + ил + lx + sph + ans + brk; 18 – carb; 19 – am; 20 – px; 21 – ep + zo; 22 – gr; 23 – mc; 24 – ky + si; 25 – li; 26 – mt; 27 – zr; 28 – tu + ap + šp + crdp + mgr + ol + cl + sh + fl + uv + pu + ph + st + py + mo + chp + ar + hm + cr + gh + cor + spr.

Надписи: Глубина скважины, м

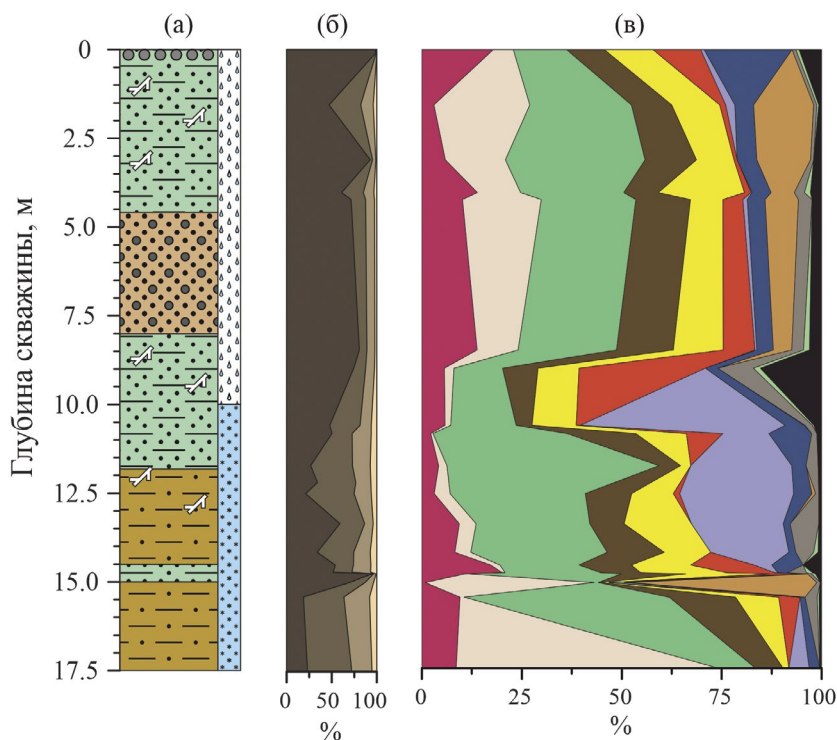


Рис. 3. Литологическое описание (а), гранулометрический состав (б) и распределение процентного содержания минералов тяжелой фракции (в) отложений скважины 3D-14. Условные обозначения приведены на рис. 2.
Надписи: Глубина скважины, м

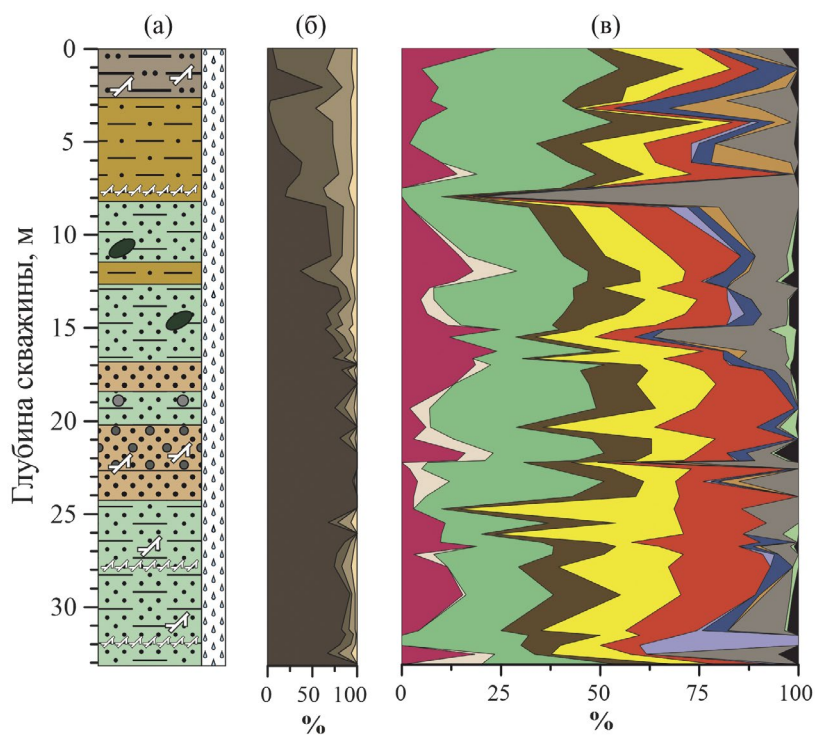


Рис. 4. Литологическое описание (а), гранулометрический состав (б) и распределение процентного содержания минералов тяжелой фракции (в) отложений скважины 1D-15. Условные обозначения приведены на рис. 2.
Надписи: Глубина скважины, м

Как отмечалось, исследованные толщи отложений обогащены остатками древесной и травянистой растительности, которые вносят значительный вклад в пул органического углерода ($C_{орг}$) [12]. Помимо растительных остатков, в исследованных образцах были обнаружены и количественно проанализированы углеподобные частицы (предположительно керогена), частично сохранившие древесную структуру (рис. 5). Они представлены угловатыми обломками от темно-серого до черного цвета со смоляным или металлическим блеском, раковистым изломом, хрупкие, небольшой твердости (2–3). При сгорании оплавляются, приобретают бурый цвет и неприятный резкий запах. Кристаллическая решетка отсутствует, что подтверждают данные рентгеноструктурного анализа. Эти частицы встречаются в отдельных сегментах и горизонтах всех трех исследованных буровых профилей в виде отдельных зерен и массовых скоплений (см. табл. 1). В легкой фракции также идентифицированы частицы графита (gp). Он обнаружен в виде единичных зерен на горизонтах 415, 1486, 1631, 2059, 3313 и 3745 см профиля 1D-14, 1080 и 1414 см профиля 3D-14 и 510, 852, 1195, 2170, 2321, 3146 и 3200 см профиля 1D-15.

ОБСУЖДЕНИЕ

Современная береговая зона губы Буор-Хая была сформирована под действием термоабразии и термокарста в результате среднеголоценовой трансгрессии моря [17, 20, 24–26]. Ивашкина лагуна Быковского полуострова представляет собой затопленную морской водой термокарстовую котловину, соединившуюся с морем на границе голоцена и плейстоцена [23, 25], а о. Муостах, расположенный юго-восточнее полуострова, является распадающимся останцем той же равнины и состоит преимущественно из верхнеплейстоценовых отложений ледового комплекса [18]. Широкое распространение отложений ледового

комплекса в исследованном районе губы Буор-Хая обуславливает значительный вклад термоабразии в поставку осадочного материала [17, 26–28]. Исследуемый район также отличается сложной и разновозрастной геологической историей, определившей широкий возрастной диапазон развитых здесь пород и отложений [1, 3, 9–11]. Протерозойские отложения, представленные алевролитами, песчаниками, доломитами, выходят на поверхность в Хараулахском хребте. Отложения верхнего палеозоя–нижнего мезозоя выходят на поверхность в Хараулахском хребте и в окрестностях пос. Тикси и объединяются в Верхоянский комплекс, в котором чередуются алевролиты, аргиллиты, песчаники, местами встречаются в виде пластов эффузивы [5]. Палеогеновые отложения представлены надугленосной толщей жирных глин, угленосной толщей, в которой чередуются пласты бурого угля с прослойками белой глины, гальки, кварца, и подугленосной толщей алевритов. Данные отложения выходят на поверхности в юго-восточной части бухты Тикси и на правом берегу Быковской протоки.

Результаты факторного анализа для исследованных минералов тяжелой фракции позволили проследить взаимосвязь их содержания в осадках (табл. 3). Первый фактор (F1) объясняет 22.0% дисперсии значений. Значимые положительные нагрузки отмечены для SiO_2 наряду с рутилом (в сумме с анатазом и брукитом), сфеном, гранатами, эпидотами (+ цоизит), цирконом, что отражает попутное поступление последних совместно с кварцевыми и/или кварц-полевошпатовыми песками, являющимися базовыми составляющими исследованных отложений. Эти минералы отличаются высокой абразивной устойчивостью и характеризуются значительной миграционной способностью. Для слюды отмечены отрицательные значения нагрузок для первых семи факторов, значимые из которых приходятся на F1 и F5. Отмеченные для карбонатитов и слюд отрицательные нагрузки здесь связаны в первую очередь



Рис. 5. Микрофотографии углеподобных частиц с горизонта 3447 см скважины 1D-14.

с их гораздо более низким содержанием в толще скважины 1D-15 по сравнению с 1D-14 и 3D-14. Это можно объяснить низкой абразивной прочностью карбонатитов и слюд и, как следствие, их незначительной миграционной способностью, а также частичным растворением этих минералов. Также могут играть роль концентрирование слюд и карбонатитов во фракциях алеврито-пелитовой размерности, специфичная для этих минералов дифференциация и динамика их поступления в осадки, отличная от близко расположенных к берегу профилей 1D-14 и 3D-14.

Второй фактор (F2) объясняет 14.8% дисперсии, и максимальные положительные нагрузки отмечены для амфиболов и пироксенов — цепочечных силикатных минералов-индикаторов магматических горных пород, скарнов, гнейсов, кристаллических сланцев. Эти группы минералов обнаружены во всех исследованных нами пробах донных отложений и мерзлых пород. Концентрация амфиболов в исследованных отложениях в 2–3 выше по сравнению с пироксенами и отражает вклад гидротермальных и магматических пород. Высокие, близкие по значению величины нагрузок наряду с относительно постоянным соотношением амфиболов и пироксенов в тяжелой фракции подтверждают ее обогащение продуктами выветривания магматических, в большинстве случаев метаморфизованных, горных пород независимо от литологической дифференциации толщ. Фактор, выделивший эту группу, может быть как концентрационный (общий вклад амфиболов и пироксенов в тяжелую фракцию ми-

нералов весьма значителен), так и генетический (концентрация амфиболов по сравнению с пироксенами всегда выше).

На долю третьего фактора (F3) выпадает 11.6% объясняемой дисперсии, и максимальные значения факторной нагрузки отмечены для суммы кианит + силлиманит и апатита. Близкие к 0.5 значения отмечены для минералов титанового ряда — сфена и лейкоксена. Кианит (дистен) и силлиманит — характерные продукты метаморфизма высокоглиноземистых осадочных пород. Силлиманит образуется в результате высокотемпературного контактового метаморфизма и характерен для кристаллических сланцев и гнейсов. Поскольку средние концентрации этих минералов в исследованных профилях близки (за исключением лейкоксена, для которого максимальная нагрузка соответствует F4), фактор, выделивший эту группу минералов, скорее не концентрационный, а генетический, отражающий родственное происхождение этих минералов, и/или литодинамический, характеризующий их попутное накопление в осадках и дифференциацию.

На оставшиеся четыре фактора (F4–F7) приходится 8.5, 7.1, 6.1 и 5.9% объясняемой дисперсии соответственно. Максимальные положительные значения нагрузок соответствуют лейкоксену, магнетиту, ильмениту и лимониту соответственно. Подобное разделение, по-видимому, объясняется различиями в миграционной способности и концентрировании этих минералов. Так, для отложений скважины 1D-15 среднее процентное

Таблица 3. Распределение значений факторных нагрузок процентного содержания акцессорных минералов и SiO₂ в донных отложениях скважин 1D-14, 3D-14 и 1D-15

Компонент	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7
SiO ₂	0.669	0.172	–0.361	0.308	0.010	–0.071	0.070
Лейкоксен	–0.209	–0.009	0.468	0.500	0.233	0.093	–0.456
Ильменит	0.456	–0.245	0.119	–0.101	–0.040	0.643	0.201
Рутил + анатаз + брукит	0.635	–0.487	0.106	–0.077	0.020	–0.102	–0.194
Сфен	0.575	–0.275	0.493	–0.113	–0.101	–0.211	0.074
Группа карбонатита	–0.562	–0.435	–0.031	0.386	–0.081	0.286	–0.078
Группа амфиболов	0.046	0.781	0.191	–0.387	–0.012	0.017	0.143
Группа пироксенов	0.189	0.755	0.338	0.051	–0.042	0.213	–0.158
Группа эпидота + цоизит	0.659	–0.013	–0.361	0.151	–0.248	–0.049	0.070
Гранат	0.580	0.390	–0.320	0.355	–0.065	–0.128	–0.036
Слюда	–0.501	–0.128	–0.071	–0.455	–0.501	–0.252	–0.305
Дистен + силлиманит	0.047	0.069	0.704	0.241	0.177	–0.434	0.204
Лимонит + гидроокислы Fe	–0.491	–0.289	–0.106	0.272	–0.043	–0.187	0.564
Магнетит	0.090	–0.195	–0.252	–0.412	0.822	–0.029	0.006
Циркон	0.595	–0.469	0.000	–0.063	–0.032	–0.123	–0.276
Апатит	0.321	–0.286	0.528	–0.164	–0.202	0.200	0.249

содержание лейкоксона и лимонита по сравнению с 1D-14 и 3D-14 ниже в 3–5 и 2–3 раза соответственно, а вклад магнетита в тяжелую фракцию, наоборот, в 2–4 раза выше. Как уже отмечалось, для слюд характерна значимая отрицательная нагрузка не только в F1, но и в F5, и в паре с положительной нагрузкой магнетита — индикаторного минерала скарнов — такая обратная корреляция может быть объяснена концентрационной диаметральнойностью этих двух компонентов в отложениях профиля 1D-15. Ильменит, как индикатор щелочных и основных магматических пород, характеризуется хорошей абразивной устойчивостью, а его высокая встречаемость в исследованных буровых профилях и близкие между собой средние величины процентного содержания явились весомым фактором (F6) со значимой величиной нагрузки. Кроме того, достаточно высокая положительная нагрузка фактора F1 ильменита (0.456) роднит его с представителями первой факторной группы — акцессорными минералами-индикаторами магматических и метаморфических пород.

Как и в случае с различиями изотопного [12] и молекулярного [15] состава органического вещества (ОВ), вскрытые колонковым бурением в непосредственной близости к берегу толщи (1D-14 и 3D-14) схожи между собой по содержанию минералов тяжелой фракции и по ряду концентраций заметно отличаются от отложений профиля 1D-15. Это проявляется в процентном содержании карбонатитов, слюд, лимонита и хлорита, средний вклад которых ниже в разрез. Напротив, процентное содержание граната и магнетита в отложениях 1D-15 заметно выше. Отмеченный повышенный вклад тяжелой фракции в отложениях скважины 1D-15 (ср. 1.3%), пробуренной в 20 км от берега, по сравнению с 1D-14 (ср. 0.8%) и 3D-14 (ср. 0.4%), пробуренных в непосредственной близости к континенту, по-видимому, связан с влиянием Быковской протоки, на долю которой приходится до 70% речного стока Лены, поставляющей большие количества термоабразивного осадочного материала дельтовых фаций [1–2, 8]. В данном случае Быковский полуостров выступает в роли барьера и заметно снижает влияние течений с северо-запада в области бурения скважин 1D-14 и 3D-14, тогда как профиль 1D-15 взят в открытой акватории бухты, более подверженной влиянию стока Лены. Зафиксированный тренд изменчивости состава осадочного вещества также может быть вызван (или усилен) влиянием сильных западных и северо-западных нагонных ветров, характерных для исследованной части губы Буор-Хая [4].

Несмотря на выявленную общую закономерность распределения акцессорных минералов в исследованных геологических разрезах,

дальнейший статистический анализ результатов позволил уточнить в них различия. Так, сопоставление величины факторных счетов F1 с концентрацией SiO_2 в осадках выявило нарушение этой закономерности для профиля 3D-14 (рис. 6). Для отложений скважин 1D-14 и 1D-15 наблюдается общая тенденция взаимного роста значений в паре SiO_2 -F1, а величины коэффициентов корреляции Пирсона (r) составили 0.69 и 0.63 соответственно. Это подтверждает ранее сделанный вывод о попутном поступлении в осадки ряда акцессориев с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песками и роднит профили 1D-14 и 1D-15 между собой. В свою очередь, для профиля 3D-14 корреляция в паре SiO_2 -F1 заметно ослабевает ($r = 0.31$) и теряется ее линейность, что не согласуется с общей закономерностью накопления акцессорных минералов по фактору F1.

Для уточнения минералогических различий между исследованными профилями был проведен анализ корреляции между величинами счетов первых семи факторов (F1–F7), ранее выделенных по результатам факторного анализа, с процентным вкладом минералов и SiO_2 в каждом образце (табл. 4–6). Для отложений скважины 1D-14 положительная значимая корреляция ($r \geq 0.5$) для F1 отмечена для SiO_2 , рутила, сфена, эпидота, граната, циркона, менее значимая — для амфиболов, пироксенов и апатита. Отрицательная корреляция характерна для карбонатитов и слюд. Эти корреляции хорошо согласуются с результатами факторного анализа, отличие лишь в большем родстве амфиболов, пироксенов и апатита с содержанием SiO_2 , что может быть следствием их относительно большего поступления в составе песков. Для F2 положительная корреляция отмечена для амфиболов и пироксенов, что полностью согласуется с результатами факторного анализа. В диапазоне F3–F7 корреляция между счетами и концентрацией компонентов сильно отличается от результатов факторного анализа за исключением ильменита (F6), лейкоксона (F4), лимонита (F7) и кианита (F3). Подобная картина, вероятнее всего, связана с различиями в генезисе, миграционной способности и концентрировании акцессориев.

Как уже упоминалось, отложения скважины 1D-15, как и 1D-14, характеризуются положительной значимой корреляцией F1 с SiO_2 . В эту же группу вошли рутил, сфен, эпидот и циркон, что указывает на их миграцию преимущественно вместе с песками. Отрицательная корреляция отмечена для амфиболов. Для F2, как и в случае с 1D-14, значимая положительная связь характерна для амфиболов и пироксенов, однако появляется и отрицательная — с рутилом, сфеном и цирконом. Подобное разделение, по-видимому, обусловлено гидродинамическим фактором.

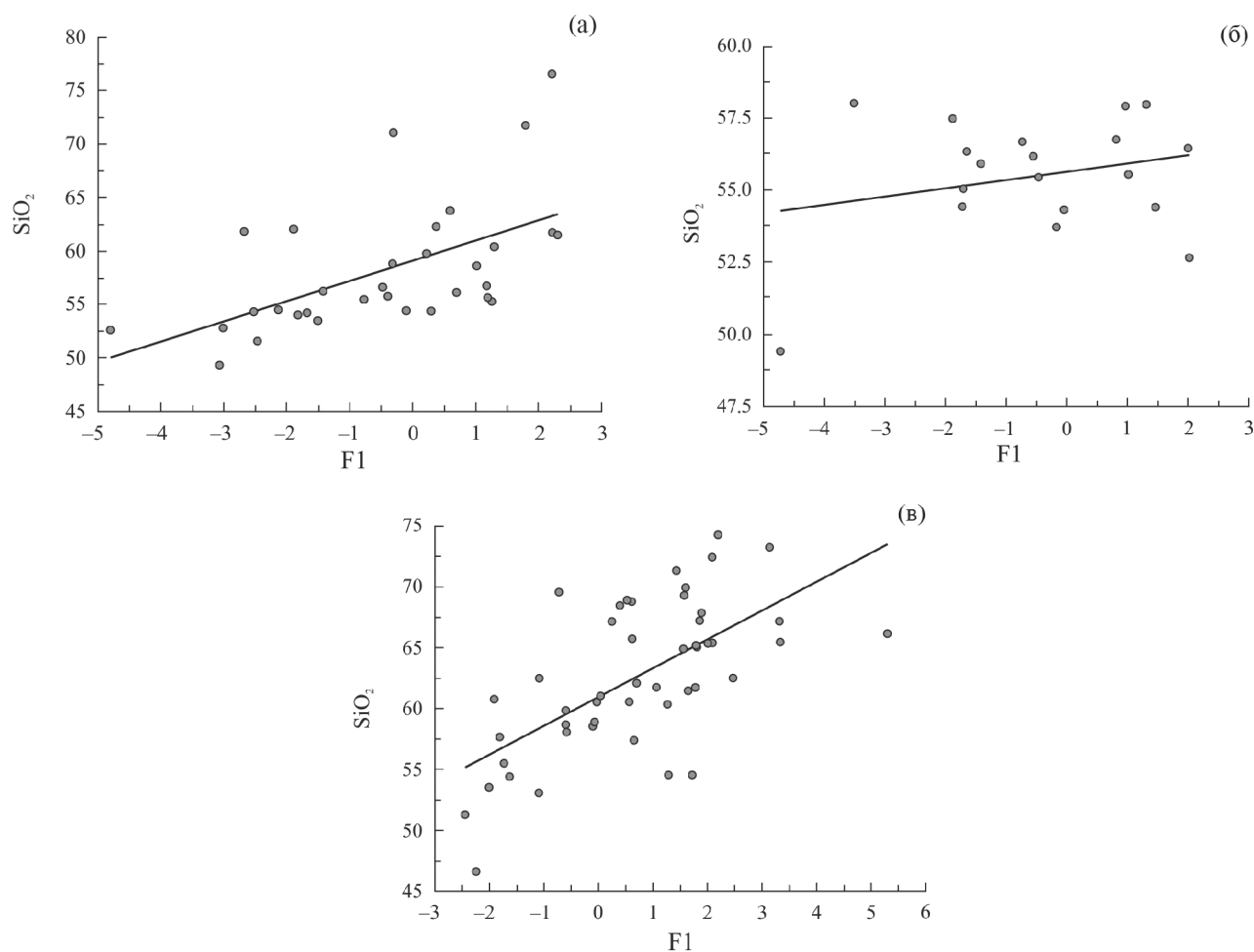


Рис. 6. Диаграммы SiO_2 -F1 проанализированных образцов из скважин 1D-14 (а), 3D-14 (б) и 1D-15 (в).

Таблица 4. Распределение значений коэффициентов корреляции Пирсона факторных счетов с содержанием минералов и SiO_2 в донных отложениях скважины 1D-14 ($n = 32$).

Компонент	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7
SiO_2	0.692	0.157	-0.230	0.201	-0.098	-0.254	0.418
Лейкоксен	-0.217	0.235	0.718	0.644	0.710	0.167	-0.737
Ильменит	0.464	-0.025	0.000	-0.224	0.221	0.664	0.003
Рутил + анатаз + брукит	0.786	-0.019	0.056	-0.218	-0.033	-0.024	0.217
Сфен	0.718	0.232	0.324	-0.141	0.037	-0.237	0.051
Группа карбоната	-0.624	-0.605	-0.223	0.323	0.150	0.347	-0.063
Группа амфиболов	0.503	0.693	0.388	-0.484	-0.014	0.100	0.186
Группа пироксенов	0.499	0.843	0.667	0.050	0.485	0.177	-0.229
Группа эпидота + цоизит	0.769	0.261	-0.253	-0.012	-0.135	-0.173	0.370
Гранат	0.703	0.443	-0.203	0.219	0.043	-0.251	0.214
Слюда	-0.519	-0.341	-0.286	-0.539	-0.731	-0.410	-0.163
Дистен + силлиманит	0.194	0.398	0.788	0.498	0.524	-0.244	-0.304
Лимонит + гидроокислы Fe	-0.425	-0.318	-0.418	0.190	-0.237	-0.440	0.576
Магнетит	0.374	-0.008	-0.055	-0.387	0.216	0.524	0.010
Циркон	0.751	0.127	0.194	-0.326	-0.024	0.009	0.081
Апатит	0.506	0.316	0.444	-0.273	-0.059	-0.029	0.105

Таблица 5. Распределение значений коэффициентов корреляции Пирсона факторных счетов с содержанием минералов и SiO₂ в донных отложениях скважины 3D-14 ($n = 19$).

Компонент	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7
SiO ₂	0.307	0.275	0.260	0.571	−0.445	0.210	−0.405
Лейкоксен	−0.086	0.819	0.063	0.259	−0.060	0.250	0.415
Ильменит	0.538	−0.237	−0.275	0.056	0.520	0.413	−0.006
Рутил + анатаз + брукит	0.808	0.118	−0.315	−0.051	−0.070	−0.045	0.233
Сфен	0.656	0.396	0.177	−0.397	0.016	−0.072	0.164
Группа карбонатита	−0.708	0.432	−0.342	0.369	0.040	0.192	0.026
Группа амфиболов	0.183	−0.556	0.662	0.238	0.126	−0.110	−0.008
Группа пироксенов	0.524	−0.166	0.389	0.494	0.258	−0.342	0.128
Группа эпидота + цоизит	0.755	−0.203	−0.011	−0.061	0.338	0.209	0.027
Гранат	0.629	0.149	−0.402	0.045	−0.389	−0.396	0.107
Слюда	−0.291	−0.302	0.441	−0.548	−0.373	0.343	0.084
Дистен + силлиманит	0.322	0.705	0.309	−0.299	0.012	−0.220	−0.277
Лимонит + гидроокислы Fe	−0.618	0.051	−0.504	−0.194	0.373	−0.297	−0.232
Магнетит	0.404	−0.494	−0.378	−0.067	−0.510	0.039	−0.053
Циркон	0.644	−0.159	−0.503	0.108	−0.072	0.178	−0.171
Апатит	0.606	0.546	0.166	−0.216	0.211	0.167	−0.272

Таблица 6. Распределение значений коэффициентов корреляции Пирсона факторных счетов с содержанием минералов и SiO₂ в донных отложениях скважины 1D-15 ($n = 48$).

Компонент	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7
SiO ₂	0.632	−0.039	−0.328	0.632	−0.260	0.017	−0.170
Лейкоксен	−0.155	0.076	0.137	0.332	0.023	−0.090	0.012
Ильменит	0.453	−0.421	0.297	−0.027	−0.182	0.655	0.399
Рутил + анатаз + брукит	0.702	−0.701	0.159	−0.083	0.010	−0.200	−0.381
Сфен	0.626	−0.566	0.497	−0.093	−0.145	−0.079	0.113
Группа карбонатита	−0.098	0.173	−0.039	0.145	−0.130	0.251	−0.108
Группа амфиболов	−0.566	0.757	0.313	−0.032	−0.122	0.008	0.170
Группа пироксенов	−0.240	0.752	0.237	0.232	−0.350	0.272	−0.173
Группа эпидота + цоизит	0.590	−0.279	−0.486	0.452	−0.426	−0.020	−0.087
Гранат	0.316	0.321	−0.356	0.678	−0.467	−0.010	−0.249
Слюда	−0.445	0.178	−0.095	−0.339	−0.296	−0.086	−0.373
Дистен + силлиманит	−0.101	0.030	0.643	0.128	0.157	−0.407	0.495
Лимонит + гидроокислы Fe	−0.403	−0.016	0.252	0.110	0.162	−0.187	0.539
Магнетит	−0.153	−0.443	−0.207	−0.641	0.914	−0.110	−0.023
Циркон	0.703	−0.662	−0.041	−0.021	−0.050	−0.273	−0.451
Апатит	0.382	−0.427	0.506	−0.218	−0.198	0.409	0.404

В точке бурения скважины 1D-15 влияние Быковской протоки значительно выше, тогда как Ивашкина лагуна, в которой пробурена скважина 1D-14, отгорожена от влияния стока Лены массивом Быковского полуострова. Кроме того, песчаные отложения профиля 1D-15 отличаются лучшей сортировкой [14], что может быть следствием воздействия течений, приведших к селективной дифференциации амфиболов и пироксенов в песчаных толщах. Вторая значимая корреляция SiO_2 отмечена с F4 наряду с гранатом, отрицательная — с магнетитом. Корреляция значений счетов F3, F5, F6 и F7 совпадает с результатами факторного анализа и частично соответствует отложениям профиля 1D-14. Для лейкоксена, карбонатита и слюд значимой корреляции с факторными счетами F1–F7 не выявлено.

Для отложений скважины 3D-14 для F1 значимая положительная корреляция выявлена для рутила, сфена, эпидота, граната и циркона, в меньшей степени — для ильменита и пироксенов. Отрицательная связь наблюдается для карбонатита и лимонита. В целом, такая картина хорошо согласуется с общими результатами факторного анализа и похожа на распределение минералов в профилях 1D-14 и 1D-15, но с одним исключением — весьма слабой корреляцией с SiO_2 . Начиная с F2, общая картина корреляции факторных счетов с концентрацией компонентов не согласуется с результатами факторного анализа. F2 положительно коррелирует с лейкоксом, дистеном и апатитом, отрицательно — с амфиболами. Для F3, F4 и F5 выявлены по одной значимой положительной связи — с амфиболами, SiO_2 и ильменитом соответственно. Отрицательная корреляция отмечена, соответственно, для лимонита, слюд и магнетита. Для F6 и F7 значимая корреляция вовсе отсутствует. Выявленное для профиля 3D-14 несоответствие общей картине распределения минералов в исследованных отложениях вызвано рядом причин.

Литологически профиль 3D-14, взятый в непосредственной близости от мыса Муостах, заметно отличается от 1D-14 и 1D-15. В целом, отложения здесь характеризуются более низким вкладом песка, а мерзлая толща обогащена пылеватым ледово-лессовым материалом, характерным для криогенного сингенеза. В пользу сингенетического происхождения этих отложений говорит присутствие в оттаявшем сегменте керна таберальных образований — продуктов постгляциальной трансформации ледового комплекса, а также кротоурбационная текстура мерзлой толщи. Такого рода отложения широко распространены в пределах Северной Якутии [3, 5, 8] и формируются в условиях нивального климата, характерного для периодов оледенений [19]. Основным механизмом осадконакопления в этом случае является

ветровой перенос твердого осадочного материала. Пачка талых отложений скважины 3D-14, в свою очередь, представлена уже продуктами термоабразии, активно поступающими с о. Муостах [18]. В них содержится гораздо больше песка, встречается гравийный материал и почвенно-растительные включения. Таким образом, основным фактором, статистически отделившим профиль 3D-14 от 1D-14 и 1D-15, является, скорее всего, палеогеографический, связанный с колебаниями климата и сменой обстановок литогенеза.

По результатам обработки данных методом главных компонент в проанализированных образцах удалось выделить четыре типа минеральных ассоциаций (рис. 7). К первому типу (I) можно отнести группу SiO_2 -sph-gr-il-(ep+zo)-zg-r. Для нагрузок этих компонентов характерны высокие (>3) значения PC1, что хорошо согласуется с результатами факторного анализа, позволившими отнести компоненты этой группы к первому фактору. В эту же группу следует отнести ар, поскольку значение PC1 для него близко к 3, однако апатит, наряду с кианитом, по результатам факторного анализа отнесен к третьему фактору. Однако последующий корреляционный анализ подтвердил сродство апатита группе компонентов первого фактора. Отдельной подгруппой можно выделить zg-r, значения PC1 и PC2 для которых весьма близки, поэтому их нагрузки расположились на диаграмме обособленно. Циркон и рутил в исследованных отложениях характеризуются относительным постоянством взаимного вклада в тяжелую фракцию на протяжении всей истории осадконакопления вскрытых бурением толщ, что связано с высокой устойчивостью этих минералов к агентам выветривания. Также отдельной подгруппой можно считать ар-il-sph, также сформировавших обособленную область на диаграмме главных компонент. Скорее всего, это связано с генетическим родством этих минералов-индикаторов щелочных магматических пород.

Факторные нагрузки отнесенных к типу I компонентов близки между собой по величине PC1, но весьма различаются по PC2, что указывает на влияние второго фактора — амфиболов и пироксенов, отнесенных к типу II и оказавших заметное влияние на расположение нагрузок остальных компонентов и факторных счетов исследованных образцов. Нагрузки am и rx отличаются максимальными (>6) значениями PC2 и расположились на диаграмме изолированно от остальных в верхней части. Это обстоятельство указывает на общее, отличное от остальных минеральных ассоциаций, происхождение пироксенов и амфиболов и их относительно постоянный взаимный вклад, а также высокую (более трети) суммарную массовую долю в тяжелой фракции. По-видимому, первые два фактора, разделивших

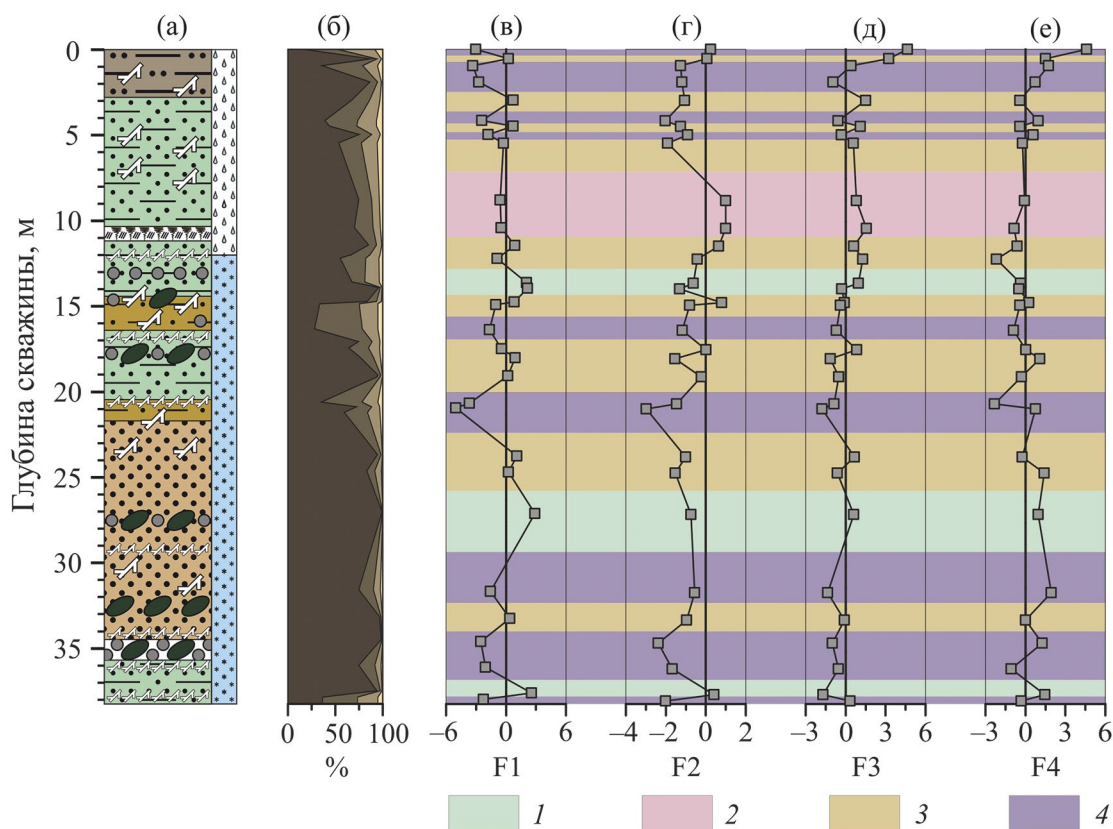


Рис. 7. Минералогическая дифференциация профиля 1D-14 по выделенным типам минеральных ассоциаций. а — литологическое описание; б — гранулометрический состав; в-е — распределение величины факторных счетов F1-F4. 1 — тип I; 2 — тип II; 3 — тип III; 4 — тип IV.

выделенные минеральные ассоциации, являются одновременно и генетическими, и концентрационными. Как видно на диаграмме, к I и II типам минеральных ассоциаций относятся преимущественно образцы профиля 1D-15, в меньшей степени 3D-14, и несколько образцов 1D-14. В табл. 7 представлено соответствие проанализированных горизонтов выделенным типам минеральных ассоциаций, а распределение выделенных типов минеральных ассоциаций по исследованным профилям представлено на рисунках 8–10.

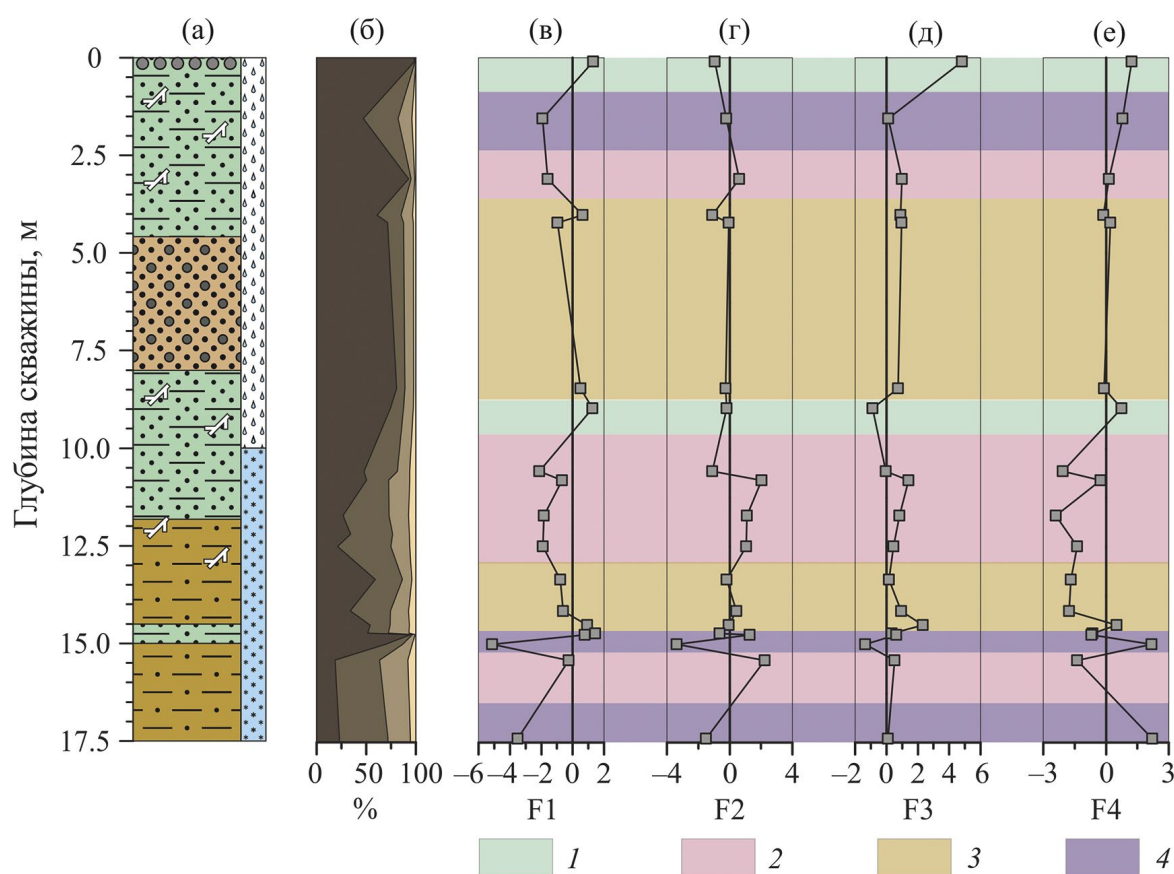
К типу III следует отнести группу $lx\text{-}mt\text{-}(ky\text{+}si)$, нагрузки которых отличаются наиболее близкими к нулю значениями PC1 и PC2, и точки, соответствующие нагрузкам этих компонентов, сосредоточены в центре диаграммы. Кианит, лейкоксен и магнетит по результатам факторного анализа отражают влияние факторов F3, F4 и F5 соответственно. В случае лейкоксена и магнетита это, безусловно, концентрационный фактор — для отложений профиля 1D-15 среднее содержание этих минералов в разы ниже (лейкоксен) или выше (магнетит) по сравнению с 1D-14 и 3D-14. Средний вклад суммы кианит + силлиманит

между профилями меняется незначительно, что позволяет предположить общий для изученных толщ отложений источник их поступления. Четвертый (IV) тип ассоциаций включил в себя группу минералов $mc\text{-}li\text{-}carb$, отличающихся отрицательными значениями PC1 и PC2 (для PC1 наименьшие величины). Эти нагрузки расположились на диаграмме в нижнем левом углу.

Примечательно, что к III и IV типам минеральных ассоциаций отнесена основная доля образцов скважин 1D-14 и 3D-14, пробуренных в непосредственной близости к континенту, что роднит между собой отложения этих геологических профилей по набору минералогических индикаторов. Средний процентный вклад карбоната в отложениях 1D-14 и 3D-14 в разы больше по сравнению с 1D-15, и закономерность его концентрирования и распределения в исследованных толщах связана скорее с географическим и гидродинамическим факторами. Как уже упоминалось ранее, к ним относятся схожесть палеогеографических обстановок осадконакопления и источников поступления карбоната, а также влияние региональной гидродинамики, связан-

Таблица 7. Соответствие проанализированных горизонтов (см) выделенным типам минеральных ассоциаций

Скважина	Тип I	Тип II	Тип III	Тип IV
1D-14	1358, 1391, 2701, 3745	878, 1039	55, 296, 448, 546, 1142, 1218, 1471, 1486, 1743, 1796, 1901, 2366, 2460, 3313	0, 96, 190, 415, 496, 1631, 2059, 2087, 3154, 3447, 3597, 3782
3D-14	10, 896	310, 1057, 1080, 1170, 1249, 1475, 1540	402, 422, 845, 1334, 1414, 1450, 1471	155, 1499, 1740
1D-15	0, 852, 1114, 1195, 1249, 1347, 1483, 1507, 1548, 1624, 1662, 1697, 1726, 1800, 2031, 2170, 2469, 2545, 2604, 2780, 2929, 3120	110, 210, 280, 395, 510, 612, 675, 750, 1284, 1424, 1930, 2093, 2210, 2254, 2321, 2402, 2648, 2712, 3146, 3200, 3304	нет	321, 794

**Рис. 8.** Минералогическая дифференциация профиля 3D-14 по выделенным типам минеральных ассоциаций. Условные обозначения см. рис. 7.

ное с барьерным эффектом Быковского полуострова в зоне бурения скважин 1D-14 и 3D-14. Это же утверждение справедливо для слюд и лимонита, наряду с карбонатитом, отнесенных к IV типу минеральных ассоциаций, а также для лейкоксена, нагрузка которого близко расположена к IV типу.

Для уточнения роли эолового переноса в пространстве осадочного материала была исследована проба песчаных наносов, сформированных на ледовой поверхности акватории губы весной 2014 г. под влиянием сильного ветра (рис. 11). Проба представлена хорошо сортированными крупнозернистыми песками (1–2.5 мм — 69.0%;

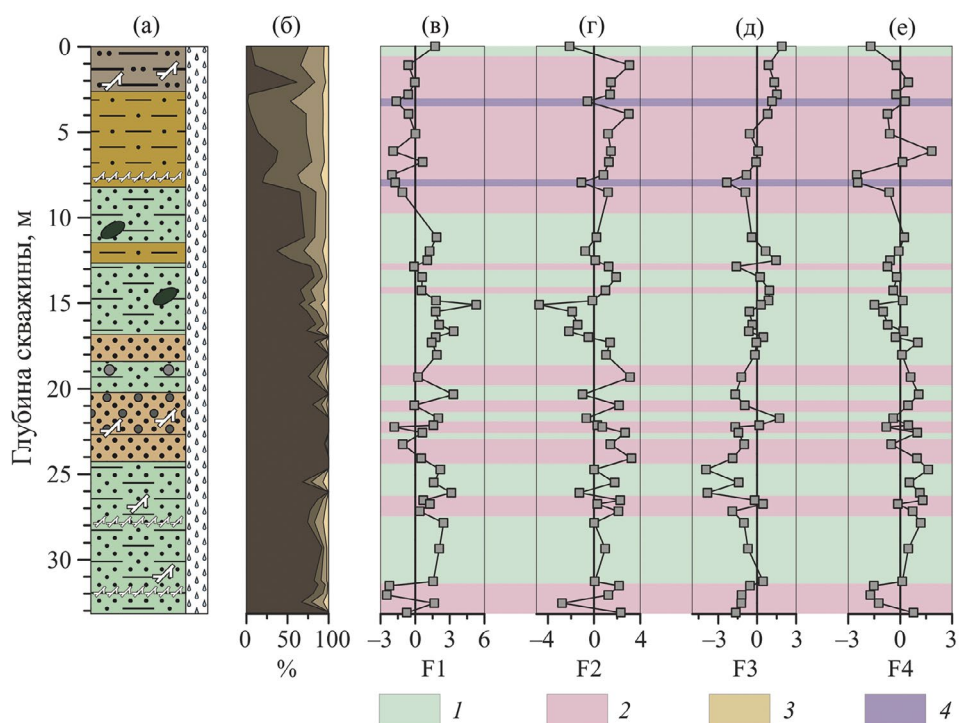


Рис. 9. Минералогическая дифференциация профиля 1D-15 по выделенным типам минеральных ассоциаций. а — литологическое описание; б — гранулометрический состав; в — распределение величины факторных счетов F1F4. 1 — тип I; 2 — тип II; 3 — тип III; 4 — тип IV.

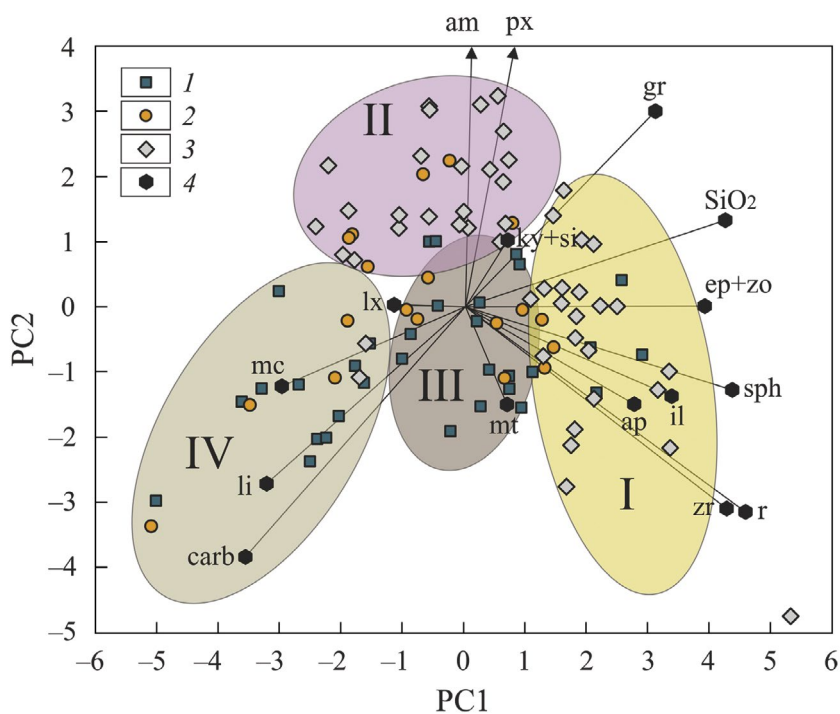


Рис. 10. Диаграмма первой (PC1) и второй (PC2) главных компонент проанализированных образцов. Точки am и px соответствуют координатам 1.02; 6.14 и 0.07; 6.22 соответственно. 1 — образцы скважины 1D-14; 2 — образцы скважины 3D-14; 3 — образцы скважины 1D-15; 4 — факторные нагрузки соответствующих компонент.

0.5–1 мм — 28.1%; 0.25–0.5 мм — 2.9%). По результатам минералогического анализа эти наносы представлены кварцем (70%) в смеси с полевыми шпатами (плагиоклазы), слюдой и хлоритом, соответствующими широко распространенным здесь алевролитам, песчаникам и аргиллитам. Это подтверждает, что климатически опосредованные ветровые процессы играют существенную роль в распространении и сортировке осадочного материала в северной Якутии, источником которого являются обнажения распространенных здесь осадочных пород. Этот же механизм лежит в основе распространения органических компонентов (растительных остатков, почв, торфа и др.) и дефляции ледового комплекса.

Выявленная в результате исследования изменчивость минерального состава исследованных реликтовых толщ многолетнемерзлых и талых отложений связана с динамикой потоков осадочного вещества и механизмов седиментации. Разнообразие литологических и криогенных типов исследованных отложений в совокупности с минералогическими данными отражает сложную историю формирования буорхаинской свиты и обусловлено сменой географических обстановок осадконакопления в результате колебаний климата, определивших изменчивость седиментационных потоков в условиях прибрежного литогенеза. Зафиксированная изменчивость минерального состава исследованных реликтовых толщ отражает пульсирующую динамику осадконакопления в юго-западной части губы Буор-Хая.

Основными механизмами седиментации на разных временных этапах здесь были речной сток, термоабразия берегов и эоловый перенос осадочного вещества. Свойственная поверхностным донным осадкам исследованной части губы Буор-Хая термоабразионная поставка акцессорных минералов [7], очевидно, играла одну из ведущих ролей в осадконакоплении в позднечетвертичное время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исходя из строения современного рельефа и орографических особенностей исследованной части бухты Буор-Хая, полученные данные по минеральному составу донных отложений и многолетнемерзлых пород позволили заключить, что основой петрофонда исследованных толщ, вероятнее всего, служат осадочные породы Хараулахского хребта Верхоянской горной системы, а также поступающие с речным стоком Лены продукты термоабразии слагающих ее едомных отложений и горных пород. Преимущественно это песчаники, алевролиты и аргиллиты. Присутствие в исследованных отложениях углеподобных частиц в виде отдельных зерен и скоплений, по-видимому, вызвано спорадической разгрузкой угленосных толщ, выходящих на поверхность в юго-восточной части бухты Тикси и на правом берегу Быковской протоки. Присутствие в отложениях специфичных акцессорных минералов



Рис. 11. Песчаные наносы на заснеженной ледовой поверхности губы Буор-Хая (фото автора).

маркирует разгрузку магматических и метаморфических горных пород, но их вклад незначителен и носит строго подчиненный характер.

Несмотря на выявленную в результате факторного анализа общую картину распределения акцессорных минералов в исследованных талых и многолетнемерзлых толщах, для каждого из изученных геологических профилей установлена своя специфика. Общее для исследованных отложений сродство минералов по фактору F1, по-видимому, указывает на единый источник их поступления, а различия в накоплении и распределении акцессориев в изученных реликтовых толщах связано уже скорее с пространственной динамикой процессов осадконакопления. Толщи профилей 1D-14 и 1D-15 сложены преимущественно песчаным аллювием, и определяющим фактором осадконакопления для них была динамика речного стока, с которым и поставлялась основная часть акцессорных минералов. Различия в этих профилях обусловлены географическим положением пробуренных скважин. 1D-14 пробурена непосредственно в Ивашкиной лагуне, и массив Быковского полуострова в данном случае служит барьером, снижающим влияние речной разгрузки Лены. 1D-15 в свою очередь пробурена в более открытой части губы Буор-Хая и более подвержена влиянию стока Быковской протоки. Заметное же отличие профиля 3D-14 от двух других заключается в доминировании здесь криогенных сингенетических отложений, основным движущим механизмом накопления которых был эоловый перенос. В этих отложениях отмечен минимальный вклад акцессорных минералов, что, по-видимому, связано с ветровой сортировкой тяжелой фракции. Уже в поздне-постледниковое время движущей силой осадконакопления становится термоабразия береговой зоны губы Буор-Хая, в результате чего верхние пачки исследованных толщ сложены плохо сортированными полимиктовыми отложениями. Тем не менее отложения скважин 1D-14 и 3D-14, пробуренных в близости к суше, роднит схожий количественный состав ряда акцессорных минералов, что указывает на единство источников их поступления.

Благодарности. Автор выражает благодарность д.г.н., член-корреспонденту РАН И.П. Семилетову, д.г.м.н. О.В. Дудареву, д.г.н. М.Н. Григорьеву, к.г.м.н. В.Е. Тумскому и членам команды Тиксинской Гидрографической базы за организацию проведенных экспедиций и возможность участия в них. Автор признателен рецензенту за полезные замечания и ценные рекомендации.

Источники финансирования. Минералогический анализ проб выполнен при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 19-77-10044). Обобщение результатов проведено в рамках Госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2024-0019).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В. и др.* Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
2. *Деркачев А.Н., Николаева Н.А.* Минералогические индикаторы обстановок приконтинентального осадкообразования западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2010. 321 с.
3. *Дударев О.В., Чаркин А.Н., Шахова Н.Е. и др.* Современный литоморфогенез на восточно-арктическом шельфе России. Томск: Изд-во ТПУ, 2016. 192 с.
4. *Каплин П.А., Селиванов А.О.* Изменение уровня морей России и развитие берегов. М: ГЕОС, 1999. 299 с.
5. *Куницкий В.В.* Криолитология низовья Лены. Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1989. 164 с.
6. *Никифоров С.Л., Лобковский Л.И., Дмитриевский Н.Н. и др.* Ожидаемые геолого-геоморфологические риски по трассе Северного морского пути // Докл. РАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 218–220.
7. *Николаева Н.А., Деркачев А.Н., Дударев О.В.* Особенности минерального состава осадков шельфа восточной части моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря // Океанология. 2013. Т. 53. № 4. С. 529–538.
8. *Романовский Н.Н.* Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
9. *Русанов Б.С., Бороденкова З.Ф., Гончаров В.Ф. и др.* Геоморфология Восточной Якутии. Якутск: Якуткнигоиздат, 1967. 376 с.
10. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Под ред. Кассенс Х. и др. М.: Изд-во МГУ, 2009. 608 с.
11. *Слагода Е.А.* Криолитогенные отложения Приморской равнины моря Лаптевых: литология и микроморфология. Тюмень: Экспресс, 2004. 119 с.
12. *Ульянцев А.С., Братская С.Ю., Дударев О.В. и др.* Концентрация, изотопный и элементный состав органического вещества в субаквальных талых и многолетних отложениях губы Буор-Хая // Океанология. 2022. Т. 62. № 4. С. 564–577.
13. *Ульянцев А.С., Братская С.Ю., Дударев О.В. и др.* Литолого-геохимическая характеристика морфолитогенеза в губе Буор-Хая // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 407–417.
14. *Ульянцев А.С., Братская С.Ю., Привар Ю.О.* Градулометрические характеристики донных отложений губы Буор-Хая // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 452–465.
15. *Ульянцев А.С., Прокуда Н.А., Стрельцова Е.А. и др.* Геохимическая типизация органического веще-

- ства донных отложений по молекулярному составу предельных алифатических углеводородов // Океанология. 2021. Т. 61. № 5. С. 822–830.
16. Юдович Я.Э., Кемпус М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Гео-принт, 2008. 564 с.
17. Charkin A.N., Dudarev O.V., Semiletov I.P. et al. Seasonal and interannual variability of sedimentation and organic matter distribution in the Buor-Khaya Gulf: the primary recipient of input from Lena River and coastal erosion in the southeast Laptev Sea // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 2581–2594.
18. Günther F., Overduin P.P., Yakshina I.A. et al. Observing Muostakh disappear: permafrost thaw subsidence and erosion of a ground-ice-rich island in response to arctic summer warming and sea ice reduction // The Cryosphere. 2015. V. 9. P. 151–178.
19. Hubberten H.W., Andreev A., Astakhov V.I. et al. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the last glaciation // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1333–1357.
20. Lantuit H., Atkinson D., Overduin P.P. et al. Coastal erosion dynamics on the permafrost-dominated Bykovsky Peninsula, north Siberia, 1951–2006 // Polar Research. 2011. V. 30. P. 7341.
21. Martens J., Romankevich E., Semiletov I. et al. CASCADE — The Circum-Arctic Sediment Carbon DatabasE // Earth Syst. Sci. Data. 2021. V. 13. P. 2561–2572.
22. Martens J., Wild B., Muschitiello F. et al. Remobilization of dormant carbon from Siberian-Arctic permafrost during three past warming events // Science Advances. 2020. V. 6. № 42. eabb6546.
23. Morgenstern A., Ulrich M., Günther F. et al. Evolution of thermokarst in East Siberian ice-rich permafrost: A case study // Geomorphology. 2013. V. 201. P. 363–379.
24. Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrilov A.V. et al. Permafrost of the east Siberian Arctic shelf and coastal lowlands // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1359–1369.
25. Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrilov A.V. et al. Thermokarst and land-ocean interactions, Laptev Sea Region, Russia // Permafrost and Periglac. Process. 2000. V. 11. P. 137–152.
26. Sanchez-Garcia L., Vonk J.E., Charkin A.N. et al. Characterization of three regimes of collapsing Arctic Ice Complex deposits on the SE Laptev Sea coast using biomarkers and dual carbon isotopes // Permafrost and Periglac. Process. 2014. V. 25. P. 172–183.
27. Schirrmeister L., Grigoriev M.N., Strauss J. et al. Sediment characteristics of a thermokarst lagoon in the northeastern Siberian Arctic (Ivashkina Lagoon, Bykovsky Peninsula) // Arctos. 2018. V. 4. P. 13.
28. Schirrmeister L., Schwamborn G., Overduin P.P. et al. Yedoma Ice Complex of the Buor Khaya Peninsula (southern Laptev Sea) // Biogeosciences. 2017. V. 14. P. 1261–1283.
29. Schuur E.A.G., McGuire A.D., Schädel C. et al. Climate change and the permafrost carbon feedback // Nature. 2015. V. 520. P. 171–179.
30. Semiletov I., Pipko I., Gustafsson Ö. et al. Acidification of East Siberian Arctic Shelf waters through addition of freshwater and terrestrial carbon // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 361–365.
31. Shakhova N., Semiletov I., Gustafsson O. et al. Current rates and mechanisms of subsea permafrost degradation in the East Siberian Arctic Shelf // Nature Communications. 2017. V. 8. P. 15872.
32. Turetsky M.R., Abbott B.W., Jones M.C. et al. Permafrost collapse is accelerating carbon release // Nature. 2019. V. 569. P. 32–34.
33. Wild B., Shakhova N., Dudarev O. et al. Organic matter composition and greenhouse gas production of thawing subsea permafrost in the Laptev Sea // Nature Communications. 2022. V. 13. P. 5057.
34. Winterfeld M., Mollenhauer G., Dummann W. et al. Deglacial mobilization of pre-aged terrestrial carbon from degrading permafrost // Nature Communications. 2018. V. 9. P. 3666.
35. Zimov S.A., Davydov S.P., Zimova G.M. et al. Permafrost carbon: Stock and decomposability of a globally significant carbon pool // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. L20502.

COMPARATIVE ANALYSIS OF THE MINERAL ASSOCIATIONS IN THE SEDIMENTS FROM BUOR-KHAYA BAY

A. S. Ulyantsev*

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

**e-mail: uleg85@gmail.com*

According to the results of analysis of 99 samples of bottom sediments and submarine permafrost from wells 1D-14, 3D-14 and 1D-15 drilled in the Buor-Khaya Bay, differences in their mineral composition due to paleogeographic factors, namely Late Quaternary changes in climate and sea level, as well as regional hydrodynamics are shown. The basis of the light fraction of minerals was quartz and feldspar (mainly plagioclases), found in the form of grains of various dimensions and sorting degree, as well as fine grains. To a lesser extent, the presence of chlorites, kaolinite and serpentines is noted, illite and smectite are rare. 42 accessory minerals were identified in the heavy fraction (average yield 0.95%) concentrated in fine-grained sands. It mainly consists of pyroxenes, amphiboles, carbonatite, epidote, zoisite, magnetite, mica, garnet, limonite, sphene, leucoxene, ilmenite. Rutile, kyanite, sillimanite, zircon, tourmaline, apatite, and stavrolite were found in smaller quantities. In the studied strata, plant remnants and carbon-like particles (kerogen) are found, the contribution of which exceeds 5% by weight in a number of samples. The results of the study allowed to conclude that the basis of the petrofund of the studied deposits are most likely sedimentary rocks of the Kharaulakh ridge of the Verkhoyansk mountain system (sandstones, siltstones and mudstones). The presence of characteristic accessory minerals in the sediments marks the unloading of igneous and metamorphic rocks, but their contribution is subordinate. They probably also include rocks of the Verkhoyansk complex, common near the Tiksi.

Keywords: Arctic, shelf, bottom sediments, subsea permafrost, minerals, source rocks, factor analysis

УДК 551.46.083

НОВЫЕ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫЕ И ПЕРЕДАЮЩИЕ СРЕДСТВА ДЛЯ ОПЕРАТИВНОЙ ОКЕАНОГРАФИИ НА ЧЕРНОМОРСКОМ ПОЛИГОНЕ «ГЕЛЕНДЖИК» ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ РАН

© 2024 г. В. И. Баранов*, А. Г. Зацепин**, С. Б. Куклев,
В. В. Очередник, В. В. Машура

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

**e-mail: baranovvlad@mail.ru*

***e-mail: zatsepin@ocean.ru*

Поступила в редакцию 17.04.2023 г.

После доработки 21.06.23 г.

Принята к публикации 18.07.23 г.

Описаны конструкция и принципы функционирования донной мультимодемной станции MDS-II, установленной на Полигоне «Геленджик» Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в прибрежной зоне (глубина места — 25 м) в северо-восточной части Черного моря. Станция подсоединена к береговому центру посредством оптоволоконного кабеля, по которому подается электропитание и происходит онлайн передача данных измерений. К станции можно подключить измеритель, получить к нему доступ и в режиме реального времени дистанционно управлять его работой. К одному из модемов станции MDS-II подсоединена автоматическая стационарная станция вертикального зондирования (ССВЗ) водной толщи. В состав ССВЗ входит электролебедка, установленная на дне моря, и плавучий измерительный модуль на кабельной линии, намотанной на барабан лебедки. При подаче команды «зондирование» происходит разматывание кабеля и плавучий модуль, оснащенный датчиками температуры и давления, всплывает и измеряет профиль температуры воды от придонного слоя до поверхности моря. Затем кабель наматывается на барабан, и плавучий модуль возвращается в придонный слой. Осуществляется разработка макета новой ССВЗ, позволяющей проводить зондирования водного слоя до глубины 100 м. Она будет оснащена мультипараметрическим зондом для синхронных измерений гидрофизических и биооптических параметров.

Ключевые слова: полигон, мультимодемная станция, подводная донная лебедка

DOI: 10.31857/S0030157424010106, **EDN:** SNOUTN

ВВЕДЕНИЕ

В прибрежной зоне Черного моря в районе г. Геленджик на базе Южного отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ЮО ИО РАН) с 2013 г. функционирует постоянно действующий полигон (далее — Полигон «Геленджик», <http://polygon.ocean.ru/index.php>), предназначенный для мониторинга и исследования состояния водной среды и биоты [7]. Полигон занимает акваторию с площадью 10×15 квадратных километров, охватывающую шельфово-склоновую зону Черного моря, и простирается вдоль берега от Голубой бухты до Дивноморска. На Полигоне проводятся регулярные контактные измерения гидрофизических, гидрохимических и биологических параметров с использованием судна [1], а также с помощью автономных автоматических донных и заякорен-

ных буйковых станций. Кроме того, проводятся экспериментальные работы, целью которых является испытание новых методов и средств измерений и оперативной передачи данных, а также их внедрение в практику океанографических исследований.

Задача организации на Полигоне регулярных измерений параметров водной среды и биоты с передачей данных потребителю в реальном времени является типичной для оперативной океанографии [9], одного из новых и быстро развивающихся направлений океанологии. Решение этой задачи позволит проводить оперативную оценку базовых параметров водной среды на основе измерений, выполняемых как с борта судна [10], так и с помощью роботизированных автоматических станций [5]. Наблюдательная система оперативной океанографии

уже частично реализована на Полигоне. Данная статья посвящена описанию некоторых новых элементов этой системы, к которым относятся автоматические станции, регулярно измеряющие вертикальные распределения гидрофизических и биооптических параметров водной среды и оперативно передающие результаты измерений в береговой центр сбора и обработки информации.

На Полигоне уже используются несколько измерительных систем, измеряющих вертикальные распределения физических параметров и работающих в автоматическом режиме. Это зонд-профилограф «Аквалог» [12, 17, 18] и цепочки термодатчиков [14, 15], проводящие измерения в толще вод, вне приповерхностного слоя. Такая особенность обусловлена их расположением на заякоренных буйковых станциях с подповерхностной плавучестью: заглубление плавучести на 5–30 м необходимо для минимизации влияния ветрового воздействия и поверхностных волн на процесс измерения гидрофизических параметров. Тем не менее имеется насущная потребность проводить измерения вертикальных распределений физических и биооптических параметров вплоть до самой поверхности моря, поскольку именно в приповерхностном слое наиболее сильно проявляются атмосферное воздействие, эффекты солнечного прогрева и опреснения, вызванного осадками и береговым стоком [16], а также фотосинтеза.

Для решения этой проблемы в последние годы был разработан мобильный автоматический лебедочный зонд-профилограф «Винчи» с системой оперативной передачи данных измерения потребителю по каналу GSM-связи [11]. Этот профилограф представляет собой автоном-

ное устройство с моторным приводом, контроллером и аккумуляторной батареей, размещенное в герметичном цилиндрическом корпусе. В нем использована подводная лебедка с золотником, совмещенным с приводным валом двигателя [13]. Обладая положительной плавучестью, профилограф поднимается/опускается в водной толще, разматывая/наматывая трос, прикрепленный к донному анкеру. При перемещении на заданную глубину парковки, контролируемую датчиком давления, вращение моторного привода реверсируется, изменяя направление намотки/размотки. Оперативная передача данных по каналу мобильной связи осуществляется в период нахождения зонда на поверхности моря. Место постановки зонда лимитировано наличием GSM-связи, а также глубиной места, которая не должна превышать нескольких десятков метров.

В данной статье описывается другая система, предназначенная для измерения вертикальных распределений физических и биооптических параметров от придонного слоя до поверхности моря, в состав которой входят донная лебедка с плавучим зондом-носителем и донная мультимодемная станция, подключенная к береговому центру с помощью оптоволоконного кабеля, благодаря которому с берега подается электрическое питание, а на берег в онлайн режиме передаются данные измерений. Измерительная и мультимодемная части этой системы расположены на расстоянии 1300 м от берега на траверсе Голубой бухты (рис. 1).

Далее в статье последовательно рассматриваются элементы этой системы и обсуждаются некоторые перспективы ее дальнейшего использования.

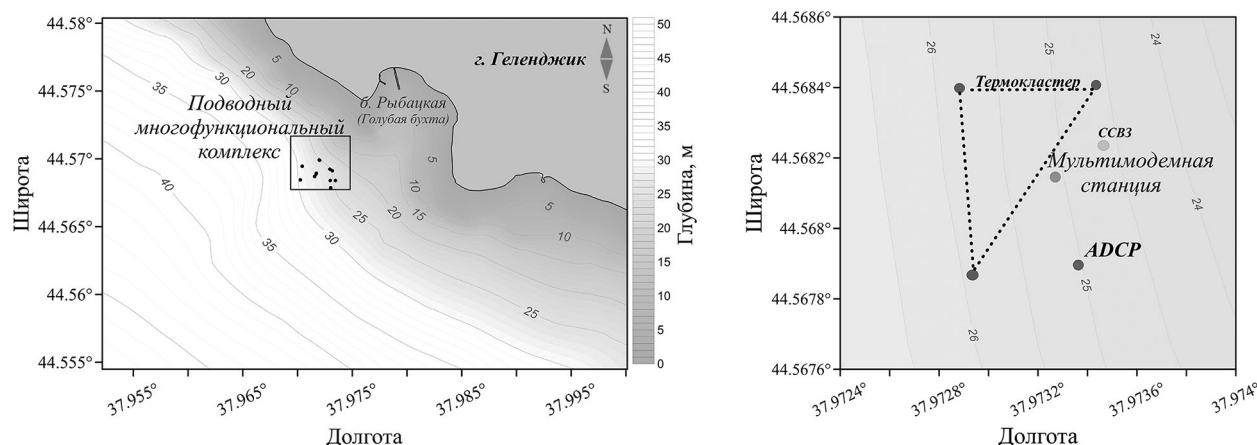


Рис. 1. Схема расположения подводного многофункционального комплекса, предназначенного для измерения вертикальных распределений физических и биооптических параметров от придонного слоя до поверхности моря с онлайн передачей данных в береговой центр.

МУЛЬТИМОДЕМНАЯ СТАНЦИЯ НА ОПТОВОЛОКОННОМ КАБЕЛЕ

Как уже указывалось выше, на Полигоне «Геленджик» используется донная мультимодемная станция (MDS-II) с оптоволоконной кабельной линией связи с берегом (см. рис. 1), разработанная специалистами ИО РАН [3]. Впервые такая станция [2] была поставлена еще в 2012 г. с минимальным набором подключаемых модулей: донным акустическим доплеровским профилографом скорости течения (ADCP) [8] и цепочкой термодатчиков. Она была подключена к береговому центру с помощью кабель-троса, проложенного по дну. В дальнейшем эта станция несколько раз модернизировалась, и на данный момент она имеет модульную конструкцию, что позволяет наращивать количество подключаемых к ней измерителей, увеличивать ее информативность и улучшать качество получаемых данных.

В настоящее время эта станция является подводным сервером, к которому можно подключить практически любой измеритель, при этом иметь к нему доступ в режиме реального времени и управлять его работой. Получаемая инфор-

мация может обрабатываться и использоваться оперативно для планирования судовых исследований, для усвоения данных измерений в численных гидродинамических моделях или для валидации результатов моделирования.

Внешний вид мультимодемной станции показан рисунке 2. Станция расположена на глубине 25 м на траверсе Голубой бухты.

Перечислим принципы, которые были использованы при проектировании и создании последней модификации донной мультимодемной станции MDS-II:

- передача измеряемых параметров в береговой центр приема и хранения данных в режиме реального времени;
- возможность оперативно управлять режимом проведения измерений, частотой опроса датчиков и прочим в зависимости от изменяющихся условий в море и в атмосфере;
- возможность дистанционного управления измерениями по сети Интернет;
- возможность подключения большого количества различных измерительных приборов;

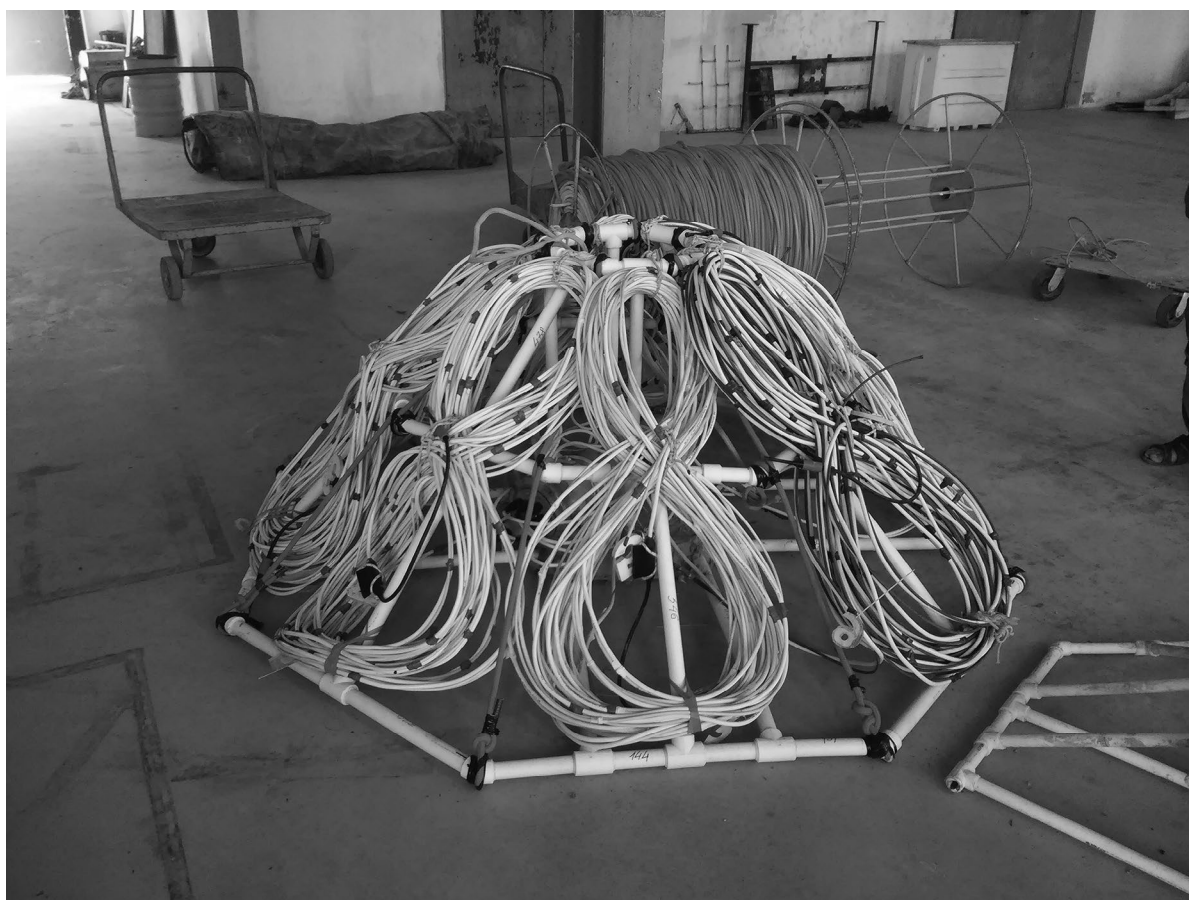


Рис. 2. Мультимодемная станция MDS-II, готовая к установке на дно.

- простота в обслуживании и возможность оперативного изменения состава подключенных к станции приборов.
- неограниченный ресурс по питанию и времени работы.

На этих принципах была разработана функциональная схема станции (рис. 3).

Подводная часть станции связывается с береговым центром по оптоволоконной линии с большой пропускной способностью, которая достигает 1 Гбит/с. Такая скорость передачи данных позволяет использовать на станции несколько каналов с различной пропускной способностью и различными интерфейсами для коммуникации с подключаемыми к ним приборами. В данной станции были использованы низкоскоростные интерфейсы RS232 с пропускной способностью до 19200 бит/с, а также высокоскоростные удлинители Ethernet с пропускной способностью до 200 Мбит/с. Например, STD-зонды, характеризующиеся небольшим потоком данных измерений, целесообразно подключать к низкоскоростным каналам, а такие приборы, как камеры видеонаблюдения и акустические станции, характеризующиеся большим потоком информации, — к высокоскоростным каналам связи.

Стоит отметить, что используемый оптоволоконный кабель марки ОК-ГС15-Мм1-4Е3-2х2,0-

36ПП имеет две медные жилы. Это дает возможность питать с берега саму станцию, а также подключаемые к ней устройства. Как следствие, имеется практически неограниченный энергетический ресурс для всех подключенных к станции устройств. Поэтому можно реализовать повышенную временную дискретность и пространственное разрешение измерений.

Функциональная схема отражает только общую конфигурацию мультимодемной станции, а структурная схема (рис. 4) содержит узлы и блоки, разработанные при ее создании. Важными входным и выходным элементами станции является оптоволоконный кабель, проложенный по дну Черного моря от причала ЮО ИО РАН до места постановки станции. Этот кабель связывает станцию с береговым центром, расположенным в оконечной части причала ЮО ИО РАН в специально оборудованном кунге. В береговом центре размещен персональный компьютер (ПК), подключенный через коммутатор к медиаконвертеру, а медиаконвертер подключен непосредственно к оптоволокну кабеля. Медиаконвертер преобразует электрические сигналы Ethernet в оптические. Управление станцией и прием измеряемых данных осуществляется с ПК. Кроме того, из берегового приемного центра через медные жилы оптоволоконного кабеля осуществляется подача питания 220 В на мультимодемную станцию, которая через гермоввод под-

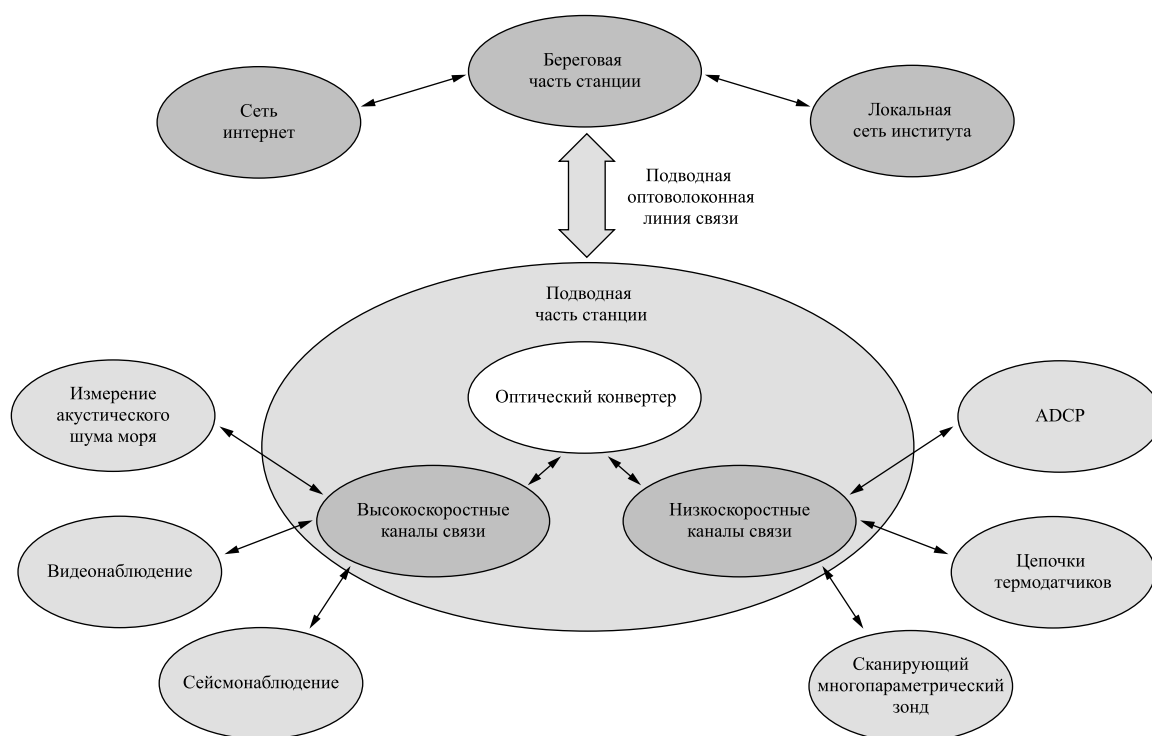


Рис. 3. Функциональная схема донной мультимодемной станции MDS-II и примерный состав подключаемых к ней приборов.

ключена к другому концу кабеля, находящемуся на дне. Оптическое волокно подключается к медиаконвертеру, а жилы питания — к блоку питания мощностью 100 Вт. Оптический сигнал через медиаконвертер преобразуется в сигналы Ethernet, которые поступают на коммутатор. С коммутатора сигналы Ethernet подаются на преобразователь Ethernet-RS232 восьмипортовый и на удлинитель Ethernet, где четырехпроводный сигнал преобразуется в двухпроводный. Через блок управления и коммутации, на который приходят сигналы со всех портов и удлинителя Ethernet, сигнальные линии подсоединяются к кабельным выходам, каждая к своему каналу. Всего 8 каналов, из них 1, 2 и 3 каналы подключаются к удлинителю Ethernet, а 4–8 каналы имеют интерфейсы RS232. Также через блок управления и коммутации в кабельные каналы поступает напряжение питания. В первый канал поступает 220 В, в каналы 2–7 подается 24 В. Все кабели имеют электрические жилы и заканчиваются специальными морскими герморазъемами.

Основные технические характеристики мульти-модемной станции приведены в таблице 1.

В настоящее время подключенные к станции приборы — донный Teledyne RDI Sentinel-VADCP и термокоса ЮО ИО РАН на заякоренной буйковой станции с 20-ю датчиками-терморезисторами, размещенными на расстоянии около 1 м друг от друга [14], — проводят измерения с дискретностью 10 секунд.

Таблица 1. Технические характеристики мульти-модемной станции

Параметр	Значение
Максимальная глубина погружения	50 м
Количество подключаемых каналов	8 шт.
Длина интерфейсных кабелей	50 м
Кол-во низкоскоростных интерфейсов	5 шт.
Кол-во высокоскоростных интерфейсов	3 шт.
Напряжение питания для основных каналов	24 В
Нагрузочная способность по питанию на канал до	50 Вт
Напряжение питания станции	220 В
Возможность каскадного наращивания станции	Да
Количество каналов с напряжением 220 В	1 шт.
Скорость передачи данных по оптоволоконному-кабелю	1 ГБод
Масса станции на воздухе	34 кг
Габариты без интерфейсных кабелей и рамы	250×250×800 мм
Управление дистанционное	Да, по кабелю



Рис. 4. Структурная схема донной мультимодемной станции.

Как уже указывалось, донная мультимодемная станция имеет сквозную конфигурацию. Это дает возможность ее дальнейшего наращивания, т.е. при необходимости на некотором расстоянии от первой станции можно установить вторую, третью и более таких же станций. Ограничение имеется только по мощностным характеристикам используемого кабеля. Однако на данный момент задействованы даже не все каналы первой станции. К одному из ее свободных каналов в 2023 г. планируется подсоединить для долговременной работы модернизированную автоматическую стационарную станцию вертикального зондирования водной среды (ССВЗ) на базе подводной лебедки, являющейся сравнительно новой разработкой ИО РАН. Предварительное описание макета этой станции содержится в [4]. Ниже приводится описание станции в ее нынешнем состоянии, а также представлена перспектива ее дальнейшего развития.

АВТОМАТИЧЕСКАЯ
СТАЦИОНАРНАЯ СТАНЦИЯ
ВЕРТИКАЛЬНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ
ВОДНОЙ СРЕДЫ

Для оперативных измерений профилей гидрофизических и биооптических параметров водной среды от придонного слоя до поверхности моря целесообразно использовать станцию с плавучим носителем, оборудованном набором датчиков [6]. Такой носитель зондирует водную толщу с помощью донной лебедки, установленной на ближнем шельфе и подключенной к мультимодемной станции, с которой лебедка получает электропитание и посредством которой передает данные измерений в береговой центр. В 2018–2022 гг. был разработан и до сих пор используется первый образец такой станции (рис. 5). В настоящее время эта ССВЗ установлена вблизи мультимодемной станции и подсоединена к одному из ее каналов-модемов, благодаря чему с берега осуществляется не только ее электропитание, но и управление циклами зондирования. Плавучий модуль в настоящее время оснащен датчиками температуры и давления, марка и характеристики которых приведены в таблице 2. В исходном состоянии плавучий модуль находится в придонном слое вблизи барабана лебедки. При подаче команды

«зондирование» кабель начинает сматываться с барабана лебедки. При этом плавучий носитель поднимается к поверхности моря со скоростью около 15 см/с, измеряя при этом профиль температуры. Когда носитель достигает поверхности моря, лебедка останавливается, а затем включается намотка троса на барабан. При этом зонд опускается вниз до тех пор, пока не оказывается в исходном положении. Данные результатов зондирования, как вверх, так и вниз, передаются в береговой центр в реальном времени по подводному оптоволоконному кабелю.

Важно отметить, что в основу создания такой лебедки легла идея не вращающегося, а неподвижного барабана. Вокруг барабана вращается устройство «мотовило», которое сматывает и наматывает прочный тонкий электрический кабель на неподвижный барабан. Это дает возможность стационарно прикрепить кабель, выходящий из зонда, непосредственно к электронному блоку управления лебедкой и приема данных измерений, тогда как в традиционном варианте лебедки с вращающимся барабаном для подачи питания на зонд и приема данных нужно использовать токосъемник, герметизация которого является непростой технической задачей.

По кабелю, соединяющему плавучий посыльный зонд (положительная плавучесть составляет около 4 кг) с управляющим блоком донной лебедки, осуществляется также электропитание посыльного зонда (рис. 5). Блок управления во время зондирования получает данные измерений и передает их в береговой центр через мультимодемную станцию. ССВЗ имеет как автоматический, так и ручной режим работы и управляется из берегового приемного центра.

Вплоть до настоящего времени ССВЗ используется на полигоне в экспериментальном режиме. В ходе многократных испытаний были устранены конструктивные недостатки и выработан оптимальный режим зондирования.

На рис. 6 представлена развертка вертикального распределения температуры воды по данным ССВЗ. Видно, что температура воды практически однородна по вертикали, но изменяется во времени. Если привести суточное изменение температуры воздуха, то остывание воды будет достаточно согласованно с температурой возду-

Таблица 2. Марка и характеристики датчиков температуры и давления

Параметр	Диапазон	Точность	Разрешение	Постоянная времени	Производитель/ марка
Температура	0–35°C	0.01°C	0.001°C	500 мс	Honeywell 700-102AAB
Давление	0–60 м	0.1%	0.001 м	50 мс	г. Орел Д-0,6

ха. Так, быстрое похолодание воздуха в период с 4 по 7 февраля отозвалось более медленным охлаждением водного слоя, температура которого опустилась более чем на градус за несколько суток.

В 2023 г. планируется дооснащение данного макета ССВЗ мультипараметрическим зондом для более полного измерения гидрофизических (температура, соленость, давление и скорость звука) и биооптических (флуоресценция хлорофилла «а» и подводный измеритель ФАР) параметров (рис. 7). Основные характеристики этих датчиков приведены в табл. 3.

Выполняется также разработка модернизированного макета донной лебедки с увеличенной глубиной зондирования благодаря использова-

нию многоядного барабана при общем снижении уровня электропотребления. Установка такой станции для постоянной работы на внешнем шельфе, на глубине 50 м и более, позволит решать задачи исследования сезонной и короткопериодной изменчивости содержания хлорофилла «а» и взвешенных частиц в водном столбе, а также выявления физических причин, вызывающих эту изменчивость.

Таким образом, новый макет ССВЗ будет оснащен мультипараметрическим зондом, проводящим совместные измерения гидрофизических и биооптических параметров. В дальнейшем эту станцию планируется перевести в разряд автономных систем и снабдить беспроводной

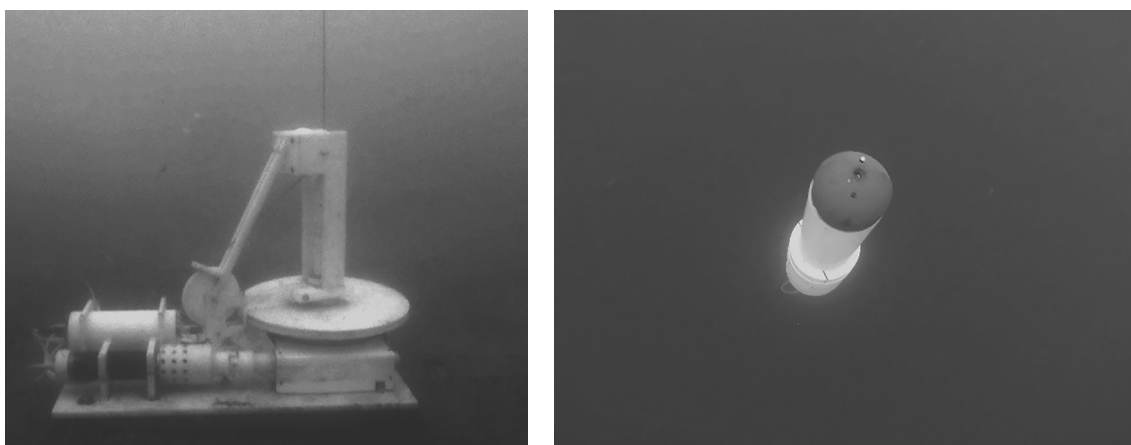


Рис. 5. Стационарная станция вертикального зондирования (ССВЗ). Слева — подъемно-опускающий механизм с системой управления (подводная лебедка) на дне. Справа — посыльный зонд с системами измерения гидрофизических параметров среды (температура, давление) в морской среде.

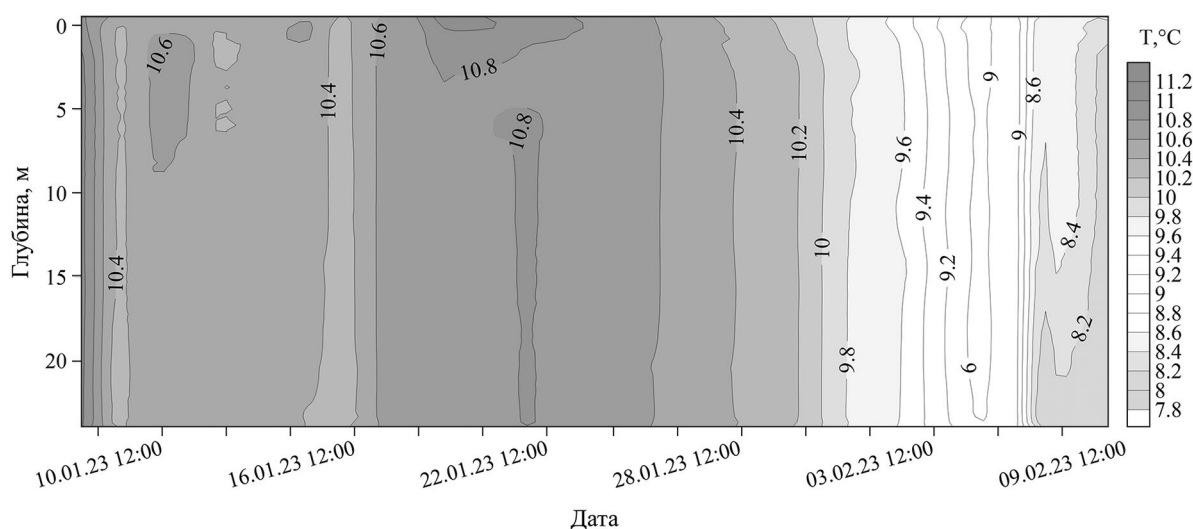


Рис. 6. Временная (январь — февраль 2023 г.) изменчивость вертикального распределения температуры воды (по данным ССВЗ). Время местное.

Таблица 3. Марка и характеристики измерительных датчиков мультипараметрического зонда

Параметр	Диапазон	Точность	Разрешение	Постоянная времени	Производитель марка
Температура	−3–50°С	0.003°С	0.0007°С	50 мс	Idronaut
Давление	0–60 м	0.1%	0.001 м	50 мс	г. Орел Д-0,6
Электропроводность	0–64 мСим/см	0.003 мСим/см	0.001 мСим/см	50 мс	Idronaut
Скорость звука	1450–1540 м/с	0.05 м/с	0.01 м/с	1 с	г. Севастополь МГИ
ФАР	0–3000 мкмоль/с на м²	1 мкмоль/с на м²	0.1 мкмоль/с на м²	10 мс	Li-Cor Li-192SA
Флуориметр	0–500 мкг/л	0.1 мкг/л	0.01 мкг/л	10 мс	Turner Designs Cyclops submersible sensors

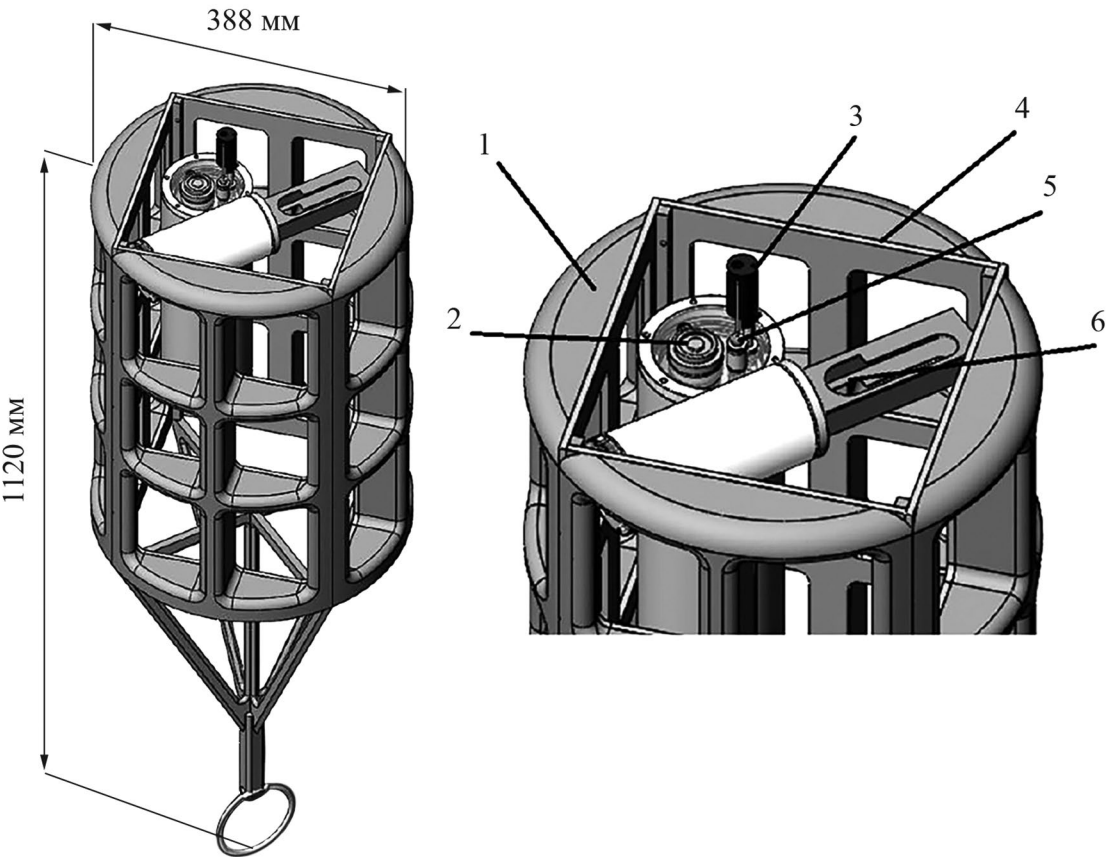


Рис. 7. Эскиз нового посыльного зонда для ССВЗ с расширенным набором датчиков (должен быть изготовлен в 2023 г.): 1 – положительная плавучесть, 2 – датчик фотосинтетически активной радиации (ФАР), 3 – датчик электропроводности, 4 – прочная рама, 5 – датчик температуры, 6 – датчик скорости звука. В воде положительная плавучесть — около 4 кг.

связью с берегом для использования в различных районах черноморского шельфа и верхней части континентального склона, в том числе достаточно удаленных от пирса ЮО ИО РАН в Голубой бухте.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ

Описана конструкция и принципы функционирования донной мультимодемной станции MDS-II, расположенной на полигоне «Геленджик» (глубина места — 25 м) и подсоединенной к береговому центру посредством донного оптоволоконного кабеля, по которому на станцию подается электропитание и происходит онлайн-передача данных измерений. Станция является подводным сервером, к которому можно подключить практически любой измеритель и иметь к нему доступ в режиме реального времени, а также дистанционно управлять его работой. Данные, передаваемые в береговой центр с подключенных к станции измерительных приборов, могут оперативно обрабатываться и использоваться для планирования судовых исследований, для усвоения в численных гидродинамических моделях или для валидации результатов моделирования.

Описаны устройство и конструкция автоматической стационарной станции вертикального зондирования (ССВЗ) водной толщи до поверхности моря. В настоящее время создан и эксплуатируется на полигоне «Геленджик» первый опытный образец такой станции, состоящей из донной электролебедки, установленной на дне моря, и плавучего модуля на кабельной линии, намотанной на барабан лебедки. Эта станция установлена вблизи мультимодемной станции и подсоединена к одному из ее каналов-модем, благодаря чему с берега осуществляется ее электропитание и управление циклами зондирования. Плавучий модуль оснащен датчиками температуры и давления. В исходном состоянии он находится в придонном слое вблизи барабана лебедки. При подаче команды «зондирование» кабель начинает сматываться с барабана лебедки. При этом плавучий носитель поднимается к поверхности моря, измеряя при этом профиль температуры. Когда носитель достигает поверхности моря, лебедка останавливается, а затем включается намотка троса на барабан. При этом зонд опускается вниз до тех пор, пока не оказывается в исходном положении. Данные результатов зондирования, как вверх, так и вниз, передаются в береговой центр в реальном времени по подводному оптоволоконному кабелю. Обсуждена перспектива разработки нового макета ССВЗ, позволяющего проводить зондирования водного слоя с толщиной до 100 м и более. Он будет оснащен мультитипаметрическим зондом, проводящим

совместные измерения гидрофизических и биооптических параметров.

В 2023 г. планируется дооснащение ССВЗ мультитипаметрическим зондом для более полного измерения гидрофизических (температура, соленость, давление и скорость звука) и биооптических (флуоресценция хлорофилла «а» и подводный измеритель ФАР) параметров. В статье представлен эскиз мультитипаметрического зонда.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы госзадания FMWE-2024-0027 и при поддержке Российского научного фонда (проект № 23-17-00056).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арашкевич Е.Г., Луппова Н.Е., Никишина А.Б. и др. Судовой экологический мониторинг в шельфовой зоне Черного моря: оценка современного состояния пелагической экосистемы (2005–2014 гг.) // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 6. С. 964–970.
2. Баранов В.И., Зацепин А.Г., Куклев С.Б. и др. Многофункциональная система онлайн-мониторинга подводной обстановки // XV Всероссийская научно-техническая конференция «Современные методы и средства океанологических исследований» (МСОИ-2017). Материалы конференции. Т. 2. Москва, 2017. С. 287–289.
3. Баранов В.И., Зацепин А.Г., Куклев С.Б. и др. Многофункциональная кабельная система он-лайн мониторинга на полигоне «Геленджик» // Всероссийская научная конференция «Моря России: Год науки и технологий в РФ — Десятилетие наук об океане ООН». Тезисы докладов. Севастополь, 2021. С. 214–215.
4. Баранов В.И., Очередник В.В., Зацепин А.Г. и др. Первые результаты использования автоматической стационарной станции вертикального зондирования водной среды на Полигоне «Геленджик» — перспективного средства прибрежной оперативной океанографии // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 1. С. 138–145.
5. Занин В.Ю., Маевский А.М., Кожемякин И.В. Использование морской робототехники в задачах оперативной океанографии: отечественный и зарубежный опыт // *Информационно-управляющие морские системы*. 2020. Т. 17. № 1. С. 94–102.
6. Зацепин А.Г., Корж А.О., Кременецкий В.В. и др. Изучение гидрофизических процессов на шельфе и верхней части континентального склона Черного моря с использованием традиционных и новых методов измерений // *Океанология*. 2008. Т. 48. № 4. С. 510–519.
7. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // *Известия РАН. ФАО*. 2014. № 1. С. 16–29.

8. Зацепин А.Г., Пиотух В.Б., Корж А.О. и др. Изменчивость поля течений в прибрежной зоне Черного моря по измерениям донной станции ADCP // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 5. С. 629–642.
9. Коваленко В.В., Родионов А.А., Ванкевич Р.Е. Методические основы построения систем оперативной океанографии в приложении к задачам подводного наблюдения // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2021. Т. 14. № 3. С. 4–20.
10. Куклев С.Б., Зацепин А.Г., Пака В.Т. и др. Опыт одновременных измерений параметров течения и гидрологической структуры вод с борта движущегося судна // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 1. С. 147–155.
11. Островский А.Г., Зацепин А.Г., Кочетов О.Ю. и др. Автономный привязной профилирующий аппарат «Винчи»: испытания и доработка // *Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021). Материалы XVII Всероссийской научно-технической конференции. Том 2. Москва, ИО РАН. 2021. С. 84–88.*
12. Островский А.Г., Зацепин А.Г., Соловьев В.А. и др. Автономный мобильный аппаратно-программный комплекс вертикального зондирования морской среды на заякоренной буйковой станции // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 2. С. 259–268.
13. Островский А.Г., Швоев Д.А. Подводный лебедочный зонд // Пат. РФ № 2642677. — Заявл. 31.01.2017. Оpubл. 25.01.2018. — Бюл. № 3.
14. Очередник В.В., Баранов В.В., Зацепин А.Г., Куклев С.Б. Термокосы ЮО ИО РАН: конструкция, методика и результаты метрологического исследования датчиков // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 5. С. 719–730.
15. Очередник В.В., Зацепин А.Г., Куклев С.Б. и др. Примеры подходов к исследованию температурной изменчивости вод шельфа Черного моря при помощи кластера термокос // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 2. С. 173–185.
16. Федоров К.Н., Гинзбург А.И. Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 303 с.
17. Ostrovskii A.G., Kochetov O.Y., Kremenetskiy V.V. et al. Automated tethered profiler for hydrophysical and bio-optical measurements in the Black Sea carbon observational site // *J. Mar. Sci. Eng.* 2022, 10, 322–339. <https://doi.org/10.3390/jmse10030322>
18. Ostrovskii A.G., Zatsepin A.G. Short-term hydrophysical and biological variability over the north-eastern Black Sea continental slope as inferred from multiparametric tethered profiler surveys // *Ocean Dynamics*. 2011. V. 61. P. 797–806.

NEW MEASURING AND DATA TRANSMISSION EQUIPMENT FOR OPERATIONAL OCEANOGRAPHY AT THE GELENDGIK BLACK SEA TEST SITE OF INSTITUTE OF OCEANOLOGY RAS

V. I. Baranov*, A. G. Zatsepin, S. B. Kuklev, V. V. Ocherednik, V. V. Mashura**

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*e-mail: baranovvlad@mail.ru

**e-mail: zatsepin@ocean.ru

The design and principles of operation of the bottom multi-modem station MDS-II, located in the coastal zone (depth of location — 25 m) of the northeastern part of the Black Sea at the Gelendzhik Test Site of IO RAS are described. The station is connected to the coastal center by means of a bottom fiber-optic cable, through which power is supplied to the station, and online transmission of measurement data takes place. The station is an underwater server to which one can connect a measuring device and get a real-time access to it, as well as remotely control on its operation. The design of an automatic stationary station for vertical sounding (SSVS) of water column, which is also used at the Gelendzhik Test Site, is also described. This station is installed close to the MDS-II multi-modem station and is connected to one of its modems. The station consists of a bottom electric winch installed on the seabed and a floating module (probe) on a cable line wound around the winch drum. When the command "sounding" is given, the cable unwinds and the floating module, equipped with temperature and pressure sensors, floats and measures the water temperature profile from the bottom layer to the sea surface. Then the cable is winding on a drum, and the floating module returns to the bottom layer. A prototype of a new SSVS is being developed, which will allow sounding of the water layer with a thickness of up to 100 m. It will be equipped with a multi-parameter probe that makes joint measurements of hydrophysical and bio-optical parameters.

Keywords: polygon, multimodem station, underwater bottom winch

УДК 504.064.3

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ И ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА УСТЬЕВ МАЛЫХ РЕК

© 2024 г. Д. А. Антоненков*

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

**e-mail: dmitry_science@mail.ru*

Поступила в редакцию 22.03.2022 г.

После доработки 19.04.2023 г.

Принята в печать 16.08.2023 г.

В настоящее время устья рек интенсивно осваиваются, в связи с чем требуется получение актуальной информации об их современном экологическом состоянии, гидрологическом режиме и географических особенностях. В соответствии с этим важным является разработка и усовершенствование методов и технических средств экологического мониторинга устьев рек. В статье приведена разработанная методика комплексных исследований устьев малых рек, основанная на применении новых технических средств и методов. Показан опыт применения современных приборов отечественной разработки для решения практических задач комплексного водно-экологического мониторинга на примере выполнения экспедиционных работ в устье р. Черная, Севастопольской бухте (п-ов Крым, г. Севастополь). Описаны возможности используемых технических средств: STD-зонда ГАП-АК-12Р (МГИ РАН), биофизического комплекса «Кондор» (НПП «Аквастандарт»), эхолота Garmin, позволяющих получать натурные данные о мутности, концентрации взвеси, скорости и направлении течения, среднем размере взвешенных частиц, солености и температуре водной среды. Представлены результаты применения нового метода определения скорости течения и расхода воды, основанного на обработке видеоизображений. Применение разработанной методики дает возможность получить информацию, необходимую для анализа гидрологического режима и экологического состояния устьев малых рек.

Ключевые слова: методы, приборы, устья рек, экологический мониторинг

DOI: 10.31857/S0030157424010116, **EDN:** SNLPJC

ВВЕДЕНИЕ

Задачам исследования гидрологических процессов в устьях рек посвящено достаточно много работ как зарубежных, так и отечественных авторов. В настоящее время исследования устьев рек включают в себя постоянный экологический мониторинг с использованием стационарных постов (устьевых станций) [12, 11, 8], а также математическое моделирование [1, 5]. При этом использование моделей позволяет получить достаточно широкий набор характеристик водного объекта в различных пространственно-временных масштабах. В то же время основной проблемой в данной области является верификация модельных расчетов, а именно сопоставление полученных результатов с натурными данными, что выполняется редко. В соответствии с этим наиболее эффективным методом изучения устьевых процессов является сочетание моделирования, методов дистанционного зондирования и верификации результатов путем сопоставления с натурными

данными, полученными на стационарных постах и в экспедиционных исследованиях.

В настоящее время сеть устьевых станций ограничена, а на малых реках они в основном отсутствуют. При этом малые реки, в частности в Крыму, имеют важное значение как в экологическом, так и в инфраструктурном плане, и их изучение является актуальной и востребованной задачей. Наиболее эффективным способом экологического мониторинга данных географических объектов является организация комплексных экспедиционных исследований, цель которых заключается в получении натурных данных для оценки современного экологического состояния водного объекта, баланса вещества и энергии, процессов смешения речной и морской воды, транспорта наносов и дальности проникновения соленой воды на устьевой участок реки. В свою очередь эта информация позволит дать физико-географическую характеристику, выполнить анализ изменчивости гидрологических параметров под влиянием природных и антропогенных факторов,

спрогнозировать возможные изменения в процессах распределения соленой и пресной воды, осадконакопления в устьевой области, а также сформулировать рекомендации по предотвращению возможных негативных последствий хозяйственной деятельности в прилегающих к устью реки районах.

Основная цель работы состоит в том, чтобы разработать методику комплексных экспедиционных исследований процессов и явлений в устьях малых рек и продемонстрировать результаты, полученные с использованием современных приборов отечественной разработки для решения практических задач экологического мониторинга в устье р. Черной (г. Севастополь).

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ

В 2017–2022 гг. в МГИ РАН проводились экспедиционные исследования в устьевой области р. Черной (г. Севастополь). Морское устье р. Черной включает устьевой участок реки и сложное устьевое взморье — Инкерманский лиман, Севастопольскую бухту и прилегающую часть Черного моря (рис. 1) [9].

Устьевой участок р. Черной и прилегающее взморье активно используются в практических целях. Здесь осуществляется судоходство, имеются стоянки судов, производится сброс сточных вод, планируется и осуществляется реконструкция и строительство причальных сооружений и объектов портовой инфраструктуры. На р. Черной расположено Чернореченское водохранилище, являющееся основным источником пресной воды г. Севастополя.

В то же время, несмотря на хозяйственную деятельность, процессы, протекающие в устье, остаются малоизученными. Основной задачей натурных исследований являлось получение натуральных данных о солености, температуре и мутности воды, концентрации взвешенных наносов, а также составляющих баланса воды, тепла и веществ (скорость и направление течений, расход воды). Их определение дает возможность проанализировать особенности проникновения соленой воды в Инкерманский лиман и на устьевой участок реки, изучить процессы смешения в устье реки, поступление наносов с речным стоком, а также осадконакопление в рассматриваемой акватории.

На основании полученного в ходе выполнения работ опыта была разработана методика проведения экспедиционных работ в устьях малых рек с использованием современных методов и средств измерений.

По результатам рекогносцировочной экспедиции были получены предварительные данные об объекте исследования. В ходе анализа географических особенностей местности определены гидрометрические створы и необходимое количество станций. На рисунке 2 показана схема расположения створов в устье р. Черной.

При выборе створов учитывались особенности местности, наличие гидротехнических сооружений (мостов, плотин, переходов), подъездные пути. Для определения профиля дна в створах выполнялись батиметрические съемки с использованием лотлиния и эхолота Garmin Echomap 42dv. Выполненные промерные работы позволили получить представление о рельефе дна устья. Для примера на рисунке 3 представлен продольный профиль участка устья реки от створа 4 до створа 2.

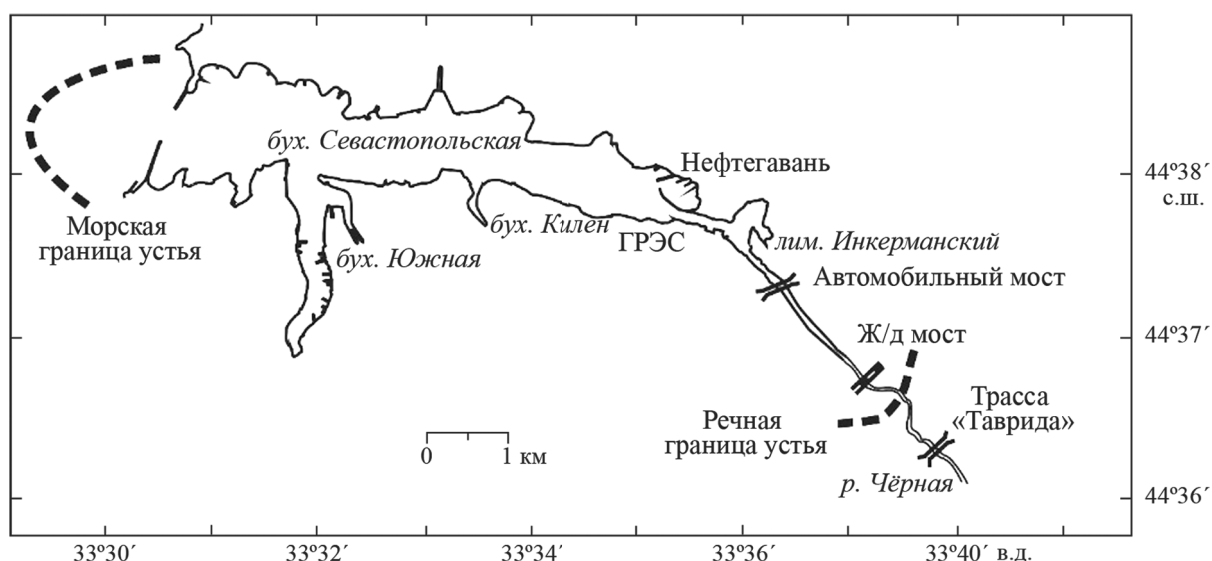


Рис. 1. Морское устье р. Черной.

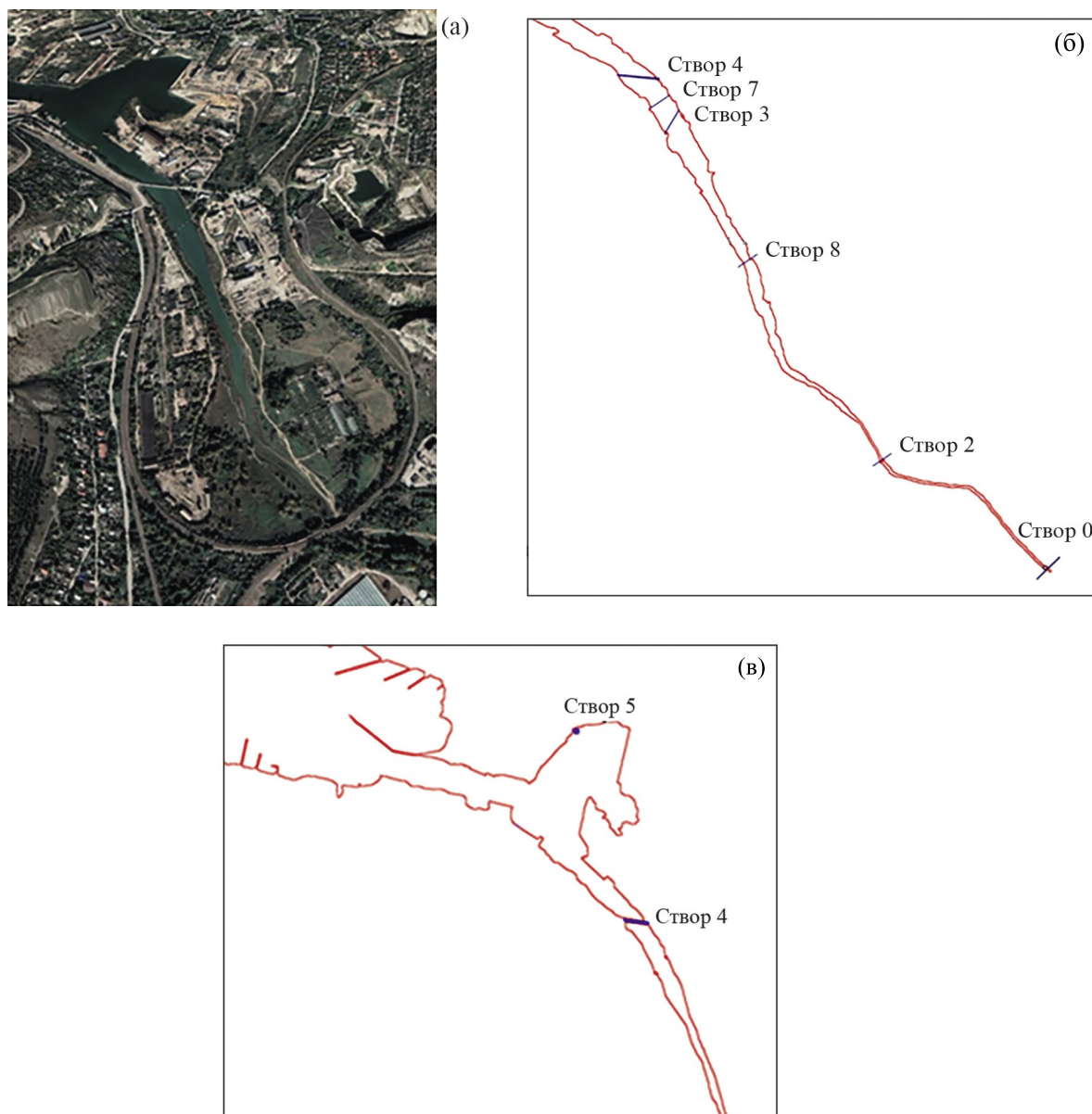


Рис. 2. Спутниковый снимок устья р. Черной (а), схемы створов в устье (б) и в Инкерманском лимане (в).

Благодаря данным работам была выявлена локальная область аккумуляции наносов в районе 3 створа (рис. 4). Образование данной области предположительно связано с располагавшимся там ранее железнодорожным мостом, а также приливными и сгонно-нагонными явлениями.

Сезонные экспедиции выполнялись ежеквартально, их целью являлось выявить сезонные особенности процессов и явлений в устьевой области. В ходе таких экспедиций проводились метеорологические наблюдения с использованием мобильной метеостанции и уровнемера для фиксации изменений уровня воды в реке, а так-

же получения информации о погодных условиях: температуре и влажности воздуха, атмосферном давлении, скорости и направлении ветра. С помощью современных технических средств определялись характеристики водной среды по каждому створу: концентрация общей взвеси (мутность), соленость и температура воды, скорость течения, наличие турбулентных и застойных зон.

Так, для получения данных о солености и температуре применялись современные STD-зонды [3]. В частности, использовался разработанный в МГИ РАН гидрозонд «ГАП-АК-12Р» [4, 16], основные характеристики и фотоизображение которого представлены на рис. 5.

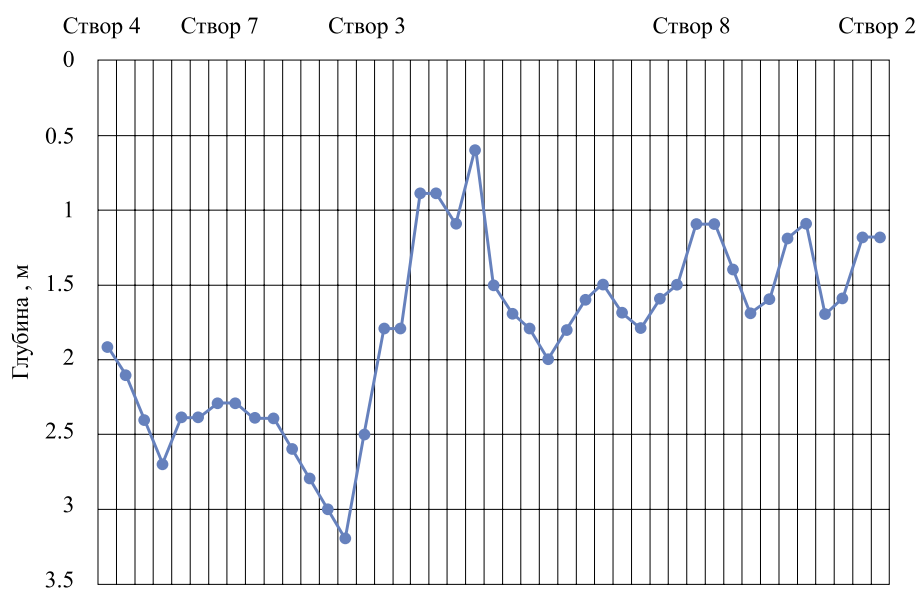


Рис. 3. Продольный профиль отдельного участка устья р. Черной.

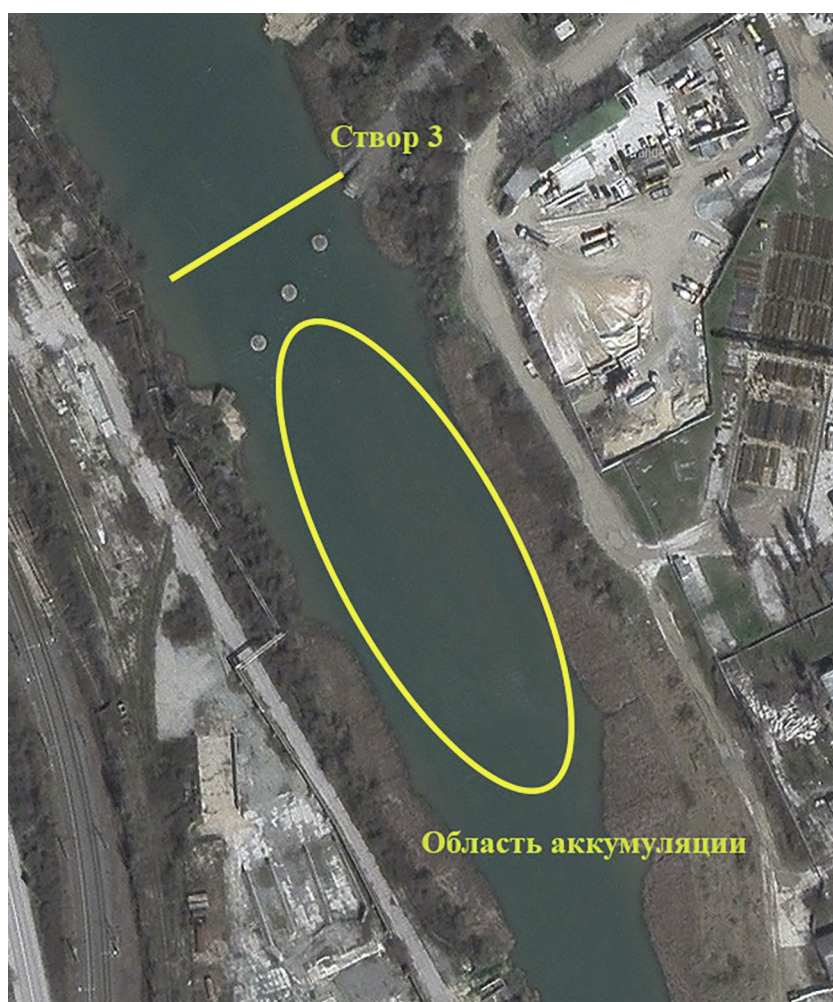


Рис. 4. Спутниковый снимок участка устья р. Черной с отмеченной областью аккумуляции наносов.



Параметр	Допустимое значение
Диапазон измерений температуры, °С;	от –2 до + 38
Пределы погрешности канал температуры, °С	±0.03
Диапазон измерений электрической проводимости, отн. ед;	1-й д-н от 0 до 0.9; 2-й д-н от 0.6 до 1.5.
Пределы погрешности электрической проводимости, отн. ед	± 7.5×10-4
Диапазон измерений гидростатического давления, МПа;	от 0 до 2.5
Пределы погрешности гидростатического давления, МПа	± 6.25×10-3

Рис. 5. Фотоизображение и характеристики гидрозонда «ГАП-АК-12Р».

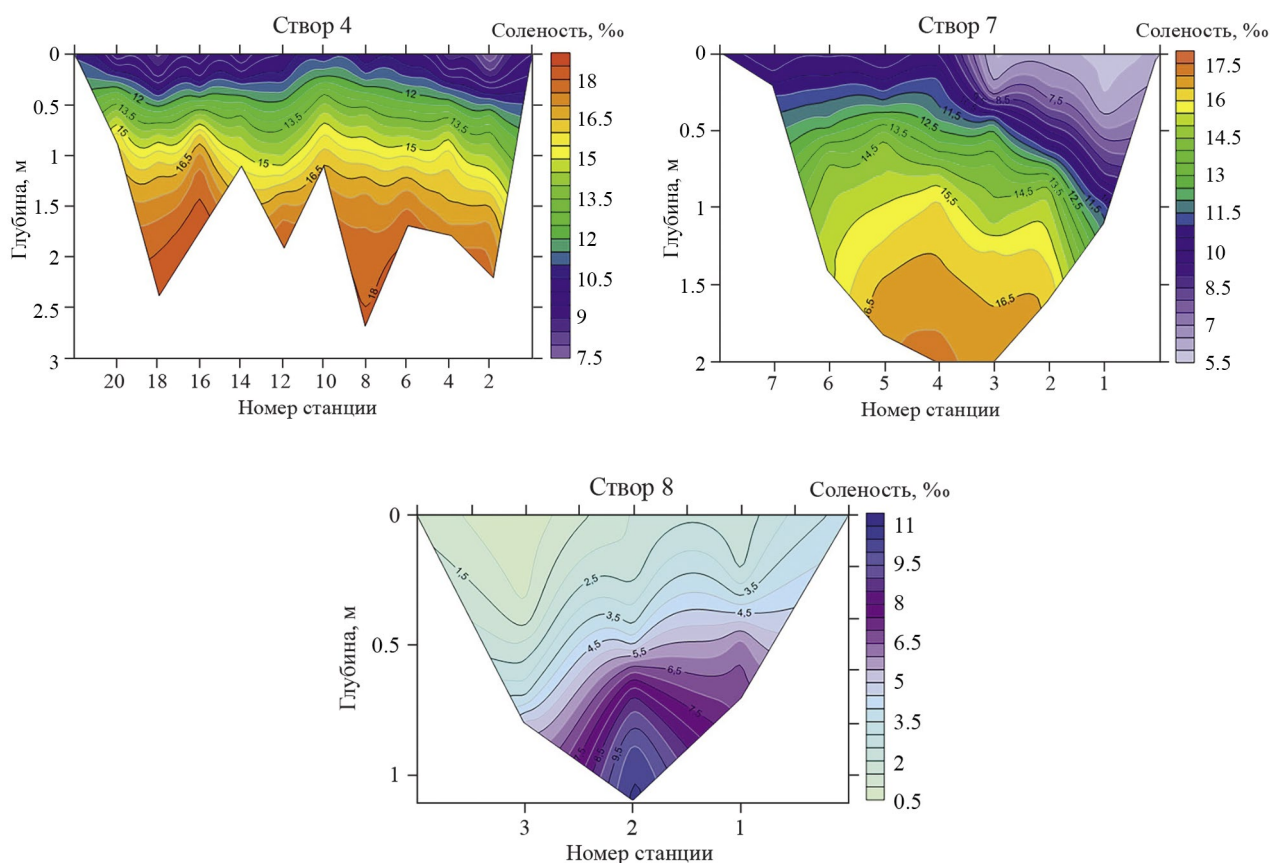


Рис. 6. Пространственная изменчивость солености в устье р. Черной, 2022 г.

Прибор использовался в автономном режиме. Работы выполняли методом зондирования. Для каждой станции были определены измерительные горизонты с шагом 0.25 м, но не менее трех (придонный слой, середина глубины станции, поверхностный слой). Прибор полностью по-

гружали в воду в поверхностном слое и далее постепенно опускали до соприкосновения со дном с выдержкой прибора на каждом измерительном горизонте в течение 30–60 с. Применение такой методики измерений позволило получить репрезентативные данные с учетом особенностей обла-

сти выполнения измерений, характеризующейся высокой динамической активностью водных масс.

По результатам обработки полученных с STD-зонда данных сделаны оценки распределения солёности в створах по направлению к вершине устья р. Черной (рис. 6). На профилях хорошо визуализируется расслоение водного потока. Наибольший вертикальный градиент солёности, рассчитанный между поверхностью и дном, в нижней части участка работ наблюдался на ст. 8 створа 4 и составлял 3.14 ‰/м. По данным измерений в створах 7, 8 видно, что характер расположения потоков солёной и пресной воды в целом не изменялся, в то время как солёность воды по направлению к реке закономерно уменьшалась, а расслоение возрастало. Так, максимальный вертикальный градиент на ст. 2 створа 8 достигал 7.72 ‰/м.

Применение STD-зондов в области смешения морских и речных вод в устьях рек позволяет исследовать структуру разнородных потоков, определять границы области смешения морских и речных вод и дальность проникновения морской воды в устье.

Для исследования процессов седиментации и транспорта наносов проводились измерения концентрации взвеси, мутности, скорости и направления течения. Для этих целей применялся зондирующий биофизический комплекс «Кондор» (НПП «Аквастандарт») [6]. Его изображение и технические характеристики показаны на рис. 7.

Данный комплекс предназначен для оперативного проведения исследований пространственного распределения и вертикальной стратификации основных параметров, характеризующих биофизические свойства водной экосистемы. В его составе использовались следующие модули: турбидиметр-мутномер с каналом гидростатического давления, измеритель скорости течения, измеритель солёности (электропроводности), измеритель температуры [6].

Измерения выполняли на каждой станции методом зондирования до дна со скоростью порядка 0.2 м/с. Для измерения скорости и направления течения при достижении дна комплекс приподнимался на 0.1–0.2 м и выполнялась его выдержка на горизонте в течение 30–60 с для получения осреднённых данных. Затем комплекс припод-



Параметр	Значение	Погрешность
Гидростатическое давление, Мпа	0–10	±0.01
Температура, °С	-2–35	±0.05
Мутность, ЕМФ	0.2–10	±0.1
Концентрация общего взвешенного вещества (расчетная – [1]), мг/л	0.12–8	±0.2
Электропроводность, 1-й диапазон, отн. ед. (мСм/см)	0–0.9(42)	±0.001
2-й диапазон, отн. ед. (мСм/см)	0.62(26.6)–1.6(69)	±0.0015
Солёность (расчетная), ЕПС	0.1–25	±0.01
Скорость течения, м/с	0.02–3.00	±0.05
Направления течения, град	0–360	±3
Вес (на воздухе), кг	<3.5	-
Габариты, см:	12×12×350	-
Глубина погружения, м	100	-
Частота измерений, Гц	4	-

Рис. 7. Изображение биофизического комплекса «Кондор» и его технические характеристики.

нимался на 0.5 м и вновь проводилось измерение скорости и направления течения — и так до поверхностного 0.5-метрового слоя воды. Пересчет измеряемых единиц мутности (ЕМФ) в весовые единицы (мг/л) для расчета концентрации общей взвеси проводился в соответствии с методикой, описанной в работе [15]. Пример построенных распределений мутности и скорости течения представлен на рис. 8.

В ходе работ с помощью комплекса были получены данные о мутности, концентрации взвеси, скорости и направлении течения, данные о среднем размере взвешенных частиц. Определены зоны седиментации в устье реки, а также объем поступления взвешенных наносов в приемный водоем.

Благодаря применению новых методов мониторинга гидрологических параметров, основанных на использовании фото- и видео-регистрации, выполнен анализ динамических характеристик и структуры течения водного потока. Для этих целей использовался разработанный экспериментальный образец прибора «Визуализатор потока», позволяющий получать мгновенные и осредненные поля распределения скорости течения в широких пространственном и временном диапазонах.

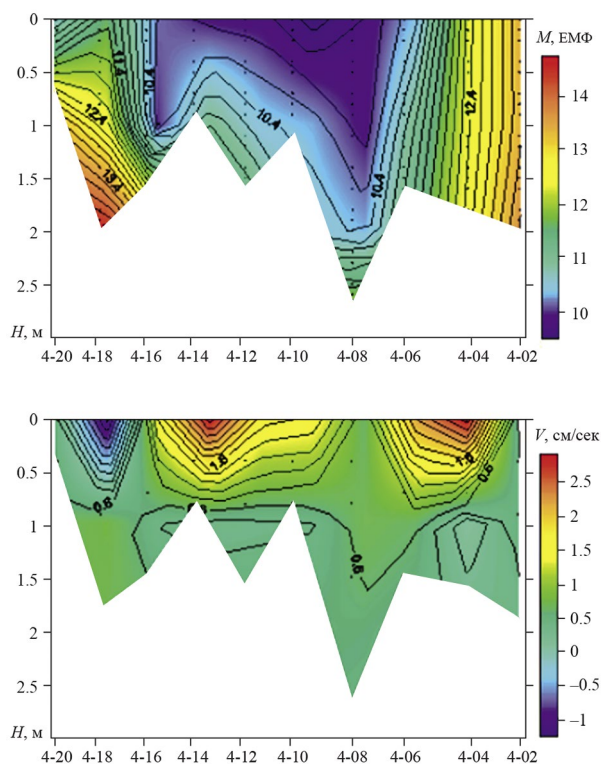


Рис. 8. Пространственная изменчивость мутности и скорости течения в створе 4 в устье р. Черной, 2020 г.

Работа прибора основана на использовании метода анемометрии по изображениям частиц (PIV-метод) [17]. Суть метода заключается в следующем: в поток вносятся специальные частицы-трассеры, которые освещаются в течение определенного промежутка времени системой подсветки. Одновременно с этим происходит регистрация видеоизображения на цифровую камеру. Последующая обработка изображений позволяет рассчитать смещения частиц и построить двумерное векторное поле скорости. Для определения скорости частиц используется кросс-корреляция двух последовательных изображений.

Разработанный экспериментальный образец прибора состоит из устройства подсветки, цифровой видеокамеры, элементов крепления/позиционирования и программного обеспечения для обработки данных. Его изображение представлено на рис. 9.

Методика выполнения натурных экспериментов заключалась в следующем: после предварительной настройки системы и выполнения калибровки измеритель опускался в воду на заданный горизонт с использованием телескопической штанги, далее с помощью специальной пластины, выполняющей роль флюгера, установка разворачивалась по направлению течения потока



Рис. 9. Изображение экспериментального прибора «Визуализатор потока».

и производилась видеосъемка в его продольном сечении. В качестве трассеров использовались уже имеющиеся в толще воды природные частицы взвеси [2]. На рис. 10 показан пример обработки полученных видеоданных с построенным полем скорости течения для поверхностного слоя воды [14].

Применение данного прибора в экспедиционных исследованиях позволило получить более детальное представление о тонкой структуре течения, выявить турбулентные и застойные зоны. На рис. 11 показано распределение средней скорости водного потока в створе 4 в устье р. Черной, построенное с использованием полученных прибором данных.

Для верификации полученных данных параллельно выполнялись аналогичные эксперименты по определению скорости течения с использованием биофизического комплекса «Кондор» [6]. Результаты исследований обоими методами хорошо совпадают, расхождения не превышают 9%. Это подтверждает достоверность и достаточно высокую точность получаемых данных с использованием методов видеорегистрации.

Применение данного прибора позволяет определять скорость течения и получать данные о динамике водного потока в диапазоне скоростей до 2 м/с. Кроме того, данный измеритель можно использовать при исследовании сложных турбулентных течений, процессов переноса донных на-

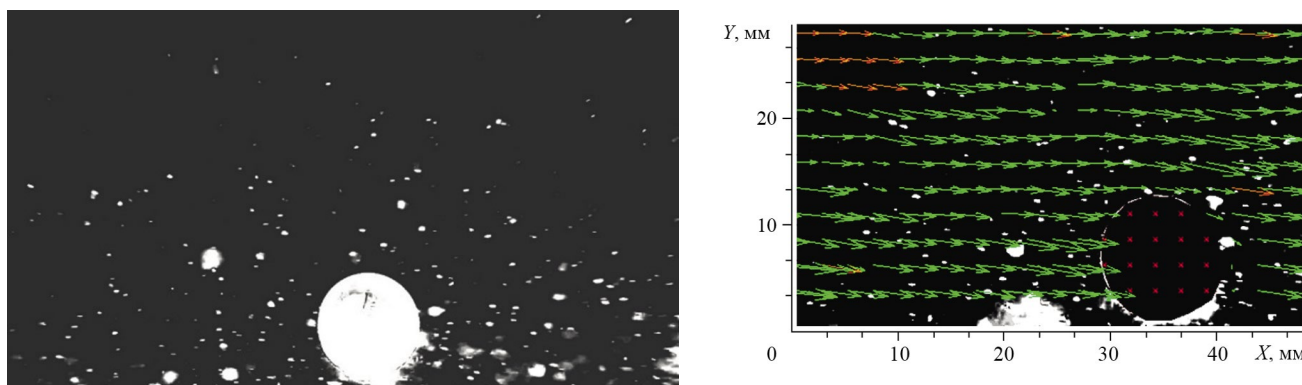


Рис. 10. Пример полученного изображения (слева) и построенное мгновенное поле скорости течения в поверхностном слое воды (справа).

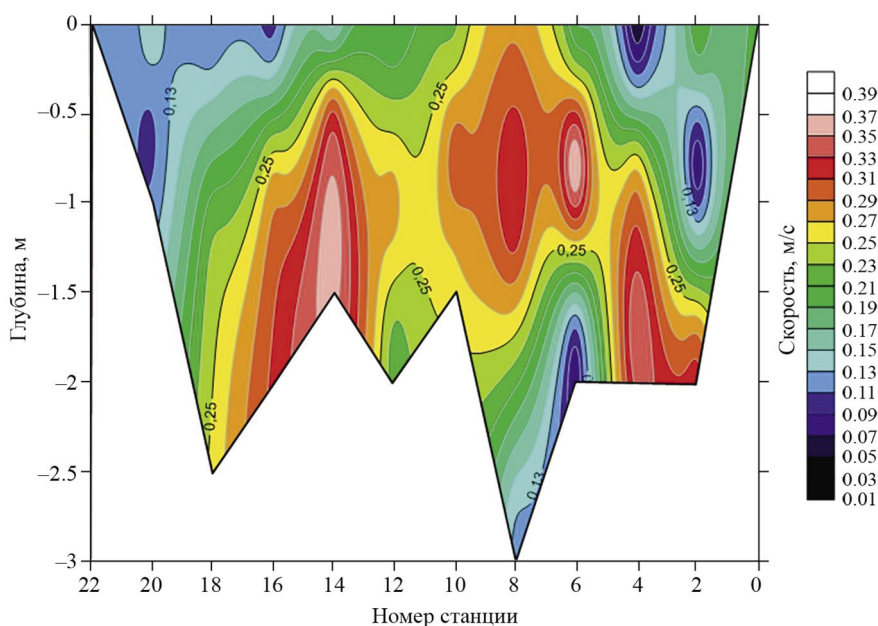


Рис. 11. Распределение средней скорости течения водного потока в створе 4 в устье р. Черной.

носов, что в свою очередь дает возможность получить более детальное представление о характере природных процессов и их особенностях.

Для определения стока воды в устьевой области применялся новый разработанный метод, основанный на обработке полученных видеоизображений водного потока реки и данных батиметрических измерений в створе. Данный метод основан на определении поверхностной скорости течения и может использоваться для оценки расхода воды в устьях малых рек на мелководных и нестратифицированных участках. Промерные работы выполнялись с помощью лотлиня, а для малых глубин — гидрометрической штангой.

Методика определения расхода воды с помощью нового метода заключается в последовательном выполнении ряда этапов:

Определение реперных расстояний на местности, вычисление коэффициентов для пересчета расстояний и размеров на полученных изображениях в реальные единицы измерения.

Регистрация видеоизображений, на которых должны быть видны оба берега с реперными отметками и створ, в котором выполнены батиметрические измерения. Для точного определения скорости течения на поверхности воды должна присутствовать рябь, волнение (поверхность визуально не должна быть гладкой). При ее отсутствии рекомендуется использовать трассеры. В проводимых экспериментах в качестве трассеров применялся природный материал (листья, трава, части веток и др.), который равномерно распределялся по всей ширине реки перед обла-

стью регистрируемого участка (ширина створов для определения расхода не превышала 12 м).

Построение поля поверхностной скорости потока с использованием PIV метода [13] и программного обеспечения Matlab, определение створа на изображении и расчет средних значений поверхностной скорости течения для каждого участка.

Расчет расхода воды по методу «площадь-скорость», используя следующие соотношения [7]:

$$Q = \sum q_i$$

$$q_i = k * s_i * v_i$$

где Q — общий расход воды, м³/с; q_i — расход воды i -го участка, м³/с; v_i — средняя поверхностная скорость течения для i -го участка, м/с; s_i — площадь i -го участка, м², k — переходный коэффициент, учитывающий изменение скорости течения по глубине потока.

Значения переходного коэффициента k было выбрано равным 0.8 в соответствии с методикой [7] для глубин водного потока до 1 м песчано-галечного русла с ровными берегами без растительности. Для верификации нового метода применялся стандартный метод с использованием поплавков нейтральной плавучести [10]. Расхождения в результатах определения расхода воды с помощью обоих методов не превышали 10%.

На рис. 12 и 13 показаны примеры программной обработки видеоизображений участка устьевой области с помощью PIV метода и полученные данные о расходе воды в одном из створов реки.

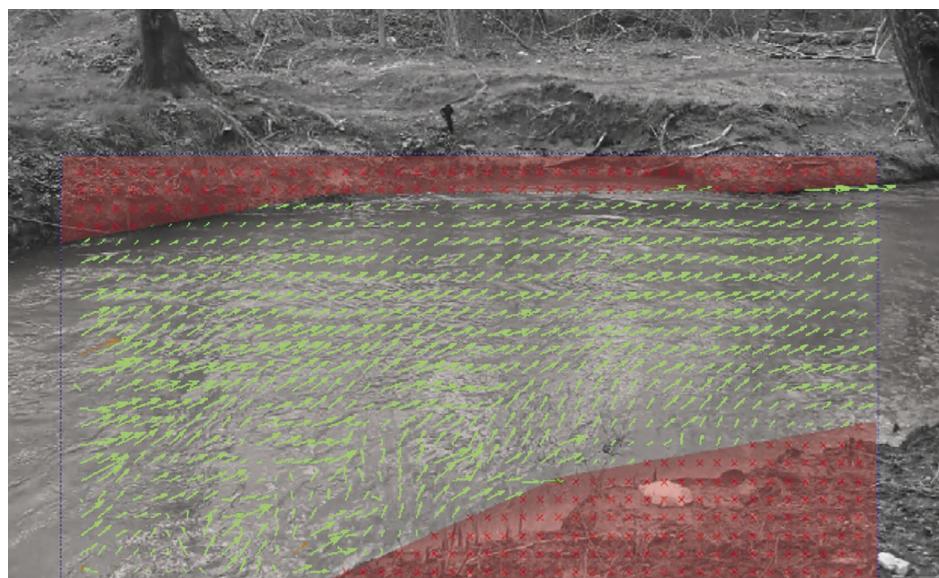


Рис. 12. Пример обработки видеоизображений водного потока реки для определения поверхностной скорости водного потока.

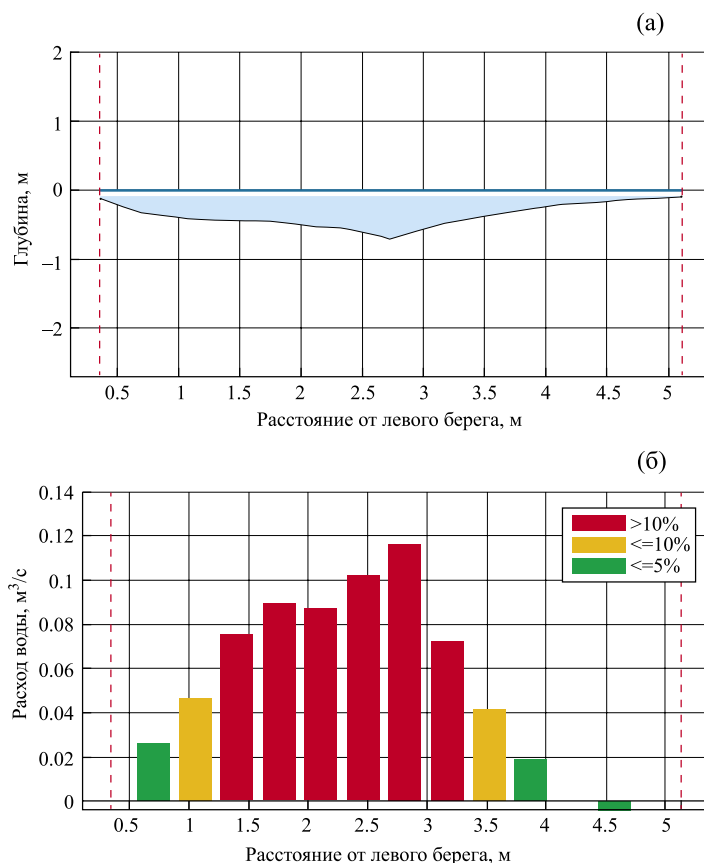


Рис. 13. Результаты батиметрических измерений и диаграмма расхода воды в створе 1 р. Черной.

Основным преимуществом использования методов, основанных на видеорегистрации, является возможность получения оперативных данных об исследуемых гидрологических характеристиках без наличия дорогостоящего оборудования и необходимости организации комплексных экспедиций. Так, можно получить данные о стоке воды в исследуемом устье реки в любое время, прибыв на заранее размеченный створ и используя только камеру, позволяющую снимать видеозапись изображения необходимого качества.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Применение новых методов и средств измерения отечественной разработки позволяет оперативно получить натурные данные, необходимые для изучения процессов динамического взаимодействия речных и морских вод в устьях малых рек. Используемые при проведении измерений приборы обладают многими достоинствами, позволяющими проводить совместные измерения вертикальных распределений скорости течения и концентрации взвешенного вещества, а также параметров стратификации — температуры и солености воды.

Результаты экспедиционных работ, описанные в работе, демонстрируют потенциальные возможности используемого оборудования, что в дальнейшем позволит применить описанные приборы, методы, организационно-технические приемы для решения практических задач комплексного водно-экологического мониторинга различных водных объектов.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания по теме №FNNN-2021-0005 «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем прибрежных зон Черного и Азовского морей» (шифр «Прибрежные исследования»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабян А.М., Беликов В.В., Крышенко И.Н., Лебедева С.В. Применение двумерных гидродинамических моделей для решения проблем регулирования русла Нижней Волги в условиях дефицита данных гидрологических изысканий // Инженерные изыскания. 2014. № 2. С. 18–28.

2. Антоненков Д.А. Измерительный комплекс для исследования динамических характеристик и структуры течения водного потока в прибрежной морской зоне // Изв. вузов. Приборостроение. 2020. Т. 63. № 12. С. 1112–1118. <https://doi.org/10.17586/0021-3454-2020-63-12-1112-1118>
3. Архипкин В.С., Лазарюк А.Ю., Левашов Д.Е., Рамзин А.Н. Океанология // Инструментальные методы измерения основных параметров морской воды: Учебное пособие. М.: Изд-во МАКС Пресс, 2009. 335 с.
4. Гидрозонд автономный портативный «ГАП-АК-12Р». URL: http://mhi-ras.ru/sensors/gidrozon_d_avtonomnyj_portativnyj_GAP-AK-12R.html. (дата обращения 28.09.2022).
5. Клавен А.Б., Копалиани З.Д. Экспериментальные исследования и гидравлическое моделирование речных потоков и русловые процессы. СПб: Нестор—История, 2011. 504 с.
6. Комплекс гидробиофизический мультипараметрический погружной автономный «КОНДОР». URL: <http://ecodevice.com.ru/ecodevice-catalogue/multiturbidimeter-kondor> (дата обращения: 30.04.2023г.).
7. Лучшева А.А. Практическая гидрометрия. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 424 с.
8. Методические указания. Гидрологические наблюдения и работы на гидрометеорологической сети в устьевых областях рек: Руководящий документ РД 52.10.324-92. Введ. с 01.01.1993 г. по 2002 год. М., 1993. 188 с.
9. Миньковская Р.Я. Комплексные исследования разнотипных морских устьев рек (на примере морских устьев рек северо-западной части Черного моря): электронный ресурс / Р.Я. Миньковская; ФГБУН ФИЦ «Морской гидрофизический институт РАН». Севастополь, 2020. 364 с. ISBN 978-5-6043409-2-9. <https://doi.org/10.22449/978-5-6043409-2-9>
10. Михалев В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А. Гидрология: учебник для вузов. Изд. 3-е, стер. М.: Высш. шк., 2008. 463 с.
11. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 9. Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях и постах. Часть 1. Гидрологические наблюдения на береговых станциях и постах: Руководящий документ РД 52.10.842-2017. Введ. с 27.11.2017 г. № 595 по 2022 год. М., 2017. 375 с.
12. Руководство по гидрометеорологическому исследованию устьевых областей рек, впадающих в море: Руководящий документ РД 52.10.879-2019 утвержден 23.07.2019 / ФГБУ «Государственный океанографический институт имени Н. Н. Зубова»; Введ. с 08.11.2019 г. № 579 по 2025 год. М., 2020. 86 с.
13. Хмелевой С.В. Использование GPU для расчетов скоростей газо-жидкостных сред с помощью метода PIV // Радиоэлектронные и компьютерные системы. 2012. № 6 (58). С. 124–129.
14. Antonenkov D.A. Water flow speed determining using visualization methods // Scientific Visualization. 2020. V. 12. № 5. P. 102–111. <https://doi.org/10.26583/sv.12.5.09>
15. Chepyzhenko A.A., Chepyzhenko A.I. Methods and device for in situ total suspended matter (TSM) monitoring in natural waters' environment // Proc. SPIE 10466, 23rd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 104663G (30 November 2017). <https://doi.org/10.1117/12.2287127>
16. Dykman V.Z. Technical tools for studying structure and dynamics of water masses // Physical Oceanography. 2016. № 6 (192). P. 43–55.
17. Jahanmiri M. Particle Image Velocimetry: Fundamentals and Its Applications. Research report 2011:03. Department of applied mechanics, Chalmers University of technology, Göteborg, Sweden. 2011. 58 p.

MODERN METHODS AND TECHNICAL INSTRUMENTS OF ECOLOGICAL MONITORING OF THE ESTUARIES OF SMALL RIVERS

D. A. Antonenkov*

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

**e-mail: dmitry_science@mail.ru*

At present, river estuaries are constantly being explored; therefore, it is necessary to receive up-to-date information on their actual environmental condition, hydrological regime, and geographical features. Therefore, it is important to develop and improve the methods and technical instruments for monitoring river estuaries. The article presents a developed methodology for integrated research of small-river estuaries using new methods and techniques. The article discusses the experience in using modern domestic devices for solving practical problems of integrated water-environmental monitoring with a case study of expeditionary work in estuaries of the Chernaya River (Crimean Peninsula, Sevastopol). The possibilities of the following technical instruments used are described: The GАП-АК-12R CTD (MHI RAS), the Condor biophysical complex (Aquastandard), and the Garmin echo sounder, which make it possible to obtain field data on

turbidity, the concentration of suspended particulate matter, speed and direction of currents, the average size of suspended particles, and salinity and temperature of the aquatic environment. The results of applying a new method for determining the flow velocity and water consumption based on video image processing are presented. Application of the developed methodology makes it possible to obtain the information necessary to analyze the hydrological regime and ecological state of small-river estuaries

Keywords: methods, devices, river estuaries, environmental monitoring

УДК 550.34

ОЦЕНКИ ИСХОДНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ДЛЯ ШЕЛЬФОВЫХ СООРУЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ

© 2024 г. С. А. Ковачев*, Н. В. Либина

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

**e-mail: kovachev@ocean.ru*

Поступила в редакцию 16.05.2023 г.

После доработки 20.05.2023 г.

Принято к публикации 06.06.2023 г.

Сейсмотектонические и сейсмоакустические исследования, выполненные в экспедиции на НИС «Академик Борис Петров» в Печорском море, обнаружили палеосейсмодислокацию, приуроченную к разломной зоне, трассирующей Североуральский сейсмический линеамент. Амплитуда этой дислокации (относительное смещение ее бортов) позволяет оценить магнитуду древнего землетрясения, которое произошло в пределах Североуральского линеамента. Используя значение этой магнитуды, были сделаны оценки максимальных сейсмических воздействий на морские нефтегазовые сооружения, которые уже эксплуатируются и проектируются для строительства в северо-восточной части Печорского моря. Эти оценки существенным образом отличаются в большую сторону от подобных оценок, сделанных ранее. Методика поиска палеосейсмодислокаций сейсмоакустическими методами, а также линеаментный анализ могут использоваться для оценки исходных сейсмических воздействий в акваториях, включая море Лаптевых, как наиболее сейсмоактивный район Арктики.

Ключевые слова: Печорское море, разломы, линеаментный анализ, сейсмоакустические методы, палеосейсмодислокация, сейсмическая опасность

DOI: 10.31857/S0030157424010123, **EDN:** SNHUTL

ВВЕДЕНИЕ

Оценка сейсмической опасности на шельфах внутренних и окраинных морей России и разработка карт сейсмического районирования, включая общие и детальные карты сейсмического районирования, а также карты сейсмического микрорайонирования, становится актуальной научно-практической задачей. Это происходит в связи с активным освоением арктического бассейна России, развитием здесь морской нефтегазодобычи и освоением Северного морского пути.

В настоящее время отсутствует единый нормативный документ, определяющий порядок выполнения работ по обеспечению сейсмостойкости морских сооружений. Это обусловлено весьма короткой историей производства строительных работ на шельфах, с одной стороны, а также спецификой условий и более высокой сложностью решения научно-технических проблем в этой области, с другой. Принимая во внимание широкое развитие строительства сооружений на морском дне в настоящее время, возникает настоятельная необходимость в регламентации и упорядочении работ по обоснованию их сейсмостойкости.

Существенным недостатком действующих нормативных карт общего сейсмического районирования ОСР-2015 является полное отсутствие данных об интенсивности сейсмических сотрясений в акваториях внутренних и окраинных морей России в отличие от карт общего сейсмического районирования ОСР-97. Отсутствие карт общего сейсмического районирования для акваторий морей России значительно затрудняет разработку карт детального сейсмического районирования и тем более сейсмического микрорайонирования отдельных участков шельфовых областей.

Что касается морских нефтегазовых сооружений, то современная нормативная база, регламентирующая проектирование объектов нефтегазового комплекса содержит целый ряд противоречий [24], которые не позволяют однозначно определить критерии проектирования.

Для акваторий Печорского и Карского морей, их берегов и островов фрагменты карт ОСР приведены на рис. 1.

Сейсмическая опасность существенным образом увеличивает экологическую опасность.

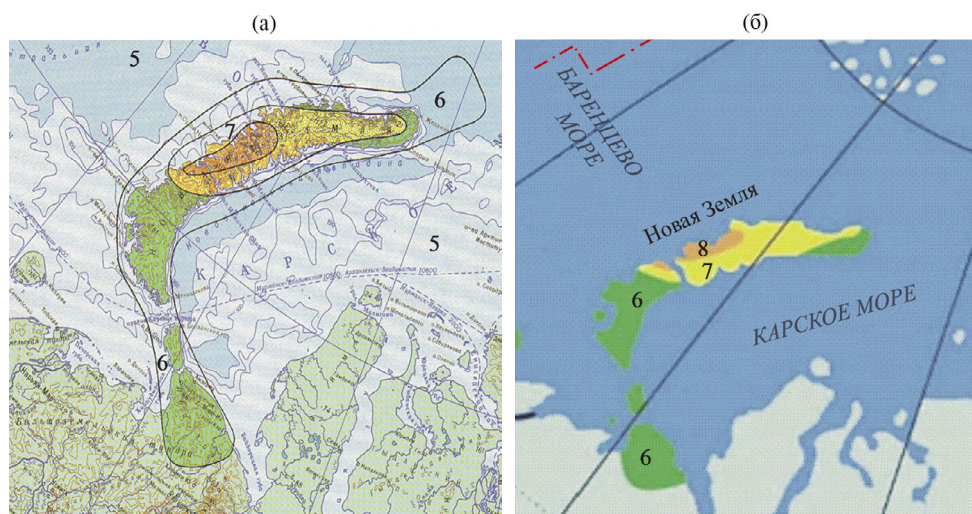


Рис. 1. Фрагменты карт общего сейсмического районирования ОСР-97С (а) и ОСР-2015С (б) для акваторий Печорского и Карского морей для вероятности превышения интенсивности сейсмических сотрясений 1% за 50 лет эксплуатации сооружения (период повторяемости сотрясений 5000 лет). Черными цифрами указана интенсивность сотрясений в баллах шкалы MSK-64, черные контуры — изолинии бальности.

Особенно это касается морских нефтегазодобывающих (платформы и манифольды) и транспортирующих (подводные трубопроводы и терминалы) сооружений. Аварии на этих объектах могут вызвать утечки нефти и причинить природе непоправимый ущерб. Достаточно вспомнить аварию на платформе ВР в Мексиканском заливе.

В Печорском море производится добыча нефти на Приразломном месторождении и идет подготовка к установке платформ на лицензионных участках: Северо-Западном, Южно-Приновоземельском, Долгинском, Западно-Матвеевском, Медынско-Варандейском и др.

В настоящей работе изложены методы и результаты уточнения исходной сейсмичности (УИС) для части акватории Печорского моря. При этом были использованы отдельные результаты геолого-геофизических исследований, проводившихся в вышеуказанных районах в экспедициях Института океанологии РАН на НИС «Академик Николай Страхов» и НИС «Академик Борис Петров».

Если в исследуемой акватории не проводились донные сейсмологические наблюдения, детальное сейсмическое районирование по методике, описанной, например, в работе [4], выполнить невозможно. Использование донных сейсмографов позволяет находить ранее неизвестные особенности сейсмического процесса и региональной тектоники в исследуемой акватории, которые существенным образом влияют на оценку сейсмической опасности [5, 6, 21, 31, 33]. Необходимо также учитывать цунамиопасность акватории, которая напрямую связана с сейсмической опасностью [8].

В настоящем исследовании результаты донных сейсмологических исследований не использовались.

В соответствии с ранее выполнявшимися работами по оценке сейсмической опасности (разработка карт ОСР-97) акватории Печорского и Карского морей с береговыми и островными примыканиями считаются практически асейсмичными [26]. Интенсивность сейсмических сотрясений здесь не превышает 5 баллов за исключением островов архипелага Новая Земля (6–8 баллов), пролива Карские ворота, о. Вайгач и п-ова Югорский (езде по 6 баллов) (см. рис. 1а).

Эти исследования выполнялись вероятностным методом оценки сейсмической опасности (ВАСО) с использованием модели зон возможных очагов землетрясений (зон ВОЗ) в виде рассеянной сейсмичности (доменная модель) [26].

В предыдущих исследованиях [2] было определено, что в шельфовой зоне Печорского моря, примыкающей к о. Южному архипелага Новая Земля, возможны сейсмические сотрясения величиной 4.5 балла.

В работе [12] южный шельф Печорского моря (северо-западная оконечность Североуральского линеамента), примыкающий к югу архипелага Новая Земля, отнесен к 5-ти балльной зоне интенсивности сейсмических сотрясений для периода повторяемости 5000 лет.

В другой работе [13] при оценке исходной сейсмичности Приразломного месторождения к максимальному расчетному землетрясению (МРЗ) были отнесены землетрясения с $T = 10000$ лет.

Для такого землетрясения максимальная амплитуда ускорений сейсмического воздействия $A_{\max} = 1.00 \text{ м/с}^2$ ($I = 7$ баллов). Для проектного землетрясения (ПЗ) было принято: $A_{\max} = 0.44 \text{ м/с}^2$ ($I = 6$ баллов) [13]. Эта оценка на 2 балла превышает исходную сейсмичность, полученную при составлении карты ОСР-97С, хотя возможная причина этого расхождения может объясняться тем, что последняя выполнена для периода повторяемости сотрясений $T = 5000$ лет.

Расчеты по оценке сейсмической опасности, выполненные авторами [13] с учетом Североуральской зоны ВОЗ, которая представлена сейсмоактивным линеamentом с $M_{\max} = 5.0$ и глубиной очага $h = 10$ км (рис. 2), показывают, что зону 6-балльных сотрясений, указанную на карте ОСР-97С и просматриваемую на карте ОСР-2015С

(см. рис. 16), необходимо сместить к юго-западу в акваторию Печорского моря (см. рис. 2). Кроме того, введение в схему зон ВОЗ Североуральского линеамента увеличивает сейсмическую опасность северо-восточной части Печорского моря, по крайней мере, на 1 балл до 7 баллов по шкале MSK-64 (см. рис. 2).

В работе [1] приведена карта наиболее вероятных зон ВОЗ арктического региона. На этой карте Североуральская зона ВОЗ и сейсмоактивный линеament с $M_{\max} = 5.0$ вообще не выделяются.

О существовании Североуральского линеамента с $M = 5.0$ и $h = 10$ написано в монографии [17]. Эта книга под редакцией А.Ф. Грачева была выпущена в 2000 г., из-за этого при создании карт ОСР-97 Североуральский линеament не учитывался. На более

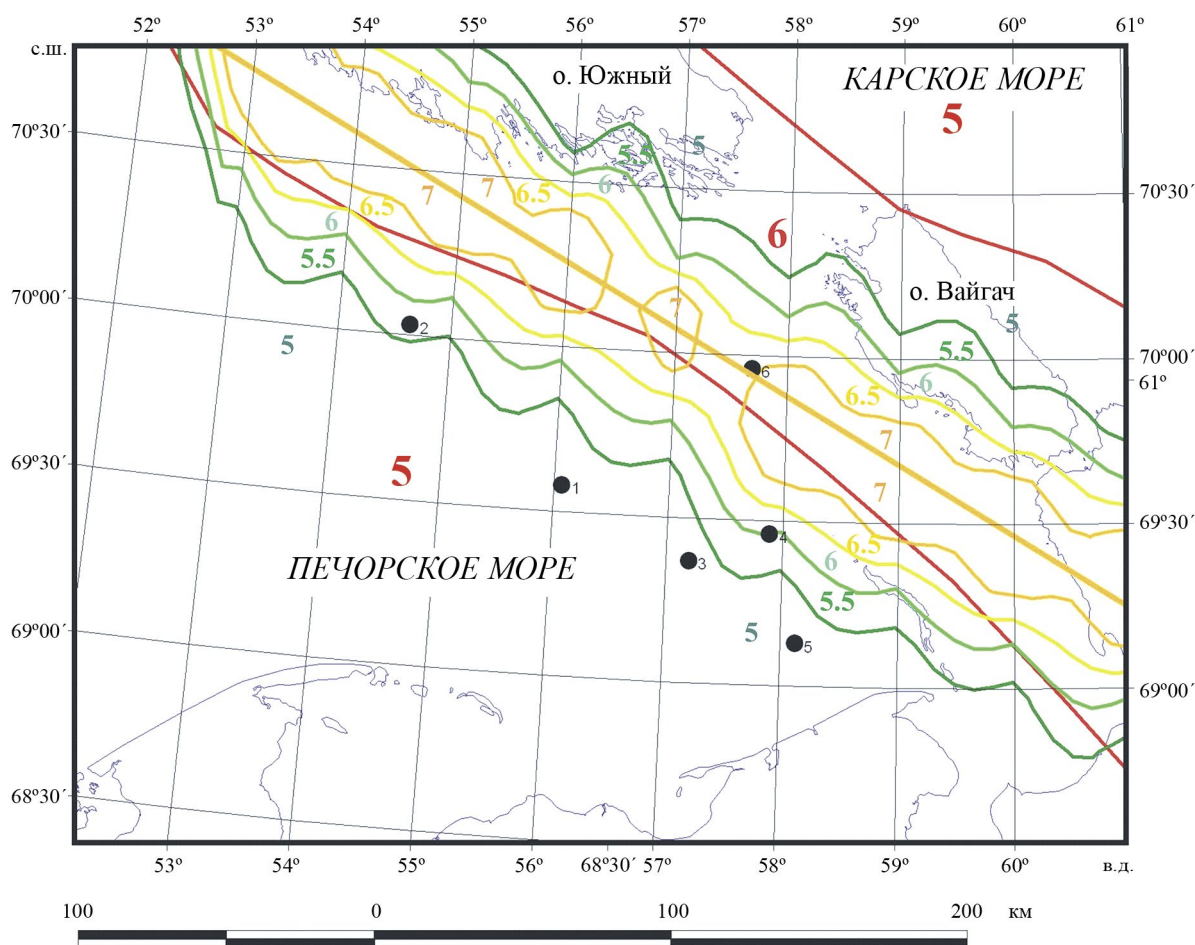


Рис. 2. Карта распределения интенсивности сейсмических сотрясений в акватории Печорского моря из работы [13], построенная с учетом Североуральского линеамента ($M_{\max} = 5.0$; $h = 10$ км). Интенсивность сотрясений показана изолиниями разных цветов и числами, положение Североуральского линеамента показано прямой линией оранжевого цвета. Коридор, ограниченный коричневыми линиями, — зона шестибальных сотрясений, указанная на карте ОСР-97С, коричневые цифры (5 и 6) соответствуют интенсивности сотрясений на той же карте. Черными точками с номерами показаны центры лицензионных участков: 1 — Долгинский, 2 — Северо-Западный, 3 — Приразломный, 4 — Западно-Матвеевский, 5 — Западно-Матвеевский, 6 — Южно-Приновоземельский.

поздних картах (ОСР-2015 и 2016) [25] сейсмические воздействия в акваториях не указаны.

Зоны ВОЗ в монографии [17] выделены на основании значительного объема исходных данных, это карты:

- 1) новейшей тектоники в масштабе 1 : 2500000;
- 2) разломов разного возраста и их суммарной плотности в масштабе 1 : 5000000;
- 3) интенсивностей современных и новейших деформаций изгиба литосферы в масштабе 1 : 10000000;
- 4) плотностных неоднородностей земной коры в масштабе 1 : 10000000 на основе сейсмоплотностного моделирования;
- 5) инверсионных структур различного возраста в осадочном чехле в масштабе 1 : 20000000;
- 6) геодинамического районирования на основе факторного и кластерного анализов базовых переменных в масштабе 1 : 10000000.

Тем не менее остается вопрос: как авторы работы [17] определили главные параметры зоны ВОЗ «Североуральский линеамент» ($M_{\max} = 5$ и $h = 10$ км), от которых зависят результаты расчета параметров максимальных сейсмических воздействий на исследуемые участки акваторий?

Можно получить значение магнитуды максимального возможного землетрясения, используя такой параметр зоны ВОЗ, как длина линеамента. Судя по схеме на рис. 2, она составляет 220 км. Используя формулу [29]:

$$\lg L = -4.09 + 0.82M_w, \quad (1)$$

где L — длина линеамента в км, M_w — моментная магнитуда по Канамори, получаем $M_{\max} = 7.9$.

Но если использовать формулу [32]:

$$M_w = 0.90 \lg L + 5.48, \quad (2)$$

где L и M_w — те же величины, получаем $M_{\max} = 7.6$.

В практике проектирования АЭС используется формула [20]:

$$M_w = 2 \lg L + 2, \quad (3)$$

Тогда получается, что при $L = 220$ км, $M_w = 6.7$.

Полученные оценки магнитуды сильно разнятся в зависимости от используемого соотношения, т.е. сделать оценки $M_{\max}$ по длине линеамента не представляется возможным.

Также непонятно, откуда была получена глубина очага максимально возможного здесь землетрясения $h = 10$ км. Судя по каталогу ГС РАН [19], глубина очагов немногочисленных землетрясений, происходящих в районе Печорского и Карского морей, определяются крайне ненадежно.

Дополнительные геолого-геофизические данные, необходимые для уточнения исходной сейсмичности на лицензионных участках Печорского моря и в Карском море, были получены в нескольких морских экспедициях Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, при этом были использованы следующие методы:

- среднечастотное высокоразрешающее сейсмическое профилирование (НСП) с использованием спаркера и сейсмокося;
- геологический пробоотбор донных осадков с помощью дночерпателя и геологической трубки.

ОПИСАНИЕ ПОЛУЧЕННОЙ ИНФОРМАЦИИ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Краткое описание тектоники и геофизических полей исследуемого района. Согласно работе [18], Палеоуральский океан полностью закрылся, когда в его пределах образовывались постколлизийные граниты с возрастом 264 млн лет. Результатом этого процесса стало образование между Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформами шовной орогенной структуры (Полярный Урал, Пай-Хой, Новая Земля, полуостров Таймыр). Эта структура имеет разнонаправленные, иногда дугообразные вплоть до остроугольно ориентированных зоны складчатости, осложненные местами трансформными разломами. В это же время Баренцевоморско-Печорская литосферная плита была окончательно разделена на Свальбардскую (Баренцевоморскую), Печорскую и Северо-Карскую. Фундамент Южно-Карской плиты, которая является продолжением Западно-Сибирской платформы, сложен докембрийскими складчатыми образованиями и по строению напоминает Свальбардскую плиту. На это указывает, в частности, наличие участков коры субокеанического типа в ее пределах и устойчивый стиль прогибания, который характерен для относительно молодых платформ с пониженной мощностью литосферы. Именно островные дуги при сочленении друг с другом способны создавать подобные структуры. В настоящее время Южно-Карская плита представляет собой крупную синклиналь, выполненную в основном отложениями юры и мела и осложненными наложенными структурами коробления чехла [34].

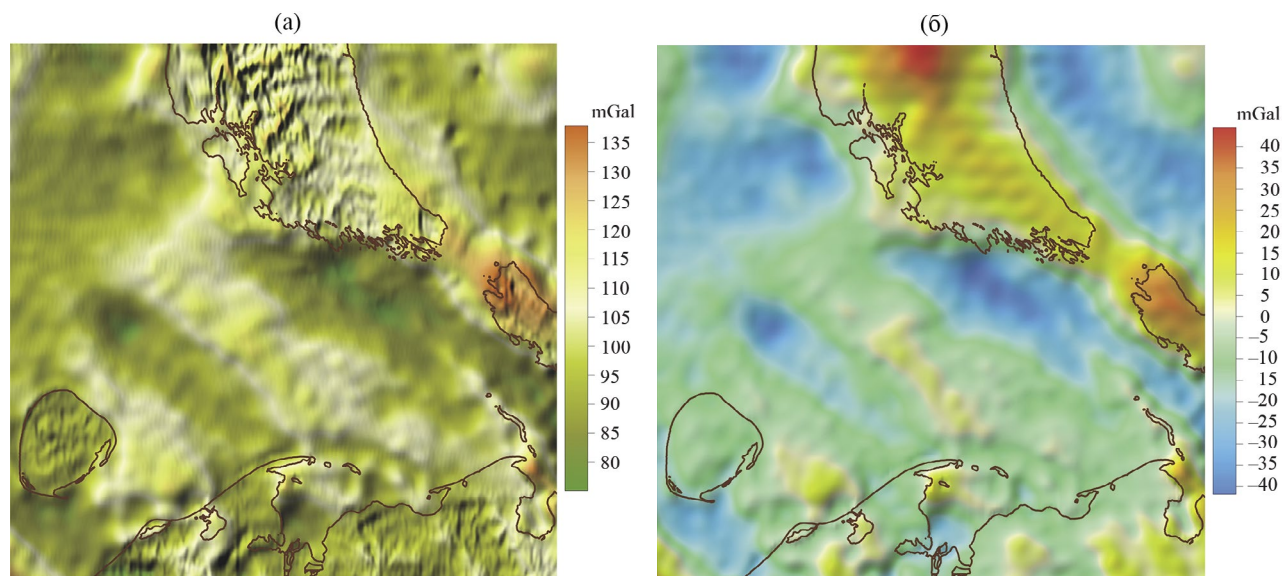


Рис. 3. Гравитационные аномалии в районе Печорского и Карского морей в редукциях Буге (а) и свободного воздуха (б) по данным [30]

Мощность земной коры Печорского моря и южной части Карского моря колеблется в пределах от 30 до 45 км [9, 18]. В акватории южной части Карского моря выделен по геофизическим данным участок с океанической корой.

Гравитационные аномалии исследуемого района в редукции Буге образуют линейчатые структуры, одна из которых приурочена к Североуральскому линеamentу в виде гравитационной ступени, имеющей амплитуду порядка $-40 - 50$ мГал (рис. 3). Эта ступень имеет продолжение на суше, протягиваясь до полярного Урала.

Разломная тектоника. Североуральский линеament имеет явно глубинную природу. Согласно [23], в эпохи тектонической разгрузки и разрушения прилегающей складчатой системы Североуральский линеament (Урал — архипелаг Новая Земля) являлся границей контрастных сред, вдоль которой должны были формироваться глубинные разрывные нарушения. Вдоль них происходило внедрение магматитов мантийного ряда (рис. 4). Связано это с тем, что изостатическое выравнивание блоков коры разного состава, плотности и удельного веса испытывают вертикальные перемещения с разной скоростью друг относительно друга, как это видно на рис. 5. Положение Североуральского линеamenta также приближено к границе древней зоны коллизии, которая происходила здесь в палеозое — раннем мезозое [34].

Данные о разломах в земной коре, которые сегментируют Североуральский линеament, приводятся в работе [3].

Положение этих разломов представлено на рис. 6.

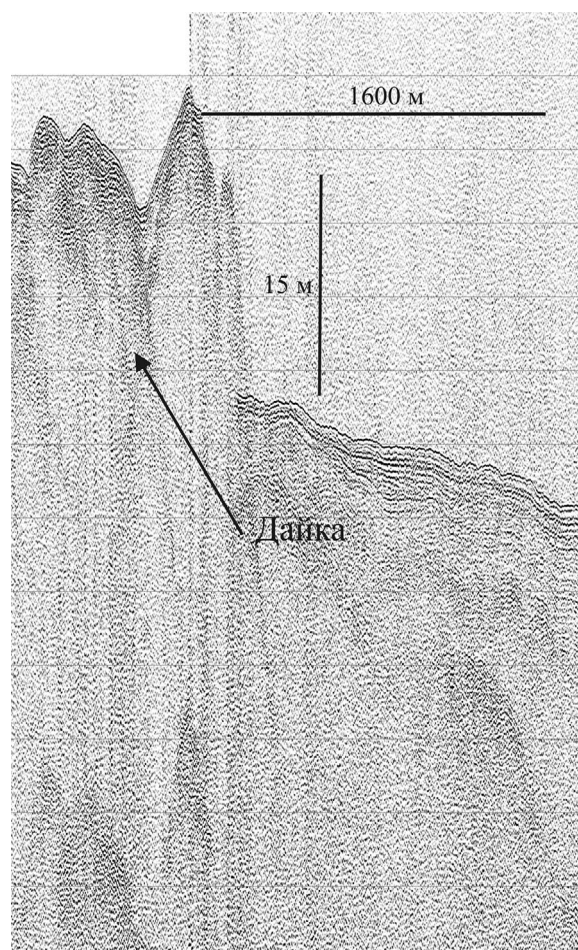


Рис. 4. Пример, демонстрирующий внедрение магматитов в осадки (дайка) в районе Североуральского линеamenta. Обнаружен на профиле НСП в Печорском море.

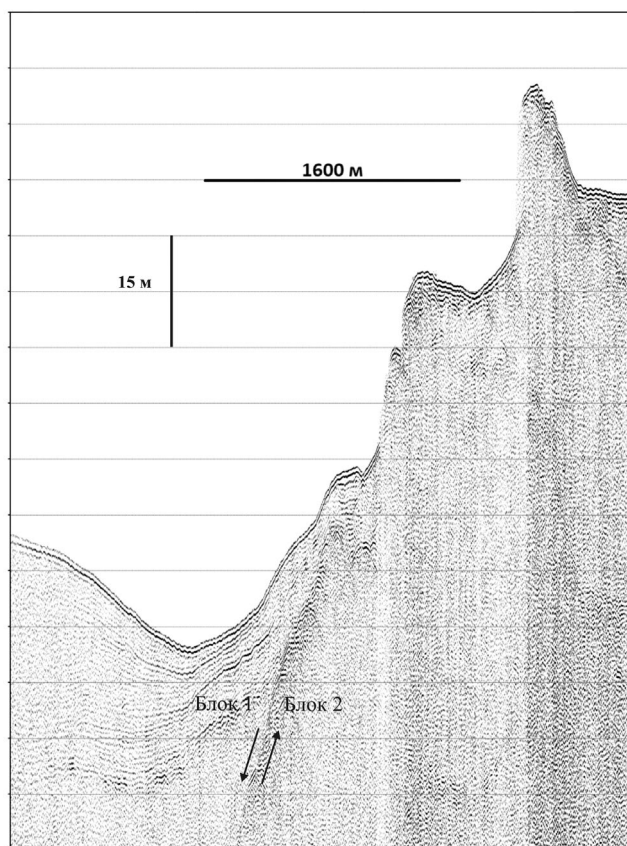


Рис. 5. Пример вертикального смещения разных блоков земной коры в районе Североуральского линейного элемента относительно друг друга. Обнаружен на профиле НСП в Печорском море.

Анализ пространственных производных карты рельефа Печорского моря. Морфометрические методы выделения разломов основываются на том, что многие крупные линейные элементы, как правило, заложены по глубинным разломам той или иной активности. Особенности глубинного строения фундамента проецируются на дневную поверхность через осадочный чехол, контролируя основные формы рельефа. Наиболее полно морфоструктурный план сформирован на неотектоническом этапе развития территории [10].

Применение дистанционного зондирования при наземных исследованиях показало, что линейные элементы, выраженные на поверхности, в значительной степени отражают нарушения структуры фундамента, даже перекрытого мощным осадочным чехлом. Сопоставление результатов дешифрирования с данными морфоструктурного анализа и геофизических наблюдений указывает на то, что трещины, разломы, блоки и межблоковые зоны могут быть выделены на основе статистических характеристик полей малых линейных элементов [7].

В морских условиях отсутствует возможность использовать данные дистанционного зондиро-

вания земной коры, а применение методов морфоструктурного анализа представляется весьма перспективным.

Для выделения разломов на цифровой модели рельефа (ЦМР) были применены методы морфометрического анализа рельефа: теневой анализ и выделение килевых форм рельефа дна. Поскольку осадочный чехол сглаживает проявление тектонической структуры на поверхности дна, были выделены предположительно дизъюнктивные дислокации (разломы) регионального масштаба, выраженные в изменении рельефа дна.

Для расчета морфометрических характеристик использовался фрагмент ЦМР дна Баренцева моря [14], дополненный данными ЦМР IBСАО по Карскому морю. Методика построения ЦМР Баренцева моря описана в работе [15].

Теневой анализ морфологии дна выполнялся визуальным путем по полутоновым изображениям (теневым картам) ЦМР дна с его условной подсветкой при разных азимутах и углах виртуального источника света. Участок дна изучаемой территории был рассмотрен при разных положениях условного источника света, чтобы все линейные элементы рельефа были отчетливо различимы. Методика проведения теневого анализа хорошо проиллюстрирована в работе [27].

Выделение килевых форм рельефа дна проводилось после расчета профильной кривизны в программе Surfer, шаг сетки 2 км. На карте кривизны строились только предельные значения отрицательных форм кривизны (наибольший прогиб), по которым проводилось в настоящей работе ручное выделение возможных разломов (см. рис. 6).

Полученные двумя методами линии разломов были нанесены на карту рельефа. Сопоставление результатов показало, что в основном они подобны. На сводную карту (см. рис. 6) были вынесены линии разломов, полученные по расчету килевых форм рельефа.

Все расчеты и построения линий возможных разломов морфометрическими методами выполнялись при помощи программного комплекса Surfer.

Результаты обработки и интерпретация данных непрерывного сейсмического профилирования. Непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) в рейсах НИС «Академик Николай Страхов» и НИС «Академик Борис Петров» выполнялось на нескольких локальных полигонах.

В данном методе использовалась сейсмическая коса (одноканальная) длиной 12 м и электрический разрядник типа Спаркер. Электрическая энергия, подаваемая на Спаркер, составляла 600 Дж.

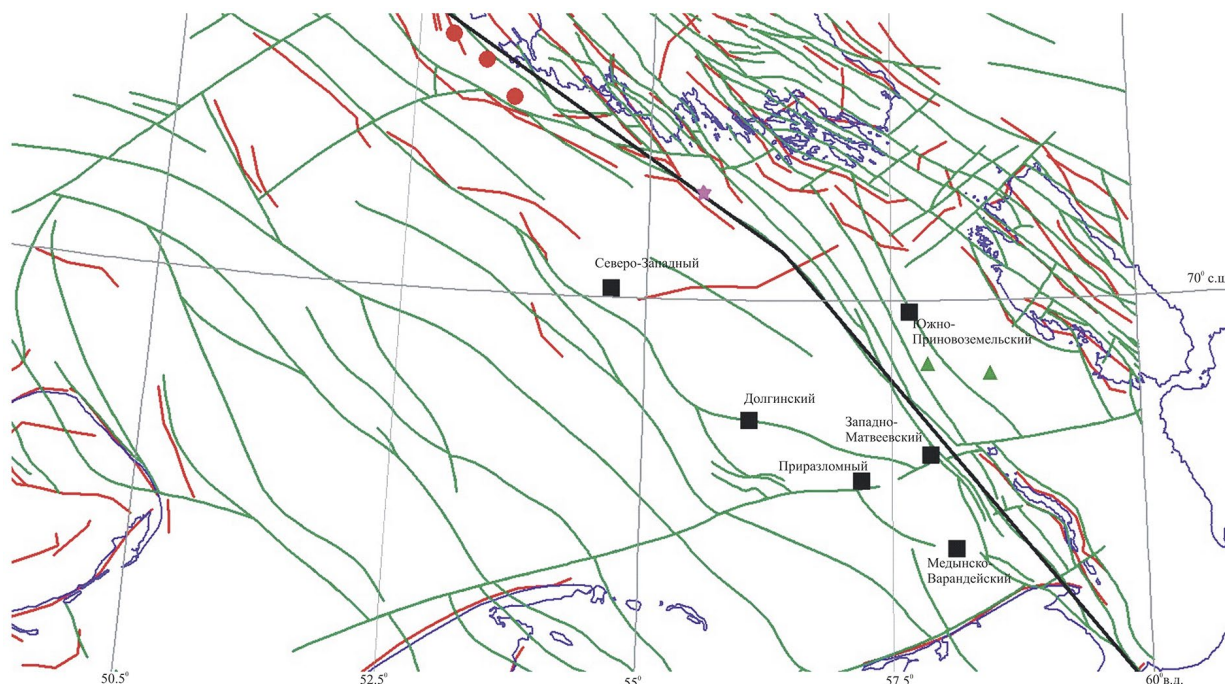


Рис. 6. Положение разломов северо-восточного шельфа Печорского моря, из работы [3]. Красные кружки — эпицентры тектонических землетрясений, индуцированных ядерным взрывом на архипелаге Новая Земля, по данным Геологической службы США [35], черные квадратики — нефтегазовые месторождения, зеленые линии — разломы, по данным [3], красные линии — разломы, по данным линейного анализа, черная линия — Североуральский линеймент, сиреневая звездочка — положение обнаруженной палеосейсмодислокации.

Излучения производились с периодичностью 1 с. Продолжительность регистрации составляла 500 мс и выполнялась 24 разрядным аналого-цифровым регистратором. Максимум спектра излучения приходился на частоту 650 Гц. Скорость буксировки косы составляла 7 узлов, поэтому разрешающая способность метода по горизонтали достигала 3.5 м. По вертикали при доминирующей частоте 650 Гц разрешающая способность приближалась к 1.5 м. Файлы сейсмических профилей сохранялись в формате sgu, в заголовки которых вносились данные о географических координатах судна на профиле в каждый момент излучения.

Граф обработки сейсмических профилей с помощью программы RadExPro содержал следующие процедуры:

1. Ввод данных sgu-файла в базу данных.
2. Автоматическая регулировка усиления.
3. Предсказательная деконволюция.
4. Полосовая фильтрация.
5. Отображение на экране дисплея.

В результате обработки сейсмических профилей получались сейсмические разрезы, показанные на рисунках 4, 5 и 7.

На профиле НСП (см. рис. 7) выделяется дислокация (возможно палеосейсмодислокация в соответствии с [22]) на временах 84–86 мс, что соответствует глубине порядка 63 м от поверхности моря и порядка 15 м от морского дна. Возможная палеосейсмодислокация представлена в виде ступеньки (разлома), смещающей границу между слоями осадочных пород в четвертичных отложениях на величину порядка 5 м.

Разрез (см. рис. 7) расположен на юго-западном обрамлении Вашуткино-Талотинской складчато-надвиговой системы и Варандейско-Гуляевского блока.

Согласно работе [28], основными признаками наличия разлома в донных осадках являются:

- 1) смещение осей синфазности;
- 2) дифракция;
- 3) изменение наклонов осей синфазности.

Все это в разной степени наблюдается на рис. 7 вблизи дислокации.

Естественно, по мере накопления осадков над дислокацией признаки сброса (уступа) сглаживаются и все менее и менее выражаются в рельефе. Это и наблюдается на профиле, представленном на рис. 7.

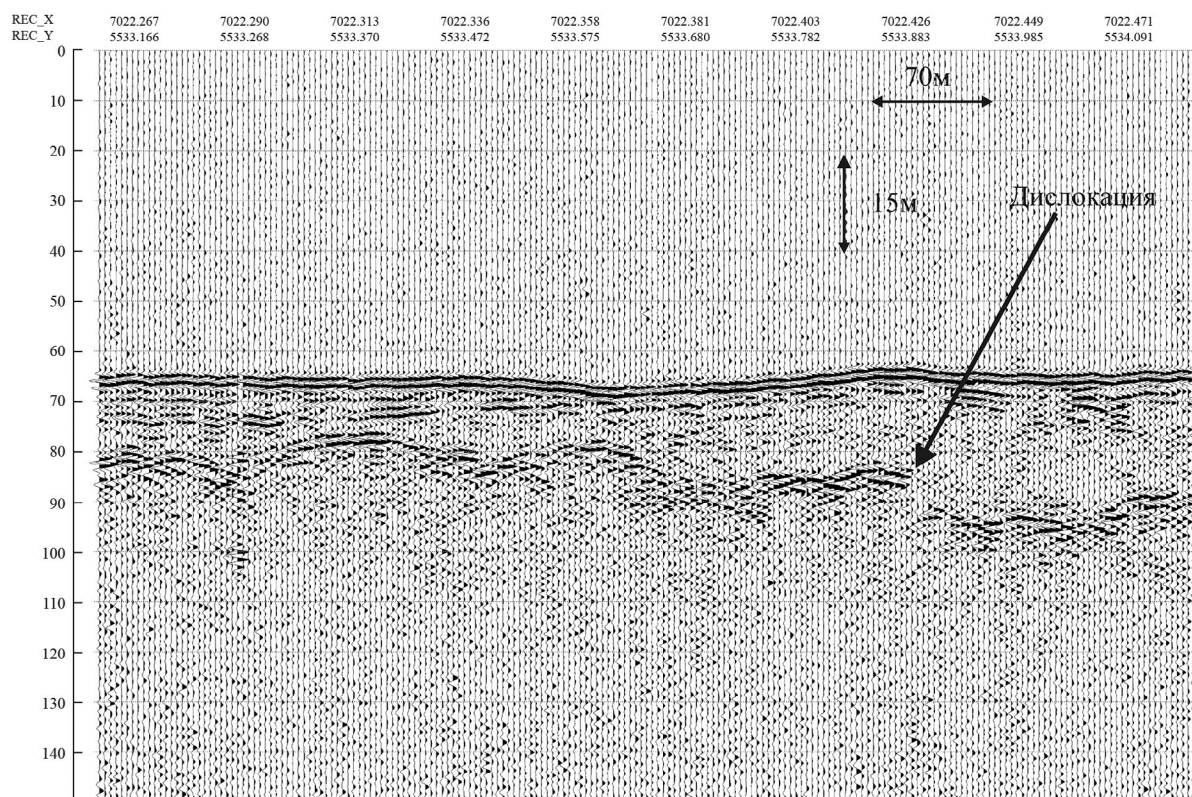


Рис. 7. Сейсмический разрез, полученный методом НСП, на котором показана палеосейсмодислокация, нарушающая кровлю слоя четвертичных осадков под дном Печорского моря (дислокация). Положение палеосейсмодислокации в плане показано на рис. 6.

На наличие погребенного разлома здесь также указывает небольшое возвышение морского дна над вышеуказанной ступенькой (см. рис. 7). Разлом образовался в четвертичное время, а, возможно, даже в голоценовое время, если учитывать большие скорости накопления осадков в акватории Печорского моря. Это указывает на его современную активность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Применявшиеся морфометрические методы выделения линеаментов позволяют, используя только данные батиметрии в виде ЦМР, провести предварительное выделение разломов, проявленных в рельефе дна без данных геолого-геофизических исследований района. Сопоставление карты разломов выделенных по ЦМР с данными [3] показало хорошую корреляцию в районе сильной изменчивости рельефа дна, в частности у побережья Южного острова архипелага Новой Земли, в проливе Карские ворота. Соответственно, в районе слабовыраженных изменений рельефа южной части Печорского моря выделено мало разломов, и корреляция с данными [3] практически отсутствует.

Морфометрические методы анализа рельефа дна пока мало используются, в отличие от наземных условий, где они нашли широкое применение с развитием цифровых методов обработки данных. В данной работе присутствует ручное выделение разломов на основе интерпретации морфометрических характеристик (килевых форм), это может приводить к пропуску или ошибочному выделению разломов. Методика выделения разломов по данным рельефа дна пока находится в стадии разработки. Это был первый опыт, показавший перспективность этого направления и пути дальнейших исследований.

Используя формулу А.А. Никонова [16], связывающую магнитуду древнего землетрясения с величиной смещения по разрыву слоев (амплитуда сейсмодислокации):

$$M = 5.43 + 0.9 \lg D, \quad (4)$$

где M — магнитуда землетрясения, а D — смещение по разрыву (в см), получаем $M = 7.93$, что близко к значению магнитуды, полученному с помощью формулы (1).

Если использовать соотношение из работы [11]:

$$M = 6.93 + 0.82 \lg D, \quad (5)$$

где D — смещение по разрыву (в м), получаем значение $M = 7.5$, т.е. тоже значение магнитуды, существенно превышающее $M = 5$ из работы [17].

Таким образом, сделанные в работе [13] оценки величин сейсмических воздействий для нефтегазовых объектов Печорского моря необходимо пересмотреть, учитывая новые данные о максимальных землетрясениях, происходивших в древности в исследуемом районе. Новые данные о сейсмических воздействиях с учетом этих значений M приводятся в таблице.

Кроме того, основной вывод, который необходимо сделать по результатам настоящей работы, сводится к следующему предположению. При выполнении морских инженерных изысканий необходимо выполнять сейсмические исследования в радиусе 50–100 км от исследуемых площадок, отведенных под строительство морских сооружений.

Эти работы необходимо выполнять в районах акватории, где предполагается наличие активных разломов в земной коре. Работы по сейсмическому профилированию высокого разрешения должны быть, прежде всего, нацелены на поиск палеосейсмодислокаций (смещений границ между слоями четвертичных осадков). Подобные работы выполняются на суше и носят название трэнчинг (рытье длинных и глубоких канав и поиск на их стенках смещений границ между слоями грунта). На суше это весьма дорогой и трудоемкий метод.

Обнаружение палеосейсмодислокаций позволяет решить две задачи, связанные с оценкой сейсмической опасности исследуемых районов. Прежде всего, определение параметров смещения границ в осадочной толще позволяет сделать оценки амплитуды сейсмических воздействий

в данном месте от происходивших здесь древних землетрясений и с их помощью определить магнитуду максимальных возможных здесь землетрясений $M_{\max}$. Кроме того, оценка времени возникновения палеосейсмодислокации позволяет уточнить параметры графика повторяемости землетрясений, необходимого для выполнения вероятностного анализа сейсмической опасности.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания № FMWE-2021-0005 (получение данных) и гранта Российского научного фонда 23-17-00125 (разработка методов интерпретации данных).

Благодарности. Авторы благодарят научных сотрудников геологического факультета МГУ Рослякова А.Г. и Старовойтова А.В. за консультации и советы, полученные от них в процессе выполнения настоящей работы, а также экипажи НИС «Академик Николай Страхов» и НИС «Академик Борис Петров».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аветисов Г.П., Зинченко А.Г., Мусатов Е.Е., Пискарев А.Л. Сейсмическое районирование Арктического региона // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология / Под ред. А.А. Додина, В.С. Суркова. СПб.: изд-во ВНИИОкеангеологии, 2002. С. 162–175.
2. Ассиновская Б.А., Соловьев С.Л. Опыт выделения и характеристики зон возможных очагов землетрясений в Баренцевом море // Физика Земли. 1993. № 2. С. 23–37.
3. Вискунова К.Г., Зархидзе В.С., Зинченко А.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-38-40 — о. Колгуев. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2003. 289 с.
4. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. и др. Первая тектоносейсмическая карта Восточного Башкортостана. Уфа: Гилем, 1995. 44 с.

Таблица. Максимальные сейсмические воздействия в баллах шкалы MSK-64 для месторождений Печорского моря

№	Название участка	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Расстояние, км	I , баллы при $M = 5$ [13]	I , баллы при $M = 7.6$
1	Долгинский	69.58	56.07	52	5	8.2
2	Северо-Западный	70.03	54.64	50.5	5.5	8.2
3	Приразломный	69.37	57.2	36	5	8.6
4	Западно-Матвеевский	69.46	57.89	5.4	6	9.2
5	Медынско-Варандейский	69.13	58.13	26	5	8.8
6	Южно-Приновоземельский	69.96	57.69	24	>7	8.9

5. Ковачев С.А., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Морские сейсмологические наблюдения в районе Центральных Курил перед катастрофическими землетрясениями в ноябре 2006 г. ($M = 8.3$) и январе 2007 г. ($M = 8.1$) // Физика Земли. 2009. № 9. С. 48–65.
6. Ковачев С.А., Кузин И.П., Соловьев С.Л. Кратковременное изучение микросейсмичности губы Буор-Хая, море Лаптевых, с помощью донных сейсмографов // Физика Земли. 1994. № 7–8. С. 65–76.
7. Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
8. Куликов Е.А., Иващенко А.И., Яковенко О.И. и др. К вопросу о цунамиопасности арктического региона // Арктика: экология и экономика. 2016. № 3 (23). С. 38–49.
9. Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы). Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2005. 42 с.
10. Лопатин Д.В., Лукутов Е.Ю. Структурная и поисковая геоморфология. Тюмень: Изд-во Тюменского государственного университета, 2018. 272 с.
11. Мак-Калтин Д.П. Применение палеосейсмологических данных при оценке сейсмической опасности и неотектонических исследованиях // Палеосейсмология. Т. 2. / Под ред. Д.П. Мак-Каплина. М.: Научный мир, 2011. С. 237–378.
12. Миндель И.Г., Трифонов Б.А., Кауркин М.Д., Несынов В.В. Оценка исходных сейсмических воздействий для северной части шельфа Баренцева моря (р-н Новой Земли) для решения задач сейсмического микрорайонирования территорий освоения перспективных участков добычи углеводородов // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геоэкология. 2019. № 2. С. 38–47.
13. Миронюк С.Г., Ковачев С.А., Горбачев С.В. Нормативные требования к оценке исходной сейсмичности на шельфе Печорского моря и опыт ее уточнения детерминистским методом // Инженерные изыскания. 2021. Т. 15. № 3–4. С. 42–53.
14. Никифоров С.Л., Попов О.Е., Попов В.А., Селезнев И.А. Концепция создания единой базы геоакустических данных морского дна и технологии геоакустического моделирования // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2010. № 6. С. 25–32.
15. Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2012. № 3. С. 86–92.
16. Никонов А.А. Современные сеймотектонические дислокации в горных районах Средней Азии // ДАН СССР. 1975. Т. 222. № 1. С. 79–82.
17. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф. Грачева М.: Пробел, 2000. 487 с.
18. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2 500 000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Ин-т литосферы окраин. и внутр. морей РАН, 1996. 94 с.
19. Официальный сайт Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук», 2021. Информация Службы срочных донесений. URL: <http://www.ceme.gsras.ru/new/ssd.htm> (дата обращения: 20.05.2021).
20. РБ-019-01. РУКОВОДСТВО ПО БЕЗОПАСНОСТИ. Оценка сейсмической опасности участков размещения ядерно- и радиационно опасных объектов на основании геодинамических данных. Федеральный надзор России по ядерной и радиационной безопасности (Госатомнадзор России). Утверждена постановлением Госатомнадзора России от 28 декабря 2001 г. № 16. Введено в действие с 1 марта 2002 г.
21. Соловьев С.Л., Ковачев С.А., Мишарина Л.А., Уфимцев Г.Ф. Сейсмоактивность поперечных нарушений в Ольхоно-Святоносской зоне озера Байкал // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 1. С. 61–64.
22. Солоненко В.П. Землетрясения и рельеф // Геоморфология. 1973. № 4. С. 3–13.
23. Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Никифоров С.Л., Козлов Н.Е. Геодинамическая эволюция нефтегазоносных бассейнов Карско-Баренцевоморского шельфа России // Арктика: экология и экономика. 2015. № 2 (18). С. 14–25.
24. Стром А.Л. О противоречиях нормативной базы, регламентирующей проектирование объектов нефтегазового комплекса, расположенных в сейсмоопасных регионах, и о путях ее совершенствования // Инженерные изыскания. 2015. № 2. С. 12–15.
25. Уломов В.И. и др. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР -2016. Пояснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах // Инженерные изыскания. 2016. № 7. С. 49–60.
26. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации — ОСР-97. М. 1:8 000 000: Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 57 с.
27. Устинов С.А., Петров В.А. Использование детальных цифровых моделей рельефа для структурно-линеamentного анализа (на примере Уртуйского гранитного массива, ЮВ Забайкалье) // Геоинформатика. 2016. № 2. С. 51–60.
28. Шалаева Н.В., Старовойтов А.В. Основы сейсмоакустики на мелководных акваториях. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 2010. 256 с.
29. Ambraseys N.N., Simpson K.A., Bommer J.J. Prediction of horizontal response spectra in Europe // Earthquake

- Engineering and Structural Dynamics. 1996. V. 25(4). P. 371–400.
30. BGI. Bureau Gravimetric International. URL: <https://bgi.obs-mip.fr/data-products/grids-and-models/wgm2012-global-model/>. Дата обращения 12.09.2022.
31. Kovachev S.A., Kuzin I.P., Soloviev S.L. Microseismicity of the frontal Hellenic arc according to OBS observations // Tectonophysics. 1992. V. 201. № 3–4. P. 317–327.
32. Pavlides S., Caputo R. Magnitude versus faults' surface parameters: Quantitative relationships from the Aegean Region // Tectonophysics. 2004. V. 380. Is. 3–4. P. 159–188.
33. Soloviev S.L., Kuzin I.P., Kovachev S.A. et al. Microearthquakes in the Tyrrhenian Sea as revealed by joint land and sea-bottom seismographs // Marine Geology. 1990. V. 94. № 1–2. P. 131–146.
34. Sorokhtin N.O., Kozlov N.E. Geodynamic Evolution of the Western Part of the Russian Arctic and Its Diamond Potential // Oceanology. 2021. V. 61. № 6. P. 977–993.
35. USGS. Search Earthquake Catalog. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>

ASSESSMENT OF INITIAL SEISMICITY FOR OFFSHORE PLATFORMS ON THE EXAMPLE OF THE PECHORA SEA

S. A. Kovachev*, N. V. Libina

Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow, Russia

**e-mail: kovachev@ocean.ru*

Seismotectonic and seismoacoustic studies carried out during the expedition onboard the R/V "Akademik Boris Petrov" in the Pechora Sea revealed a paleoseismodislocation confined to a fault zone tracing the Severoural seismic lineament. The amplitude of this dislocation (the relative displacement of its sides) makes it possible to estimate the magnitude of the ancient earthquake that occurred within the Severoural lineament. Using the value of this magnitude, estimates were made of the maximum seismic impacts on offshore oil and gas facilities that are already in operation and are being designed for construction in the northeastern part of the Pechora Sea. These assessments of essential images differ in a big way from similar assessments made earlier. The method of searching for paleoseismic dislocations using seismoacoustic methods, as well as lineament analysis, can be used to assess the initial seismic impacts in water areas.

Keywords: Pechora Sea, faults, lineament analysis, seismoacoustic methods, paleoseismodislocation, seismic hazard

ИНФОРМАЦИЯ

В журнале «Океанология», том 63, №6 в статье Кирилловой О. И. "ВИДОВОЙ СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КИТООБРАЗНЫХ В АТЛАНТИЧЕСКОМ И ИНДИЙСКОМ СЕКТОРАХ ЮЖНОГО ОКЕАНА" (с. 962–974) допущена ошибка в расположении информации. На стр. 970 в первой колонке в 10 строке должны быть цифры в скобках (ср.= -0.25°C), в 9 строке в скобках должны быть цифры (ср.= -0.63°C).