

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Океанская

Лист U-57,58,59,60 – поднятие Менделеева

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2016

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

ДЕПАРТАМЕНТ ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ ШЕЛЬФЕ
И МИРОВОМ ОКЕАНЕ (МОРГЕО)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНЫХ
РЕСУРСОВ МИРОВОГО ОКЕАНА ИМЕНИ АКАДЕМИКА И. С. ГРАМБЕРГА»
(ФГУП «ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ им. И. С. ГРАМБЕРГА»)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Океанская

Лист U-57,58,59,60 – поднятие Менделеева

Рекант П. В., Гусев Е. А., Черных А. А., Супруненко О. И. и др. Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Океанская. Лист U-57,58,59,60 – поднятие Менделеева. Объяснительная записка. – СПб. Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 100 с. + 8 вкл.

На основе новых геолого-геофизических, а также опубликованных геологических, батиметрических, сейсмических и сейсмоакустических данных и комплексной переинтерпретации всех геофизических данных обобщены и проанализированы материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, литологии современных донных осадков, истории геологического развития, перспективам нефтегазоносности района котловины Подводников и западного склона поднятия Менделеева в Северном Ледовитом океане.

В комплект Геолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией России.

Геологическая карта издается впервые и отражает современный уровень изученности региона.

Ил. 29, список лит. 110 назв.

Авторы

П. В. Рекант, Е. А. Гусев, А. А. Черных, О. И. Супруненко, С. А. Бондаренко, Д. Е. Доречкина, А. Г. Зинченко, Е. А. Зыков, О. Л. Коссовая, Т. Ю. Толмачева, М. А. Медведева, Е. С. Миролюбова, М. Н. Пяткова, Л. Ю. Рекант, Н. В. Шустова

Научный редактор *А. И. Трухалев*

Рецензенты *А. Е. Рыбалко, С. И. Стрельников, В. А. Царева*

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 24 июня 2014 г.

© Федеральное агентство по недропользованию,
2016

© Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И. С. Грамберга», 2014

© Коллектив авторов, 2014

© Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016

ВВЕДЕНИЕ

Лист U-57,58,59,60 располагается в пределах Океанской серии листов, следующей вдоль глубоководной части арктической окраины России от хр. Гаккеля на западе до поднятия Менделеева на востоке. Площадь листа ограничена 80–84° с. ш. и 156–180° в. д. и является одной из наиболее труднодоступных и наименее изученных областей данной серии. Вместе с тем, по своему геотектоническому положению она весьма важна для решения проблемы продолжения континентальных структур восточно-арктического шельфа в глубоководную область Амеразийского суббассейна и соответственно для решения задачи внешней границы континентального шельфа России.

Картируемая область располагается в пределах Провинции Центрально-Арктических поднятий (ЦАП) и охватывает самый восточный отрог хр. Ломоносова – отрог Геофизиков на западе, южную часть впадины Подводников в центре и западную часть поднятия Менделеева на востоке.

Приводимая ниже работа является своего рода ревизией наших современных знаний о геологии и минеральном потенциале данного региона в форме Геолкарты-1000. Работы по подготовке листов к изданию проводились в отделе геологического картирования ФГУП «ВНИИОкеангеология» с привлечением сотрудников отдела нефтегазоносности Арктики и Мирового океана. Опережающая геофизическая основа составлена сотрудниками отдела системных геолого-геофизических исследований.

Весьма слабой изученностью района работ была продиктована необходимость включения в состав настоящей работы большого числа фактурных данных по смежным, зачастую достаточно удаленным областям, имеющим важное структурно-тектоническое положение. Поэтому в пояснительной записке фигурируют не только фрагменты сейсмических профилей, располагающихся в пределах картируемой области, но также и в непосредственной близости от района. Были использованы данные петрографического анализа обломков горных пород смежных глубоководных (хр. Ломоносова, Чукотское плато и хр. Нордвинд) и шельфовых областей (Лаптевский и Чукотский шельфы), а также островов (Северная Земля, о. Врангеля) и материкового обрамления.

В качестве батиметрической основы для работы по листу был использован международный грид IBСАО с дополнениями, полученными в ходе анализа сейсмической и новой батиметрической информации. В частности на батиметрической основе были выделены области развития современных эскарпов,

уточнены поперечные профили отрога Геофизиков, горы Трукшина и ряда локальных возвышенностей южной части листа.

Физико-географическая характеристика района

Район исследования, площадь которого составляет 162 100 км², расположен в открытом пространстве Северного Ледовитого океана и простирается от 80 до 84° с. ш. и от 156 до 180° в. д (рис. 1). Границы листа охватывают часть области поднятий центральной зоны Северного Ледовитого океана (СЛО), примыкающей к шельфу Восточно-Сибирского моря. Однако собственно поднятия – отрог Геофизиков как часть хр. Ломоносова и поднятие Менделеева входят в рамку листа лишь по его периферии. Основная площадь занята впадиной Подводников. Глубины дна в пределах рассматриваемой площади меняются от 800 м в вершинной части отрога Геофизиков и 1400–1800 м в вершинной части поднятия Менделеева до 3200–3400 м в северной части впадины Подводников (см. орографическую схему). Наибольшие уклоны поверхности дна характерны для склонов отрога Геофизи-

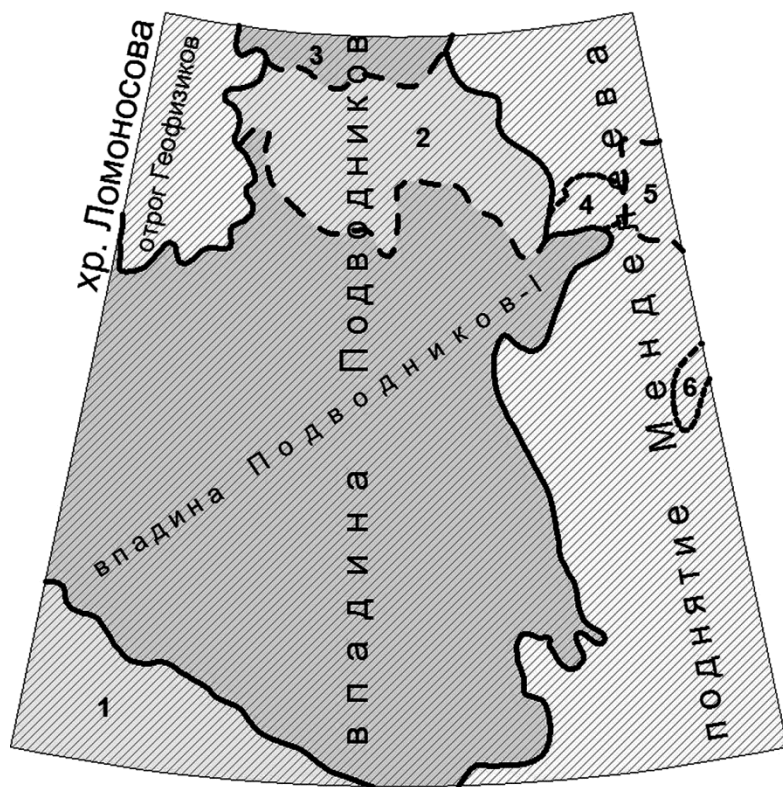


Рис. 1. Орографическая схема района работ.

Цифрами на схеме обозначены: 1 – верхний уступ континентального склона; 2 – порог Толля; 3 – впадина Подводников-II; 4 – гора Трукшина; 5 – проход Содружества; 6 – гора Шамшура.

ков, где они местами превышают 0,2, а также для склонов горы Трукшина (0,1–0,17). Наименьшие уклоны (0,001) имеет выровненное, практически субгоризонтальное днище впадины Подводников. Только по периферии оно приобретает очень пологий наклон.

Характерные особенности местного климата определяются приполюсным расположением района и затрудненностью водо- и теплообмена с остальными районами Мирового океана, которые являются основными причинами существования постоянного ледового покрова. Климат Северного Ледовитого океана был бы более суровым, если бы не мощные потоки теплых атлантических и тихоокеанских вод.

Одним из основных факторов, формирующих климат на исследуемой территории, является приток солнечного тепла и его преобразование на подстилающей поверхности. Более 80 % солнечной радиации, поступающей на поверхность арктических льдов, отражается и в нагреве приземного слоя воздуха не участвует. Высокоширотное расположение обуславливает крайне неравномерное поступление солнечной радиации в течение года. В период полярной ночи приток солнечного тепла отсутствует и происходит непрерывное выхолаживание водной поверхности и прилегающих воздушных масс, значение радиации не превышает 9 ккал/см². В период полярного дня, наоборот, происходит непрерывный приток солнечного тепла и нагрев атмосферы. Максимальный приток радиации происходит при безоблачном небе и составляет порядка 12–14 ккал/см², а годовая величина суммарной радиации составляет 65–75 ккал/см² [2].

Климат района – морской арктический. Осенью и в особенности зимой сильное волнение, большая влажность и низкие температуры воздуха часто приводят к сильному обледенению судов, создавая опасность для мореплавания. Летом температура отличается исключительной устойчивостью (–10,0°) благодаря однородности подстилающей поверхности (тающий лед), тогда как зимой ее значения могут достигать минус 28–32°. Ветры в течение года умеренные (4–5 м/с), неустойчивые по направлению. Штормы редки, особенно летом. Облачность зимой невелика и составляет 4–5 баллов. С июня по сентябрь облачность резко возрастает и повсеместно превышает 9 баллов. Вероятность ясного неба зимой – около 50 % (15–18 дней в месяц), летом – 65 % (18–21 день в месяц). Осадки малоинтенсивные, причем даже летом примерно 2/3 их выпадает в твердом виде. Сумма осадков не превышает 150 мм и является минимальной в Арктике. Летом характерны частые туманы [2].

Арктический бассейн круглый год покрыт сплоченными дрейфующими льдами, в основном многолетними («паком»). Температура поверхностного слоя воды –1,8 °С. Соленость понижается стоком рек и летним таянием льдов до 30–32 ‰. Этот слой подстилается более плотными теплыми атлантическими водами, которые погружаются к северу от Шпицбергена и распространяются по всему арктическому бассейну на глубинах от 150–200 до 800 м. Их температура – около 1 °С, соленость – 34,5 ‰. Циркуляция вод и льдов определяется ветром и водообменом с Атлантическим и Тихим океанами. В остальной части господствует поток льдов и вод трансарктического течения, направленных от Берингова моря к Гренландии. Средние скорости дрейфа льда и постоянных течений составляют 2–4 км/сут.

В водах Арктического бассейна обнаружено 70 видов фитопланктона, среди них преобладают диатомовые водоросли, 80 различных форм зоопланктона. Животный мир – моржи, тюлени, белые медведи – обитает преимущественно в периферийных частях Арктического бассейна.

Геолого-геофизическая изученность района работ

Батиметрическая изученность

Масштабные исследования рельефа морского дна Северного Ледовитого океана начались в 1950-х годах. Огромный вклад был сделан исследователями, работавшими на дрейфующих станциях «Северный Полюс». К числу первых обзорных морских карт относятся батиметрические карты в Морском атласе СССР, изданном в 1954 г., где более или менее достоверно показаны лишь внешние границы Арктического бассейна. В 1954 г. была опубликована батиметрическая карта, на которой было впервые показано поднятие Менделеева, ограничивающее изучаемую территорию с востока. Первые масштабные экспедиции в район, ограниченный листами U-57–60, были проведены американскими учеными в 1961–1962 гг. – экспедиция «Арлис-2» – и в 1966–1972 гг. – советские экспедиции «СП-15» и «СП-16».

Для решения проблем, связанных с определением ВГКШ в Арктическом регионе и решением других научных задач, в ГУНиО МО было принято решение о создании карты рельефа дна Северного Ледовитого океана масштаба 1 : 2 500 000 [52]. В основу карты был положен анализ данных глубин с использованием структурных линий рельефа дна [[34]]. Полученный структурный каркас показал детальную качественную характеристику разнорядковых форм рельефа дна, их границы и положение континентальной окраины в Арктическом бассейне.

Сейсмическая изученность

Сейсмометрические исследования в рамках листов U-57,58,59,60 выполнялись в течение последних 40 лет отечественными организациями. Они охватили преимущественно глубоководную впадину Подводников. Единственный зарубежный профиль МОВ ОГТ, расположенный на площади исследований, был отработан с борта немецкого ледокола Polarstern (Института им. Альфреда Вегенера) в 2008 г. [75].

В рассматриваемый район попадает линия дрейфа научно-исследовательской станции «СП-28», выполненная отрядом геофизиков «Севморгео» в составе экспедиции Научно-исследовательского института Арктики и Антарктики (АНИИ). Положения зондирований представляли собой систему наблюдений в виде кусочно-непрерывного профилирования, которая увязывалась в генерализованный опорный сейсмический профиль.

Наиболее достоверная информация о глубинном строении площади листов была получена в ходе реализации упомянутой выше программы «Трансарктика» [39]. Комплексные геофизические исследования, проведенные Полярной морской геологоразведочной экспедицией (ПМГРЭ) на геотраверсах «Трансарктика-89» в 1989 г. [96] и СЛО-91 в 1991 г. [104], были совмещены с

работами высокоширотных воздушных экспедиций (ВВЭ) «Север». Сейсмические исследования на геотраверсах осуществлялись методом отраженных волн и глубинных сейсмозондирований по единой схеме.

В 2000 г. был отработан геотраверс широтного направления «Арктика-2000», пересекающий вкрест поднятие Менделеева и западным концом попадающий на изучаемую площадь. Его протяженность составила 500 км. Наблюдения МОВ выполнялись авиадесантным способом по методике точечных дискретных зондирований с шагом 5 км.

В результате авиадесантных зондирований МОВ, выполнявшихся в период с 1963 по 1992 г., глубоководная часть СЛО практически полностью оказалась покрыта площадной гидрографической сейсмической съемкой в масштабе, близком к 1 : 1 500 000. На основе этих сейсмозондирований, которые ортогонально сносились в полосе 25 миль на осевой профиль, были созданы компилятивные сейсмотабиметрические профили. Часть из них попадает в рамки рассматриваемых листов.

В 2011 г. в рамках программы ВГКШ РФ была проведена экспедиция «Арктика-2011». В тяжелых ледовых условиях при проводке атомного ледокола с борта НИС «Академик Федоров» было получено 6000 пог. км сейсмических наблюдений МОВ ОГТ. Длина сейсмокосы при работах во впадине Подводников составила 600 м. Попутно проводилась запись данных с одно-разовых сейсмобуев, запускаемых для изучения скоростных характеристик разреза.

В 2012 г. силами ОАО «Севморгео» были выполнены комплексные геолого-геофизические исследования с целью обоснования природы Центрально-арктических поднятий, примыкающих к ним впадин и определения положения ВГКШ РФ в СЛО [93]. В работах экспедиции «Арктика-2012» были задействованы дизель-электрические ледоколы «Капитан Драницын» и «Диксон», а также научно-исследовательские атомные подводные лодки ВМФ. Сейсмические работы по методике МОВ-ОГТ 2D выполнены на девяти прямолинейных профилях общей протяженностью 5315 пог. км. Из этого объема 1942 пог. км сейсмических работ выполнены с длинной косой (4500 м) и 3373 пог. км – с короткой косой (600 м), в зависимости от ледовой обстановки.

Магнитометрическая изученность

Систематическое изучение глубоководной части Северного Ледовитого океана методами магнитометрии началось в 1961 г. и на первом этапе (до 1975 г.) выполнялось Научно-исследовательским институтом геологии Арктики – НИИГА (ныне ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга») – совместно с Северной гидрографической экспедицией ВМФ в высокоширотных воздушных экспедициях «Север». В рамки исследуемого района с востока попадают концы нескольких маршрутов аэромагнитной съемки масштаба 1 : 5 000 000, выполненной еще в 1955 г. под руководством А. М. Карасика на значительной части СЛО [98].

Работа экспедиции продолжилась в 1964 г. над глубоководной частью СЛО с использованием протонно-прецессионного магнитометра (ППМ) и

АЭМ-49 [98]. В результате площадь листов U-57,58,59,60 оказалась охвачена съемкой масштаба 1 : 3 000 000.

Восточная половина рассматриваемых листов покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 2 000 000, проведенной в 1970 г. Северной Гидрографической экспедицией Краснознаменного Северного флота (КСФ) [107].

Наиболее достоверная информация о строении глубоководной части океана в рамках листов U-57,58,59,60 была получена в ходе реализации программы «Трансарктика», целью которой являлись сбор и анализ геолого-геофизической информации для обоснования внешней границы континентального шельфа РФ. В рамках этой программы Полярной Морской Геолого-разведочной экспедицией (ПМГРЭ) были проведены комплексные геофизические исследования на геотраверсах «Трансарктика-89», «Трансарктика-91» и «Трансарктика-92». В комплекс исследований входила аэромагнитная съемка масштаба 1 : 500 000, выполнявшаяся в 100-километровой полосе геотраверса.

В 1989 г. работы выполнялись во впадине Подводников [96]. Аэромагнитная съемка проводилась в полосе 100 × 500 км вдоль осевой линии геотраверса с целью исследования пространственно-вертикального распределения магнитоактивных тел в структуре земной коры.

В 1991 г. работы были продолжены на геотраверсе «Трансарктика-91» [104]. Аэромагнитная съемка объемом 14 010 пог. км выполнена в полосе шириной 100 км протонным аэромагнитометром «ММС-214». С целью внешней увязки наблюдений со съемкой 1989 г. проведено перекрытие участков на расстояние около 60 км. Для внутренней увязки и оценки качества съемки пройдено 12 секущих и четыре диагональных маршрута.

В 1992 г. аналогичные работы были продолжены на широтном геотраверсе «Трансарктика-92» с дрейфующей ледовой базы [100]. Исследования выполнены по стандартной методике, применяемой ПМГРЭ в высоких широтах и описанной выше. Было «пройдено» 20 рядовых, 10 опорных и 2 диагональных маршрута – всего 12 093 пог. км. В восточной части геотраверса для увязки с результатами предыдущих работ часть маршрутов была продлена до пересечения с геотраверсом «Трансарктика-89».

Гравиметрическая изученность

Рассматриваемые листы крайне плохо изучены в гравиметрическом отношении. Результаты отечественных наблюдений доступны лишь в виде обобщений (сводных карт) масштабов от 1 : 2 500 000 [94, 102] до 1 : 6 000 000 [97]. Эти карты были оцифрованы во ВНИИОкеангеология и использованы при создании открытой для опубликования сводной цифровой модели АГП (ЦМ АГП ВНИИОкеангеология) Северного Ледовитого океана – матрицы с размером ячейки 10 × 10 км [11]. В основу этих карт были положены результаты наледных наблюдений, выполнявшихся в 1960–1970-х гг. в рамках ВВЭ «Север», организованных совместно с ВМФ. Авиадесантные гравиметрические наблюдения выполнялись вдоль центральных сейсмических профилей, расположенных по центру геотрансектов «Трансарктика-89, 91, 92».

Лучшим на сегодня пространственным разрешением на всей акватории рассматриваемых листов обладает сводная цифровая модель гравитационного поля северного полушария (к северу от 64° с. ш.), созданная в рамках международного Арктического гравиметрического проекта (Arctic Gravity Project – ArcGP). Основной целью этого проекта являлось создание наиболее точных глобальных цифровых моделей поля силы тяжести Земли и геоида для северного полушария (к северу от 64° с. ш.) с использованием всех доступных гравиметрических данных. Цифровая модель (ЦМ) гравитационного поля, созданная в рамках ArcGP, базируется на результатах наземных и наледных съемок, аэросъемок, наблюдений с подводных лодок и данных спутниковой альтиметрии и свободно распространяется через Интернет [109]. Первая версия ЦМ ArcGP по глубоководной части СЛО частично базировалась на российских данных, представленных ЦМ АГП ВНИИОкеангеология. В последней, уточненной версии российские данные по глубоководной части акватории (в том числе и на площади листов U-57,58,59,60) были замещены результатами расчетов гравитационных аномалий, выполненными на основе спутниковых альтиметрических наблюдений.

Геологическая изученность

Геологическая изученность территории, покрываемой листами U-57–60, очень низкая. Вся информация непосредственно на площади листа ограничивается данными, полученными в экспедициях Северный Полюс «СП-26», «Арктика-2000» и «Арктика-2012». В условиях низкой геологической изученности необходимо рассмотрение данных по смежным, морфологически и структурно близким областям.

Огромный фактический материал был накоплен в прошлом веке при работе советских, американских и канадских ледовых дрейфующих станций (рис. 2). При анализе данного багажа следует, однако, понимать и технологические ограничения полученной информации. Полярная станция «СП-26», дрейфовавшая в пределах впадины Подводников, выполнила в 1983 и 1984 гг. значительный объем работ. Донные осадки этого района, представленные в основном илами с незначительной примесью грубообломочного материала, были расчленены на семь геологических горизонтов. На двух станциях пробоотбора, тяготеющих к зонам тектонических нарушений, установлены проявления метана с повышенным содержанием углеводородов.

Активизация в изучении района исследований произошла на границе XX и XXI веков и связана, безусловно, с заинтересованностью всех приарктических государств в решении проблемы ВГКШ. Геологическое опробование пород морского дна в Центральной части Арктического бассейна проводилось во время экспедиций НИС «Академик Фёдоров» (Арктика-2000, -2005, -2007), «Полярштерн» (экспедиция ARK-XXIII/3 в 2008 г.) и ледокола «Healy» USGS в 2008 и 2009 гг. В результате были опробованы склоны хр. Менделеева, а также склоны и западное подножие хр. Ломоносова, батиаль в пределах впадины Подводников.

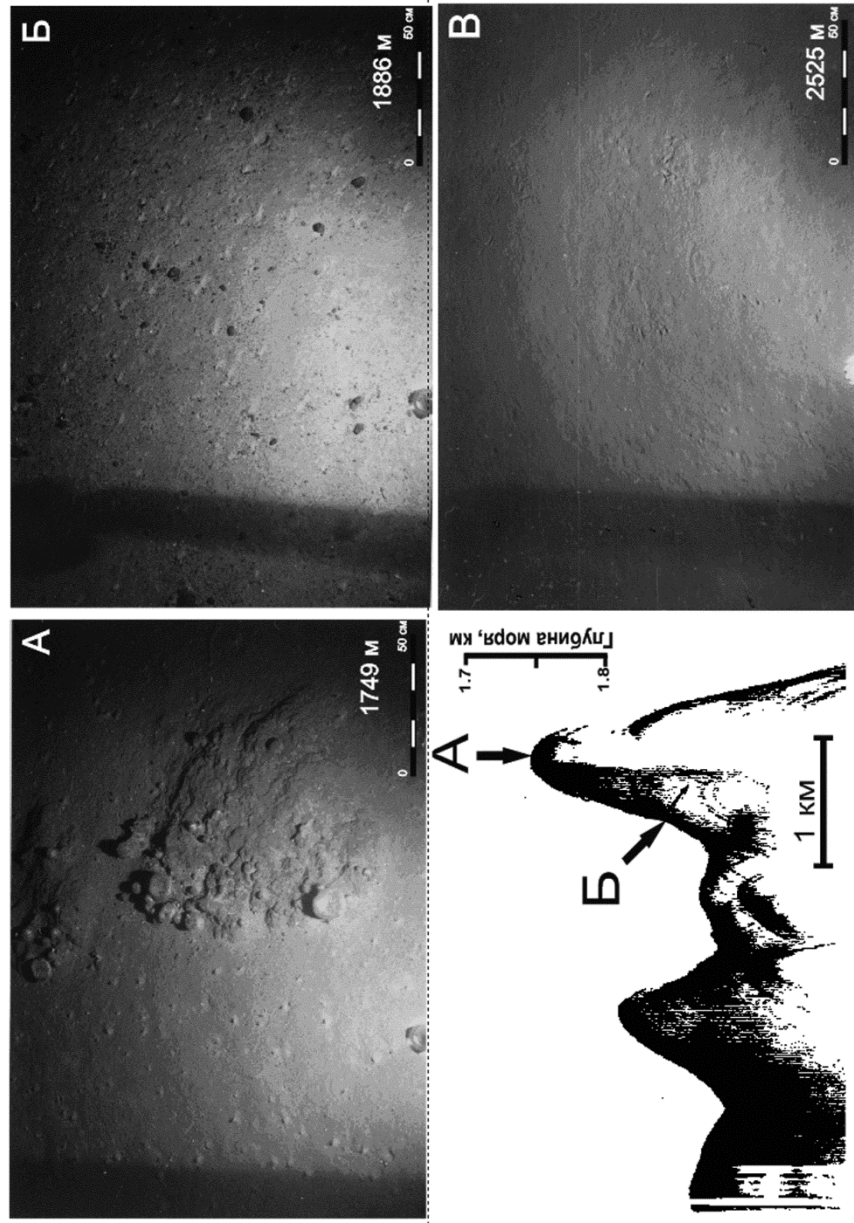


Рис. 2. Фотографии донной поверхности из рейса дрейфующей станции «Г-3» на подлнятии Менделеева.

А – на вершине локальной возвышенности в точке № 67-22 ($79^{\circ}53.6'N$ $173^{\circ}48' W$), Б – на склоне возвышенности крутизной 13° , В – в точке 67-15 ($79^{\circ}36.6'N$ $171^{\circ}35' W$) у подножия возвышенности. Внизу слева – положение станции на сейсмоакустическом профиле (по данным [70], с изменениями).

Данные о наличии и весьма широком распространении донно-каменного материала (ДКМ) в глубоководной Арктике и на ее шельфах появились со времен первых геологических экспедиций. Уже тогда было замечено, что в составе верхней части нелитифицированного осадочного чехла постоянно присутствует примесь крупно- и грубообломочного материала.

С одной стороны, при отсутствии параметрического бурения, проливающего свет на состав пород фундамента Арктического бассейна, обломочный материал, в обилии получаемый в ходе геологического пробоотбора, является весьма доступным материалом для изучения. С другой стороны, до сих пор не решен вопрос о критериях разделения обломков на дрифтовые – принесенные морскими льдами или айсбергами – и эдафогенные – образованные *in-situ* за счет размыва местных источников коренных пород.

Признаки присутствия континентальной коры в фундаменте отмечались и для других глубоководных поднятий Центральной Арктики: хр. Альфа, Чукотского плато и хр. Нордвинд [65, 85, 67]. В трудах 1-го Международного симпозиума по геологии Арктики, состоявшегося в Канаде, в девяти пунктах драгирования и в 14 буровых колонках на хр. Альфа выявлено доминирование осадочных пород, в том числе кварцевых песчаников в составе ДКМ, отмечалась бентосная фауна карбона и перми в известняках [51]. На подводной горе (84°31' с. ш. – 128°37' з. д.) среди обломков ДКМ в грунтовой трубке FL-380 обнаружены красные милониты по гранитоидам.

Обломки филлонитов размером до 3 см были погружены в пестро окрашенные песчано-алевритовые осадки, состоящие из кварца, альбита, олигоклаза, калиевых полевых шпатов – возможно, переотложенную кору выветривания. Изотопный возраст калишпата, определённый Ar-Ar методом, показал 1800–1900 млн лет [61]. К западу от этой точки в 8 из 14 грунтовых колонок также выявлены красноцветные и пестроцветные осадки – следы выветривания пород на хр. Альфа. Примерно в этом же районе на полигоне полярной станции «Альфа» с координатами 84–85° с. ш. и 138–152° з. д. драгой была поднята проба, состоящая на 85 % из обломков метаморфических пород.

Проблема существования коренных выходов горных пород на поднятии Менделеева была подробно рассмотрена на основании анализа результатов визуальных наблюдений в ходе рейса научно-исследовательской подводной лодки в экспедиции «Арктика-2012» [13]. В ходе визуального обследования склонов подводных гор с борта глубоководной научно-исследовательской лодки Е. А. Гусевым сделаны важные заключения о присутствии наряду с обломками дрифтового генезиса значительного числа уступов морского дна, образованных коренными выходами литифицированных горных пород.

Эти выводы хорошо согласуются с результатами изучения рыхлого материала, полученного в этом районе по результатам грунтового опробования [44]. В этой работе было показано, что минералогические характеристики тяжелой и особенно легкой фракции на различных участках поднятия Менделеева существенно различаются между собой и могут быть сгруппированы в три пространственных кластера. Границы кластеров контролируются как геоморфологическими особенностями строения поднятия, так и особенностями сейсмической волновой картины литифицированной части разреза.

Весьма удачный опыт использования ДКМ для геологических построений приводится в работе Артура Гранца и соавторов [65]. В этой, ставшей уже классикой, работе приводится опыт реконструкции палеозойско-мезозойского разреза фундамента хр. Нордвинд на основании анализа ДКМ, поднятого на его восточном склоне.

В 2000 г. комплексная геолого-геофизическая экспедиция ФГУП «ВНИИОкеангеология» на борту НЭС «Академик Фёдоров» получила богатый обломочный материал на подводной горе Шамшура в пределах хр. Менделеева [17]. В процессе геолого-геофизических работ на геотраверсе вдоль 82-й параллели, пересекающей восточную часть впадины Подводников и поднятие Менделеева, было выполнена 41 геологическая станция, причем значительная роль в исследованиях была отведена драгированию. По результатам работ было установлено, что распределение грубообломочного материала контролируется геоморфологическими особенностями района, фракционная структура осадка зависит от степени расчлененности рельефа дна. Такая закономерность может свидетельствовать о местном происхождении большей части донных осадков [18].

На крутом склоне Центрально-Чукотского хребта (в пределах северной части Чукотского плато, точка DS-5) в 2009 г. с ледокола «Healy» произведено удачное драгирование и поднято более 0,5 т обломков метаморфических пород: амфиболитов, ортогнейсов, а также гранитов, аплитов, пегматитов, метаморфизованных в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях [58]. Из двух образцов ортогнейсов выделены цирконы, показавшие каледонский возраст $428 \pm 3,4$ млн лет. При этом ядра кристаллов в одном из образцов показали гренвильский возраст 850–1000 млн лет, что свидетельствует о том, что каледонская переработка прошла по ранее сформированной гренвильской коре подобно террейну Пири на севере о. Элсмир, Свальбарду или поясу Инглефилд на севере Гренландии.

В 2010 г. из коллекции образцов высокоширотных экспедиций ВНИИ-Океангеология «Арктика-2000», «Арктика-2005», «Арктика-2007» были отобраны магматические породы поднятия Менделеева, которые до этого не изучались. Породы были изучены в шлифах, из них были выделены цирконы и проведено датирование локальным U-Pb методом SIMS SHRIMP по цирконам в ЦИИ ВСЕГЕИ. На поднятии Менделеева в нескольких пунктах среди ДКМ оказались обломки гнейсо-гранитов, с раннедокембрийскими возрастными цирконами: 2,7, 2,6, 2,3, 1,9 млрд лет, как и в районе хр. Ломоносова [31].

Среди отобранных образцов магматических пород обнаружено 10 мелких обломков основных пород – долеритов и габбродолеритов. Петрографическое изучение базитов показало их однотипность и заметные отличия от меловых базальтов HALIP. Породы раскристаллизованы и сильно изменены, обладают офитовой до габбровой структурой, содержат примесь кварца, графических сростков кварца и калишпата, постоянно присутствие амфибола и обильного рудного минерала (ильменита, титаномагнетита, гематита). Изучение акцессорных минералов выявило, кроме обычного набора, сульфиды железа и меди, сфен, апатит, бадделейт, а также циркон, как собственно «базитовый магматический», так и ксеногенный, захваченный – метаморфический, гранитоидный с возрастом 2,6 млрд лет. Зерна «собственного» циркона имеют по-

вышенные содержания тория и урана, что характерно для базитов трапповых комплексов, а по возрасту оказались неопротерозойскими – примерно 800 млн лет (поздний рифей). Ни одного образца, похожего на молодые – меловые базальты в коллекции не было обнаружено.

До последнего времени оставались непонятными различия в составе ДКМ, драгированного на поднятии Альфа (меловые щелочные базальты, вулканогенно-осадочные, реже терригенные слоистые осадочные породы, единичная находка метаморфических сланцев – филлонитов, поднятых грунтовой трубкой FL-380 в районе американской ледовой станции «Т-3» в точке с координатами 84°30' с. ш. и 128°27' з. д.) в сравнении с поднятием Менделеева (зрелые терригенные и карбонатные осадочные породы, изредка кварциты, гранитоиды и редко – позднедокембрийские базиты).

Важным этапом в изучении пород консолидированного основания поднятия Менделеева стала комплексная экспедиция «Арктика-2012». Опробование проводилось отрядом геологов с борта ледокола «Капитан Драницын». Опробование включало комплексный пробоотбор драгой (9 пунктов пробоотбора), телегрейфером ДГ-1ТВ (6 точек), гидростатической трубкой (6 точек, 30 м керна донных осадков), буровой установкой ГБУ-2/4000Л (три скважины на двух участках – в северной и южной частях поднятия Менделеева, с общей длиной керна 1,15 м), а также манипулятором, расположенным в днище подводного аппарата (5 проб размером до 0,5 м в пяти точках) на заранее выбранных полигонах с эскарпами.

Видеосъемка с бурового станка и телегрейфера уверенно показала наличие коренных обнажений на поверхности морского дна в районе эскарпов, выбранных для геологического опробования. Места пробоотбора располагались вблизи резких уступов морского дна (эскарпов), где, по опережающим сейсмическим данным, были обнаружены выходы акустического фундамента на поверхность морского дна. Их местоположение уточнялось с помощью визуальных наблюдений и видео-фотосъемки с научно-исследовательской подводной лодки (НИПЛ).

Всего было обследовано и опробовано 11 таких участков (три полигона – № 0 и 3 и ТО – в южной части поднятия Менделеева, № 1, 2, 9, 10 в центральной части поднятия Менделеева в районе возвышенности Шамшура, а также № 5, 6, 8 на северном окончании поднятия Менделеева – на подводных горах Трукшина и Рогоцкого). Участки включали 27 результативных станций опробования, из них два участка оказались пригодны для бурения скважин: № 0 и 6.

Сопоставление сейсмических моделей по району работ

Отсутствие непосредственно в пределах картируемой области не только скважин параметрического бурения, но даже надежных геологических реперов заставляет искать опорные разрезы на смежных площадях. Такими, в первую очередь, являются шельф Восточно-Сибирского моря (ВСМ) с арх. Де-Лонга на юге, хр. Менделеева на востоке и хр. Ломоносова на западе.

Для хр. Ломоносова нами использована сейсмическая модель [43], вошедшая в серийную легенду ГК-1000/3, доработанная с учетом полученных в

последние годы сейсмических материалов рейсов «Арктика-2011» [95] и «Healy-2005» [59, 60] и ОАО «МАГЭ» [89] (рис. 3).

В 2005 г. в рамках научного рейса Американского ледокола «Healy» впервые было получено более 1100 пог. км высокоразрешающих сейсмических профилей МОВ ОГТ [59, 60] на востоке поднятия Менделеева, Чукотском плато и поднятии Альфа. В составе осадочного чехла этими авторами установлено четыре сейсмических комплекса общей суммарной мощностью до 0,3–1,8 с. Весьма близкая волновая картина установлена авторами и в южной части хр. Альфа, где, кроме общих особенностей волновой картины и скоростных характеристик сейсморазреза, совпадают также и характеры соотношений осадочных комплексов.

Верхний сейсмический комплекс М1 формирует маломощный (от 0,18 до 0,23 сек TWT) плащ отложений, перекрывающий всю гребневую часть поднятия Менделеева. Подошвой комплекса является отражающий горизонт (ОГ) MU (Mendeleev Unconformity). В составе М1 предполагаются пелагические осадки с пластовыми скоростями от 1,5 до 1,6 км/с. Отложения не затронуты тектоническими нарушениями, по разрезу этого ССК фиксируется лишь несколько слабых пликативных нарушений и несколько оползней. Волновая картина состоит из среднеамплитудных параллельных рефлекторов, которые на большей части исследованной области согласно облекают подстилающий субстрат. Однако в верхней и средней частях склонов большинства возвышенностей поднятия Менделеева он залегает на ступенчато эродированной поверхности подстилающего комплекса М2а [59].

Авторы интерпретируют этот тип несогласия как эрозионный. Однако по нашему мнению, несогласие такого типа, закономерно проявляющееся на обширной площади, могло быть сформировано только при неравномерном проседании флангов хребта относительно его гребневой зоны по системе разломов и обрушении краевых частей толщи слаболитифицированных осадков. Скорее всего, подобное событие могло быть инициировано реактивацией древней разломной сети на неотектоническом этапе. Следует также заметить, что аналогичное несогласие фиксируется на хр. Ломоносова на границе сейсмокомплексов LR-4 и LR-5 [74, 42].

Анализ сейсмической информации позволил авторам выполнить корреляцию своей модели строения рыхлого осадочного чехла с данными глубоководного бурения на хр. Ломоносова [82, 55]. Авторами предложены два варианта корреляции. В первом случае граница между литологическими комплексами U1/5 и U1/6, совпадающая с преимущественно олигоценным перерывом в осадконакоплении, коррелируется с сейсмическими границами MU на поднятии Менделеева и контактом между ARB1 и ARB2 на поднятии Альфа.

Вторым, более вероятным, по мнению этих авторов, вариантом является сопоставление литологического комплекса U2 на хр. Ломоносова с сейсмическими комплексами ARB2 и MRB1 на поднятия Альфа и Менделеева соответственно. Проведя дополнительный анализ доступных исходных сейсмических материалов, авторы настоящей работы, тем не менее, пришли к выводу о корректности именно первой модели. В этом случае учитывается аналогичный тип несогласия в основании LR-5 и на границе MU, и таким образом удастся сопоставить тектоническое событие, приведшее к их формированию,

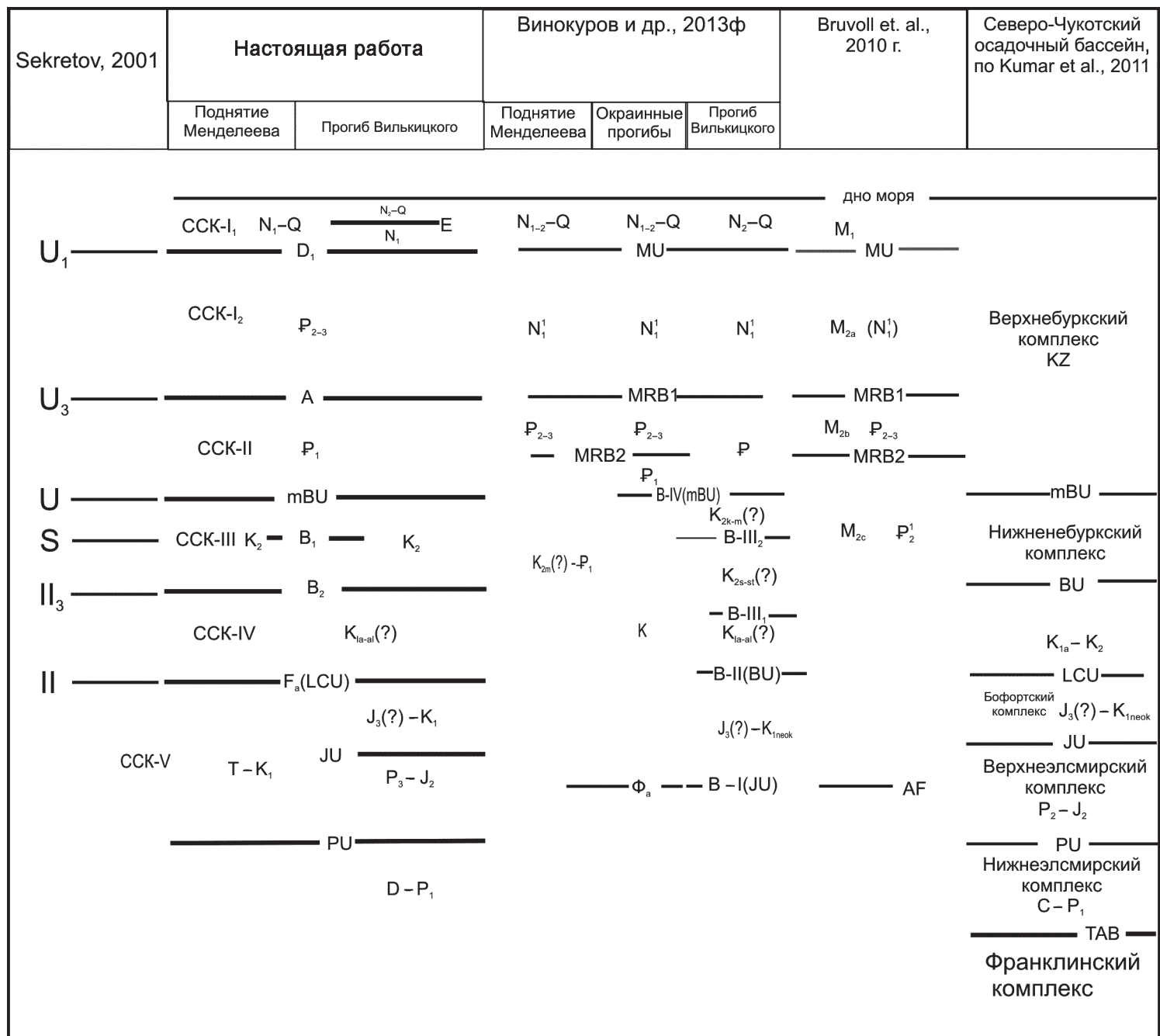


Рис. 3. Схема корреляции сейсмических моделей по региону.

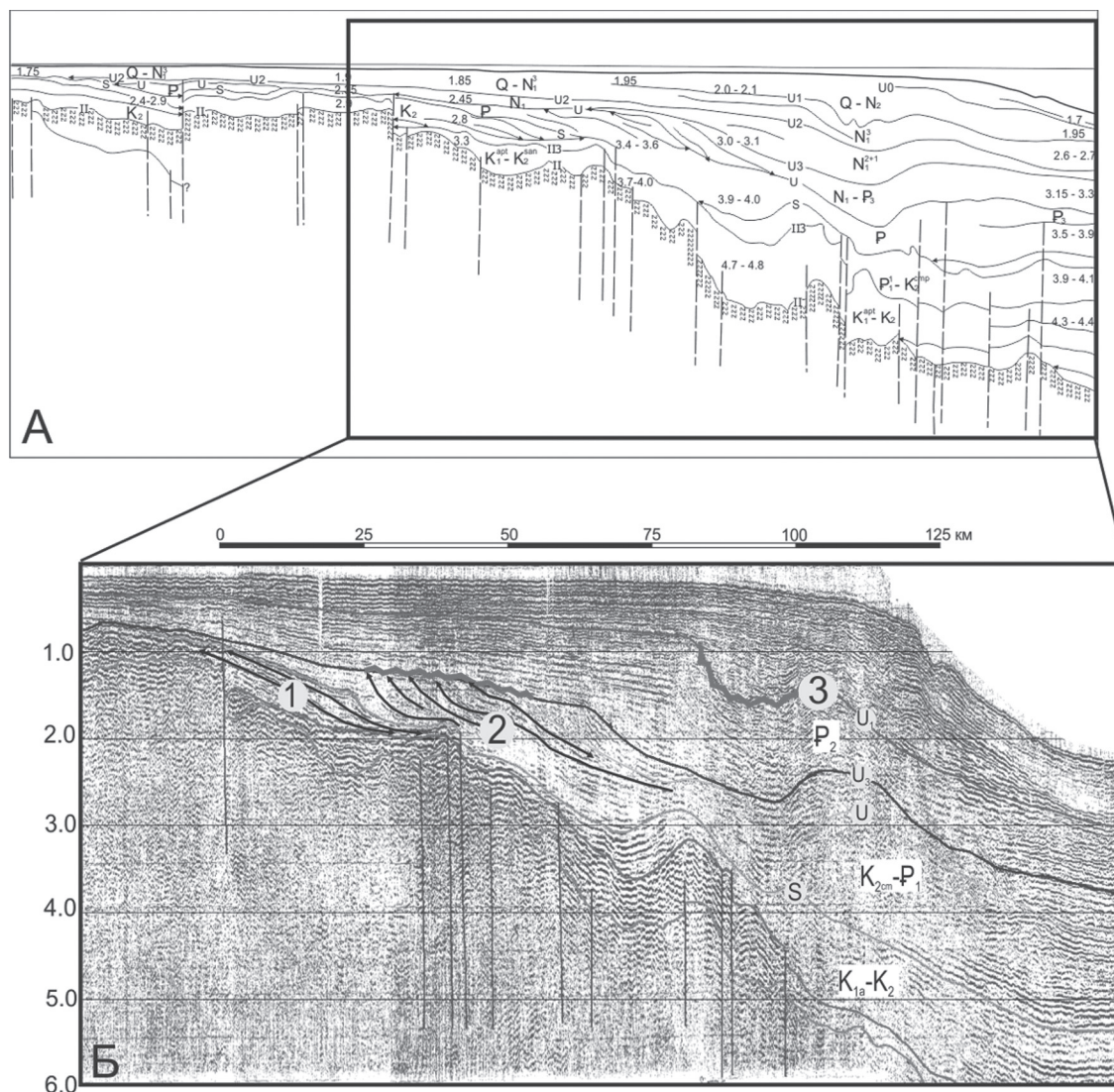


Рис. 4. Сейсмическая модель расчленения осадочного чехла вдоль профиля 90800 по С. Б. Секретову [89].

(А) и предлагаемая в настоящей работе схема стратиграфической привязки опорных сейсмогоризонтов по этому же профилю (Б). Цифрами обозначены: 1 – тракт высокого стояния уровня моря; 2 – тракт низкого стояния уровня моря с поверхностью максимального размыва в кровле; 3 – эрозионная поверхность олигоценового возраста.

с олигоценовой активизацией. Залегающая ниже поверхность акустического фундамента затронута дизъюнктивными нарушениями, затухающими вверх по разрезу. Скорости колеблются от 3,7 до 4,0 км/с.

Дальнейшие исследования сейсмических разрезов, проведенные этими же авторами [60], позволили предположить наличие в составе верхних горизонтов акустического фундамента лав и туфов базальтов, сходных с базальтами плато Оттонг-Ява и значительно отличающихся от базальтов MORB. Возраст базальтов, предположительно, кампанский (80 млн лет).

Проведенный нами дополнительный анализ исходных сейсмических данных «Nealy-2005» [110] показал, что на некоторых участках дна поверхность акустического фундамента представляет собой более сложную и скорее всего композитную границу. Под ней в сейсмическом разрезе фиксируется толща ($V_{пл}$ от 2,3 до 3,7 км/с), состоящая из серии протяженных (до 10–15 км) субгоризонтальных границ, коррелируемых на расстоянии до 50 км. Это позволяет предположить здесь наряду с вулканогенно-осадочными образованиями наличие образований платформенного чехла, перекрытых сверху слоем разрушенных низкоскоростных образований, возможно, кор выветривания, аналогичных палеоценовым корам выветривания приморской низменности Якутии и Новосибирских островов [54].

Сейсмическая модель С. Б. Секретова [89] построена по результатам интерпретации сейсмических профилей 90800 и 90801, пройденных от поднятия Де-Лонга на север через бровку шельфа и континентальный склон Восточно-Сибирского моря в полосе от 152 до 164° в. д. Не соглашаясь с некоторыми авторскими построениями, о которых будет сказано ниже, мы считаем данную модель крайне важной для корреляции сейсмических разрезов глубоководного бассейна с разрезами шельфа, а следовательно, и с разрезами континентальной суши (рис. 4).

По данным С. Б. Секретова, здесь вскрыт осадочный чехол мощностью до 9 км, залегающий на складчатом позднекиммерийском основании. В составе чехла установлено до 10 сейсмостратиграфических комплексов, объединенных в три сейсмических надкомплекса: апт-сантонский (мощность 1–4 км), кампан-нижнепалеоценовый (до 1,2 км) и кайнозойский (3–6 км), сопоставляемых соответственно с этапами континентального рифтинга (125–80 млн лет), дрифта (80–60 млн лет) и постдрифтовым этапом (<60 млн лет) соответственно.

Соглашаясь в целом с приводимым расчленением разреза на сейсмокомплексы, нам видится необходимым дать несколько отличную стратиграфическую привязку отражающих границ. Так, опорная граница S, несмотря на наличие в ней серии клиноформ, не является эрозионной. В терминах сиквенс-стратиграфии она является кровлей тракта высокого стояния уровня моря, определяемого наличием подошвенного и кровельного прилегания в этом ССК. Залегающая выше опорная отражающая граница U действительно несет в себе следы значительного эрозионного размыва. Сейсмокомплекс S-U, кровлей которого она является, формирует первую в разрезе мезо-кайнозоя бровку шельфа. В связи с этим нам представляется более реалистичным сопоставление с палеоценовой поверхностью максимального размыва не опорной границы S, а залегающей выше ее опорной границы U, ко-

торая действительно является эрозионной. Залегающий выше горизонт U3 и сейсмокомплекс U–U3 может быть сопоставлен с трактом низкого стояния уровня моря, когда депоцентры осадконакопления сместились с шельфа к подножию КС. Аналогичная ситуация описана нами на хр. Ломоносова [42, 87], где в конце позднего мела–палеоцене депоцентры осадконакопления были смещены во внутренние грабены хребта и смежные впадины восточного и западного склонов.

С олигоценовой регрессией в таком случае нам представляется корректным сопоставить отражающий горизонт U₁, на котором фиксируется некоторое увеличение пластовых скоростей, а также наличие эрозионных врезов у бровки шельфа (рис. 4).

По результатам наблюдений МОВ, вдоль линии геотраверсов «Трансарктика-89» и «Трансарктика-91», расположенных непосредственно в пределах картируемой области, была создана еще одна сейсмическая модель [26]. Здесь осадочный чехол выше поверхности акустического фундамента был разделен на четыре ССК. Значения V_п для самого верхнего слоя 1 составляют около 1,7–1,9 км/с, для нижележащего слоя 2а – около 2,2–2,4 км/с, для лежащего еще ниже слоя 2b – около 2,9–3,0 км/с, и, наконец, для самого нижнего из этих слоев, слоя 3, – около 3,6–4,0 км/с.

Кроме того, была проанализирована и учтена сейсмическая модель, разработанная в ОАО «Севморгео» [93] по материалам анализа сейсмических данных экспедиции «Арктика-2012», а также сейсмическая модель строения, опубликованная Н. Кумаром с соавторами [79], опирающаяся на современную интерпретацию буровых данных по скважинам Бургер, Попкорн, Крекерджет, Даймонд и Клондайк (рис. 4).

Таким образом, сейсмическая модель строения осадочного чехла по листу U-57–60 была построена на базе модели по листу U-53–56 [42, 87] с учетом новых данных, а также данных по смежным областям (рис. 3).

СТРАТИГРАФИЯ

В пределах листа U-57–60 по результатам изучения геологического материала и интерпретации сейсмических данных был установлен сложный комплекс осадочных и магматических образований, слагающих осадочный чехол района и верхнюю часть акустического фундамента.

СЕЙМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА РАСЧЛЕНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

Основой для построения сейсмической модели региона послужила схема расчленения осадочного разреза, положенная в основу Океанской серийной легенды. Впервые данная схема была использована при составлении комплекта листов U-53–56 Госгеолкарты-1000, выполненного тем же коллективом авторов [42]. Как уже было упомянуто в Объяснительной записке к листу U-53–56, схема базируется на основных положениях сейсмической модели, предложенной Ю. Г. Киселевым [21] для приломоносовской части арктического бассейна.

Принимая во внимание положение картируемой области на стыке структур хр. Ломоносова и поднятия Менделеева, для описания сейсмических свойств ССК, их корреляции и стратиграфической привязки нами активно использовался весь доступный материал по смежным с запада [42], северо-запада [74], юга [89], а также востока [59, 60, 95, 93] площадям (рис. 5).

Всего в составе сейсмического разреза в пределах картируемой территории было выделено шесть региональных отражающих горизонтов (сверху вниз): D₁, A, mBU, B₂, LCU, PU и два вспомогательных: B₁ и JU (рис. 6). Горизонт LCU, совпадающий с кровлей доаптских образований, на большей части листа является самым нижним рефлексом, фиксируемым в разрезе. При этом он является поверхностью акустического фундамента лишь в пределах восточной периферии хр. Ломоносова и западного склона поднятия Менделеева. На остальной части интенсивность сейсмического сигнала под границей LCU снижается постепенно, что может говорить о существовании под ним седиментационных комплексов в чехольном или же близком к чехольному – слабо дислоцированном залегании. Доказательствами этого предположения могут служить сейсмические профили по западному склону под-

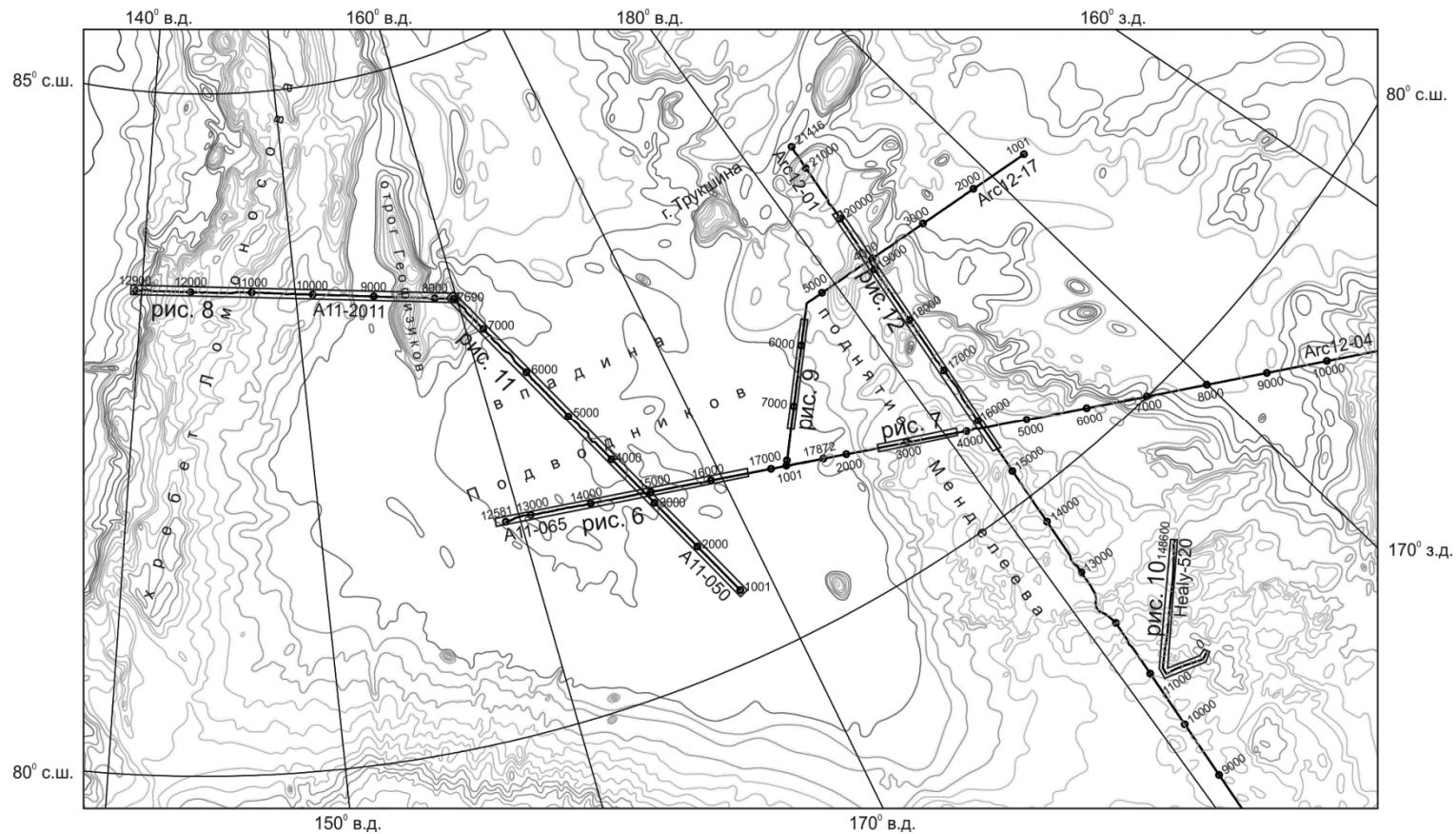


Рис. 5. Схема расположения фрагментов сейсмических профилей, приводимых в записке.

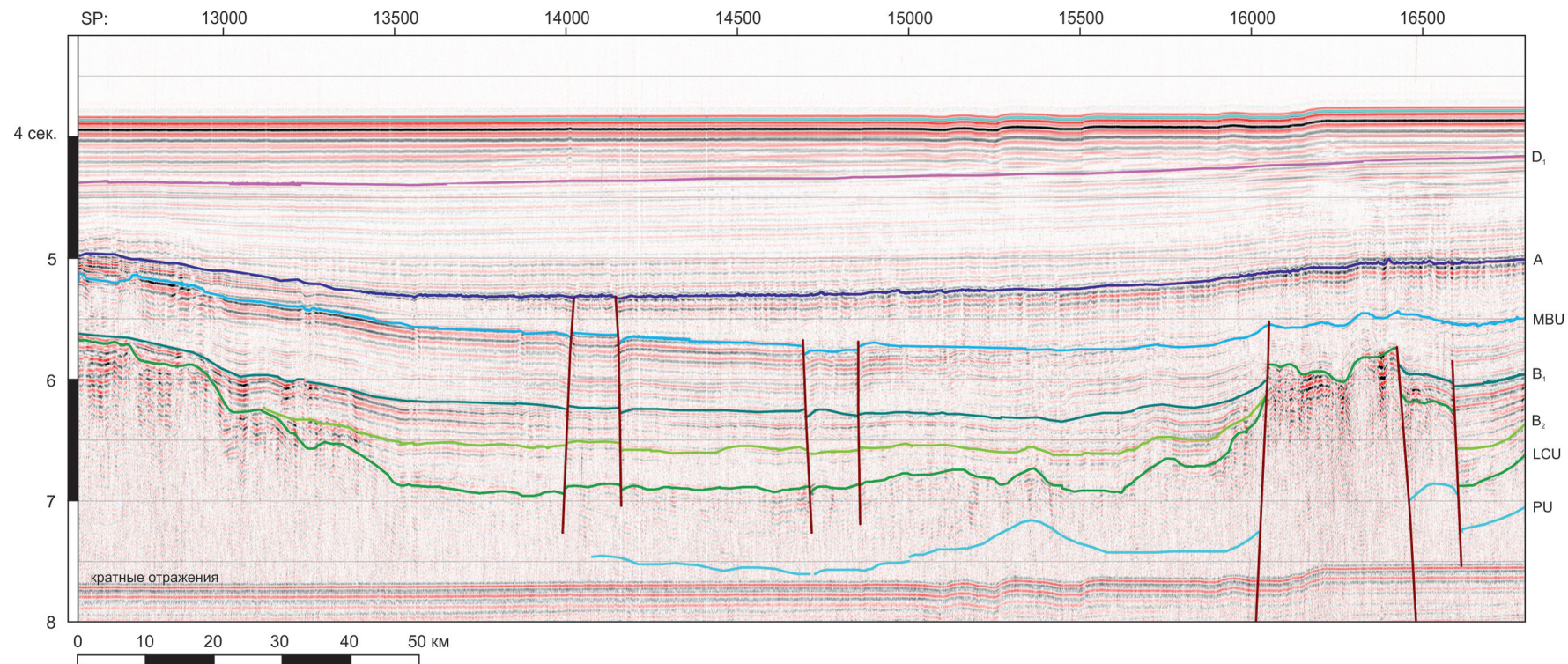


Рис. 6. Фрагмент временного сейсмического профиля A11-065 во впадине Подводников [95].
 Сверху приведены пункты выстрелов (SP – shot points). Схему привязки отражающих горизонтов см. на рис. 3.

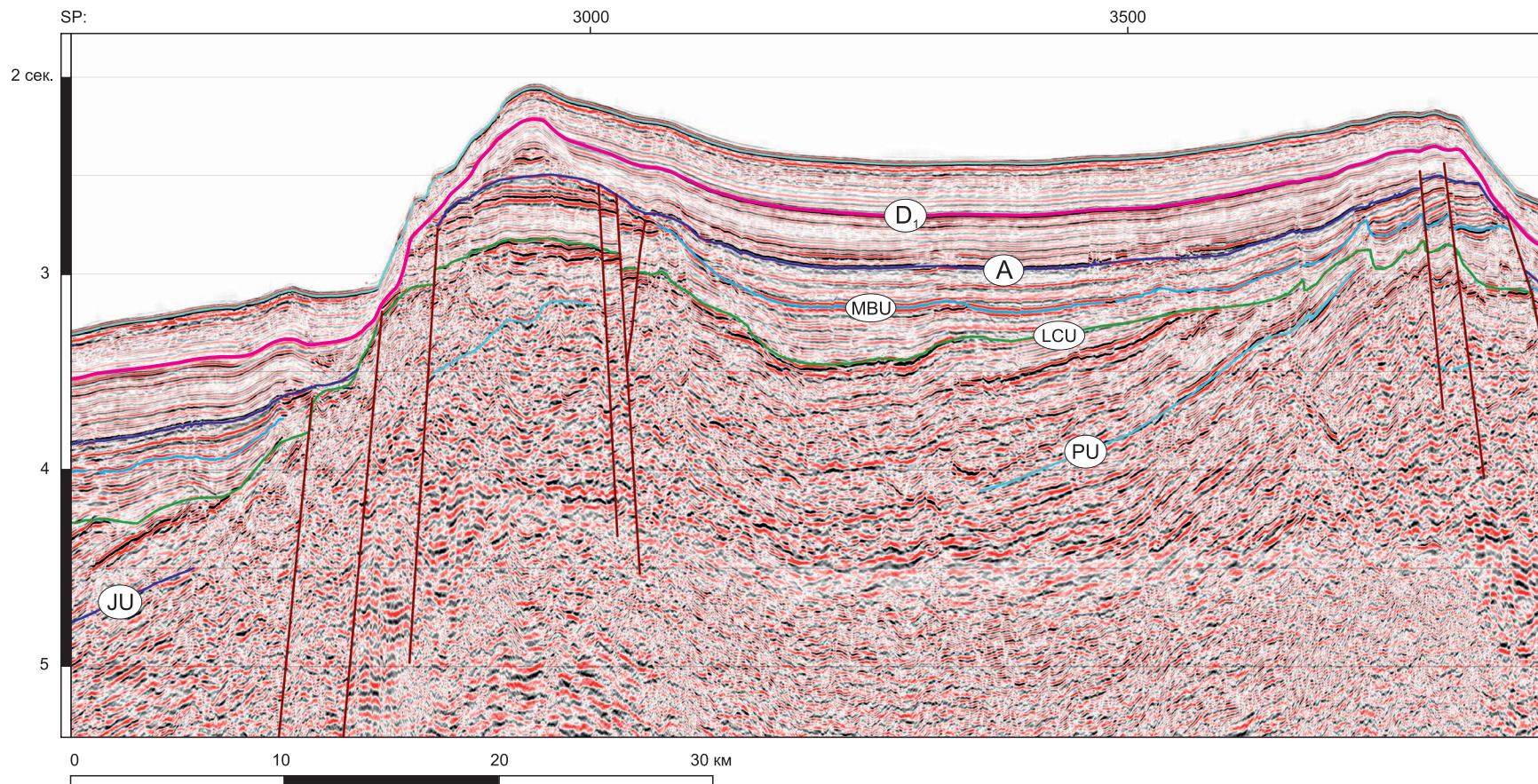


Рис. 7. Фрагмент временного сейсмического профиля Арк12-04 [93] через центральную часть поднятия Менделеева. Рисунок показывает наличие стратифицированной толщи осадочных образований ниже поверхности LCU (SP – 3150–3600). На западном склоне поднятия Менделеева наблюдается эрозионное несогласие по горизонту D_1 (SP – 2800–2900). Схему привязки отражающих горизонтов см. на рис. 3.

нения Менделеева (рис. 7), показывающие наличие под LCU более чем 2-километровой толщи стратифицированных образований.

Несмотря на некоторые региональные особенности, сейсмический разрез в целом сохраняет принципиальное сходство с разрезом хр. Ломоносова, описанным ранее для смежного листа U-53–56. Как и на смежном листе, опорной, помимо горизонта LCU, является отражающая граница А, легко идентифицируемая по поверхности несогласия в северо-западном углу листа. На восточной периферии опорными становятся отражающие границы D_1 и mBU.

Отражающие горизонты ограничивают пять ССК в составе осадочного чехла, а также два ССК в составе верхней части разреза, располагающейся ниже горизонта LCU. Сейсмокомплексы ССК-II, ССК-III и ССК-IV образуют комплекс выполнения понижений рельефа последнего, то есть толщу, сингенетичную прогибанию фундамента впадины. ССК-I₁ и ССК-I₂ представляют собой горизонтально слоистую толщу, перекрывающую все неровности субстрата (рис. 6).

Оценка скоростных характеристик разреза приводится по материалам критического разбора, опубликованных [59, 60, 74], а также фондовых данных по региону [101]. При разборе часть данных была пересмотрена, часть данных отбракована. В основном были отбракованы данные, полученные в местах резких перегибов поверхности акустического фундамента и основных опорных горизонтов, что приводило к заметным искажениям скоростных характеристик разреза. Последующее сопоставление настоящей сейсмической модели с данными определения скоростных характеристик разреза [101] показало хорошую сходимость результатов. Ниже приводится описание волновых характеристик разреза сверху вниз.

ССК-I₁ устанавливается в самой верхней части сейсмического разреза и ограничен в кровле поверхностью морского дна, в подошве ОГ D_1 (рис. 6). Сопоставление принятой в настоящей работе схемы расчленения сейсмического разреза с существующими моделями показывает, что по своему сейсмостратиграфическому объему ССК-I₁ коррелируется с а) верхней частью первого структурного этажа, выделенного Ю. Г. Киселевым [21]; б) включает в себя два сейсмокомплекса LR-5 и LR-6, выделенных В. Йокатом [77] в гребневой части хр. Ломоносова; в) с толщей отложений, ограниченной снизу ОГ U_1 [89]; г) сейсмическим комплексом M_1 [по 59].

На большей площади картируемой области ССК-I₁ вместе с подстилающим его ССК-I₂ входит в состав внутреннесогласной параллельнослоистой толщи. ССК-I₁ согласно залегает на поверхности ССК-I₂, и лишь на поднятиях акустического фундамента в районе западных склонов поднятия Менделеева по отражающему горизонту D_1 фиксируется несогласие эрозионного типа, подробно описанное в работе Брувол и др. [59] (рис. 7, 8, а также 4).

Наличие тектонически сходного несогласия наблюдалось также и ранее [43] на нескольких пересечениях сейсмическими профилями как восточного, так и западного склонов хр. Ломоносова от 83 до 88° с. ш. Кроме того, данное несогласие было привязано, по результатам глубоководного бурения [74, 55], к подошве литологического комплекса Асех-1/5, сопоставляемого с нижним миоценом. Региональное проявление подобного несогласия позволяет нам экстраполировать данные бурения с приполюсного сегмента хр. Ломоносова

непосредственно в районе работ и таким образом выполнить стратиграфическую привязку ССК-I₁, скоррелировав его с миоцен-четвертичной толщей синокеанических отложений.

Волновая картина этого ССК-I₁ характеризуется четкой параллельнослоистой записью, сложенной среднеамплитудными рефлекторами, параллельными дну и облекающими неровности подстилающего рельефа. Толща в целом характеризуется отличной коррелируемостью и прослеживаемостью на всей площади листа и далеко за ее пределами. Характер ее волновой картины, а также динамические и скоростные характеристики постоянны и слабо варьируют на обширных площадях впадин Макарова, Амундсена, и на гребневых участках поднятия Менделеева. Описанное выше обстоятельство позволило нам проводить удаленные корреляции с геологическими материалами по прилегающим как с юга [89], запада [74, 55, 43], так и с востока [59, 60] районам.

Наблюдается незначительное усиление амплитуды внутренних рефлекторов ССК-I₁ в районе подножия КС Восточно-Сибирского моря. Скорее всего это может быть объяснено увеличением содержания грубой фракции в отложениях из-за приближения к источникам сноса на шельфе ВСМ.

Пластовые скорости осадков, слагающих этот ССК, колеблются в пределах 1,5–1,7 км/с [21, 77, 101]. Сходные значения пластовых и граничных скоростей показывают результаты последних сейсмических исследований на Чукотском куполе и поднятии Менделеева [60]. Здесь установлен ССК M₁ с ОГ MU в подошве, характеризующейся граничной скоростью 1,8 км/с и пластовыми скоростями в пределах СКК от 1,5 до 1,7 км/с.

На континентальном склоне Восточно-Сибирского моря С. Б. Секретовым [89] также выделяется внутреннеконформная толща с постоянной мощностью с пластовыми скоростями до 1,7–1,95 км/с, ограниченная в подошве ОГ U₁. Непосредственно у бровки шельфа эта граница также несет следы эрозионного несогласия.

Подобная выдержанность скоростных характеристик позволяет уверенно говорить о наличии в составе этого ССК нелитифицированных пелагических или «синокеанических» отложений. Характер изменения мощности ССК-I₁ также достаточно типичен для пелагических образований. На большей части картируемой области мощность осадков стабильна и не превышает 500 м. Несколько меньше (около 150 м) она на вершинах возвышенностей. Наблюдается небольшой депоцентр с мощностями до 1500 м в юго-западном углу листа, обусловленный скорее всего близостью этой области к континентальному склону.

ССК-I₂ ограничен в кровле ОГ D₁ и ОГ А в подошве (рис. 6, 7, 8). Волновая картина в целом сходна с перекрывающим его ССК-I₁, однако отличается меньшей динамической выдержанностью и выраженностью. Для ССК-I₂ характерна полупрозрачная волновая картина, сложенная низкоамплитудными плоско-параллельными рефлекторами. На большей части картируемой области ССК-I₂ согласно залегает на подстилающих образованиях ССК-II и, как уже было показано выше, слагает нижнюю часть конформной параллельно-слоистой сейсмоакустической толщи. Уверенное выделение этого ССК из состава последней возможно лишь в северо-западном углу планшета на во-

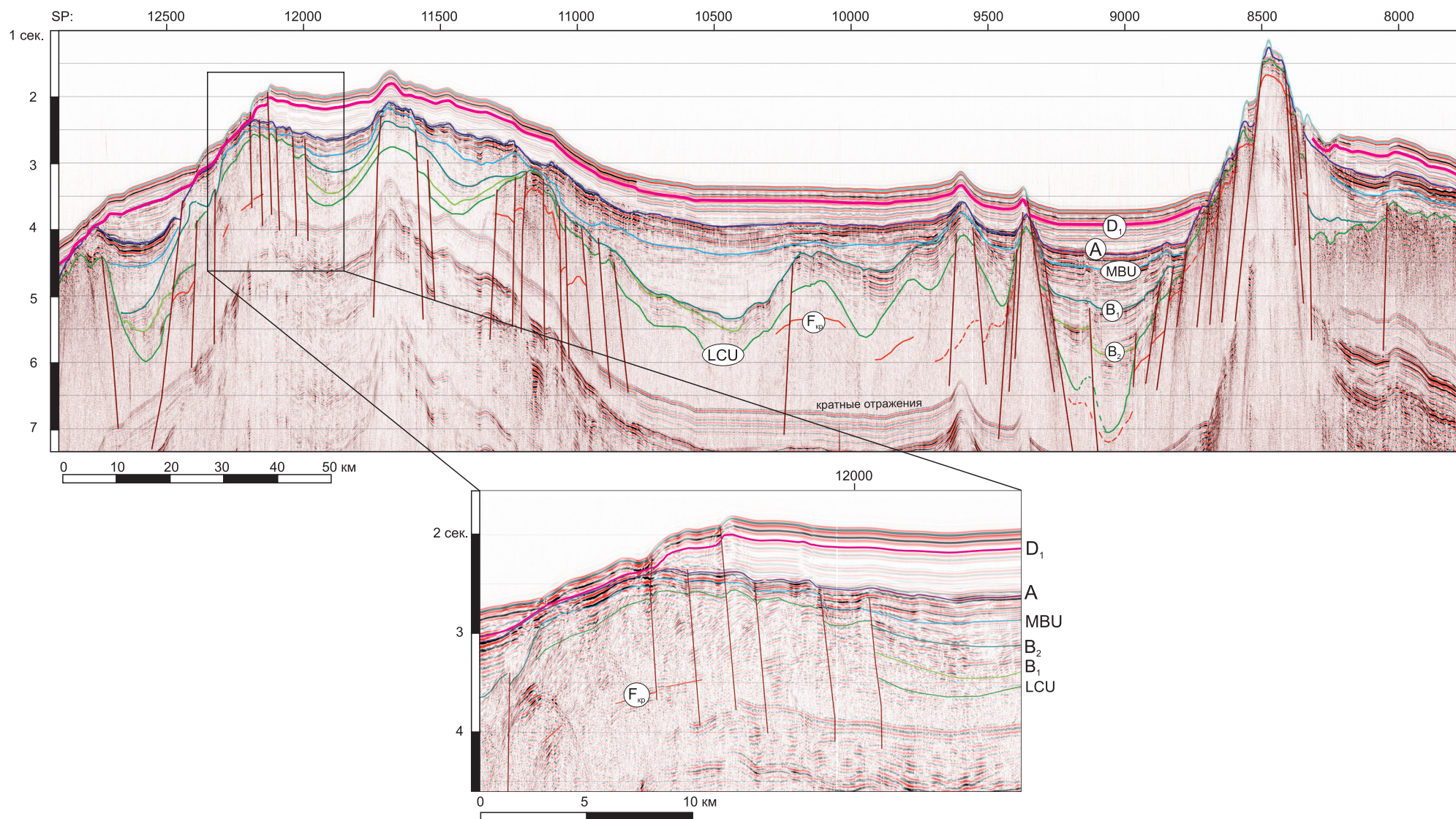


Рис. 8. Фрагмент временного сейсмического профиля А11-2011 [95]. Рисунок показывает корреляцию сеймостратиграфических комплексов основного массива хр. Ломоносова и отрога Геофизиков. На врезке показано несогласие по горизонту D₁ (SP – 1240–1200) на западном склоне хр. Ломоносова. Схему привязки отражающих горизонтов см. на рис. 3.

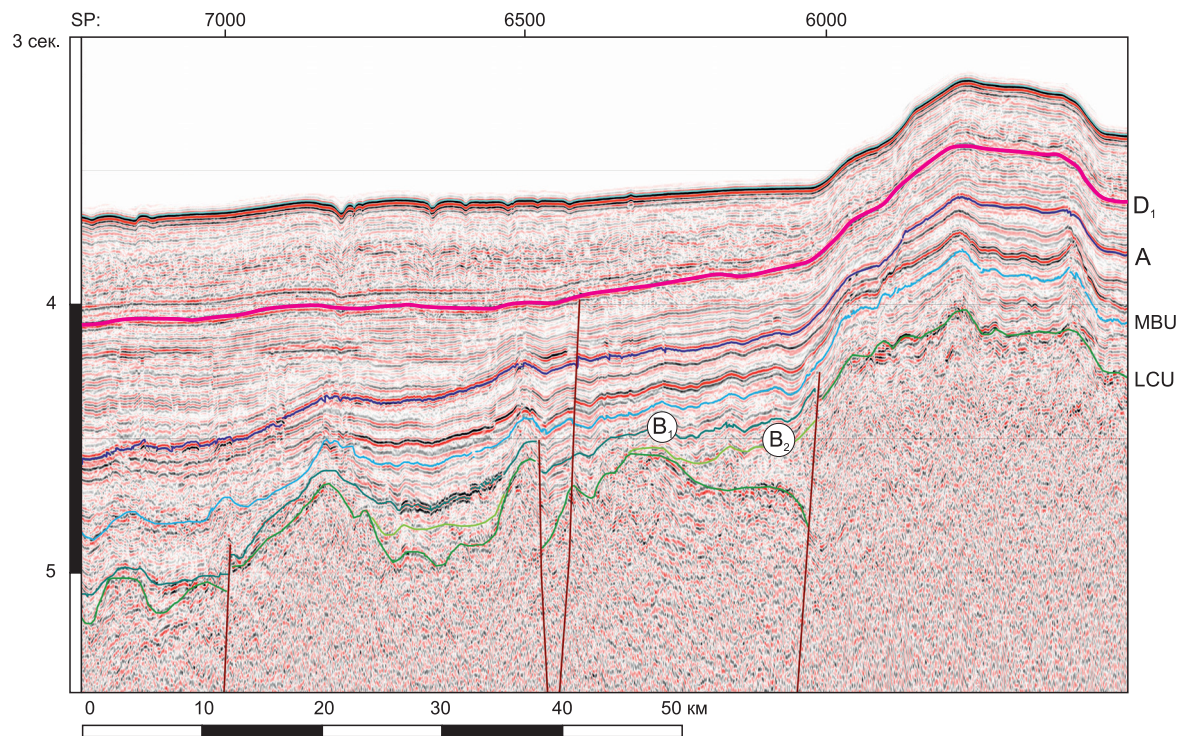


Рис. 9. Фрагмент временного сейсмического профиля Арк12–17 на западном склоне поднятия Менделеева [93]. Схему привязки отражающих горизонтов см. на рис. 3.

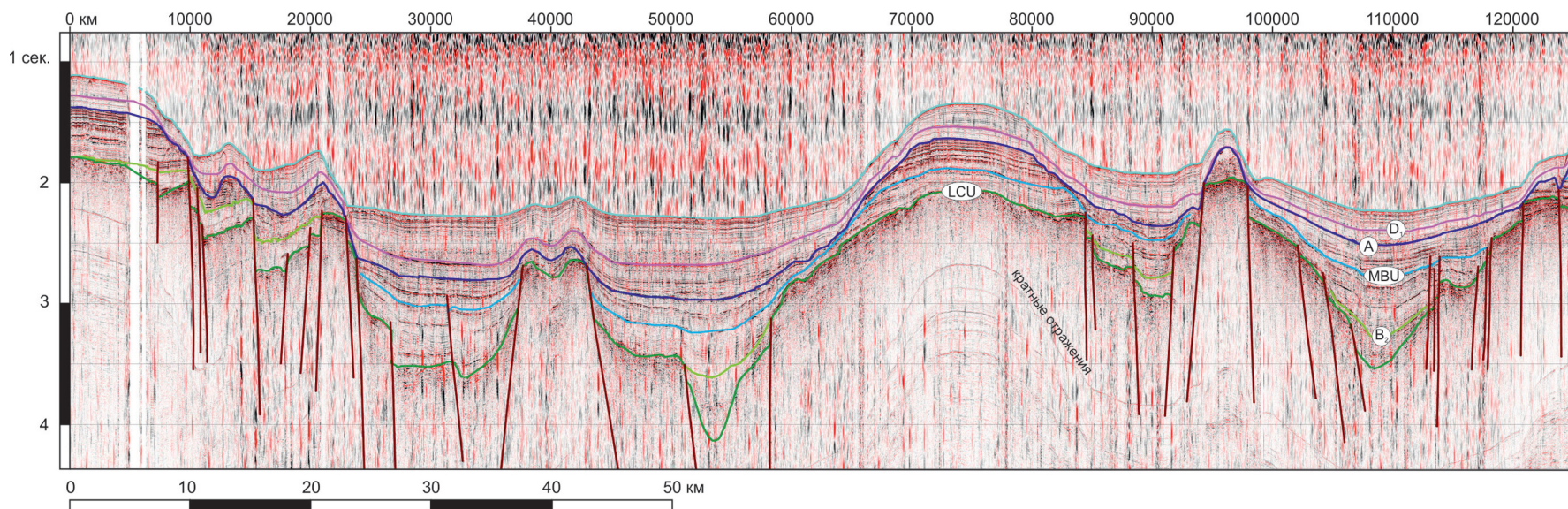


Рис. 10. Фрагмент временного сейсмического профиля Nealy05-520 [110]. Схему привязки отражающих горизонтов см. на рис. 3.

сточном склоне отрога Геофизиков (рис. 8), а также на западном склоне поднятия Менделеева в восточной части листа (рис. 7), где разделяющая их граница D_1 приобретает несогласный характер.

Корреляция с существующими моделями строения чехла показывает, что ССК- I_2 сопоставляется с а) нижней частью первого структурного этажа по Ю. Г. Киселеву [21]; б) LR-3 + LR4 по модели В. Йоката [74]; в) ССК M_{2a} по модели В. Брувол [59] для поднятия Менделеева; г) ССК, заключенного между ОГ U_1 и U_3 , по модели С. Б. Секретова [89].

Распределение мощности этого ССК значительно отличается от поля мощности пелагических осадков ССК- I_1 . Область наименьших изменений мощности занимает всю северную половину листа. Здесь мощности составляют ~300 м под склонами и менее 250 на вершинах возвышенностей. На западной и восточной периферии картируемой области ССК- I_2 уменьшается в мощности, переходя в состояние т. н. «конденсированного разреза», что связано с резким уменьшением скорости осадконакопления на возвышенных участках в дистальных частях бассейна (рис. 7). У южной границы листа наблюдается отчетливый депоцентр (до 1800 м), свидетельствующий о сносе терригенного материала с шельфа Восточно-Сибирского шельфа.

Пластовые скорости осадочных образований, входящих в состав ССК- I_2 , определенные по результатам МОВ [59, 21, 99, 101], находятся в пределах 1,8–2,2 км/с.

Такие характеристики изменения мощности, волновой картины и пластовых скоростей позволяют предположить формирование толщи ССК- I_2 в условиях морского бассейна, при активном поступлении терригенного материала с его южной периферии. Подобные предположения хорошо коррелируются с генетической интерпретацией толщи LR-3 + LR4 по буровым данным [74].

Отражающий горизонт D_1

Отражающий горизонт D_1 на большей площади листа, располагаясь внутри согласной толщи ССК- I_1 и ССК- I_2 , является изохронной границей (рис. 6 и 9). Однако в восточной части картируемой области – в краевых частях вершинных поверхностей поднятия Менделеева – этот рефlector приобретает значение опорного (рис. 7, SP – 2800–2900). Это связано с существованием здесь эрозионного несогласия, образованного за счет выпадения из разреза части подстилающих ССК- I_2 и II.

Впервые описанное в работах Р. Брувол [59] данное несогласие фиксируется нами на большинстве сейсмических профилей, пересекающих возвышенности поднятия Менделеева и Альфа, сохраняя свой структурный стиль (рис. 7, 8, 10, а также 4). Кроме того, наличие непрерывной сети сейсмических профилей позволило нам составить непрерывный корреляционный ход и скоррелировать сейсмические данные по листу с разрезами как западного, так и восточного склона хр. Ломоносова (рис. 8). Таким образом, опираясь на сейсмическую модель, использованную на смежном с запада листе U-53–56 [42], ОГ D_1 был сопоставлен с подошвой сейсмокомплекса LR-5 [74], датированного, по буровым данным, ранним миоценом [55]. Характерный струк-

турный стиль этого несогласия позволяет предположить, что во время, коррелятное этому перерыву, в регионе наблюдалось усиление тектонических движений, приведшее к неравномерному проседанию отдельных тектонических блоков в краевых частях поднятия Менделеева, а также хр. Ломоносова.

ССК-II, ограниченный в кровле региональным сейсмическим опорным горизонтом А, является важным репером при расчленении сейсмического разреза в западной части листа (рис. 6–8). В пределах котловин ССК-II ограничен в подошве ОГ mBU и согласно перекрывает ССК-III, на поднятиях с несогласием залегает на кровле разновозрастных образований (рис. 6–8).

Волновая картина этого ССК в пределах картируемой области, в отличие от смежного на западе листа U-53–56, достаточно изменчива: от выразительных, слегка волнистых параллельных рефлекторов до слабых низкоамплитудных отражающих площадок по всему разрезу. Вниз по разрезу ССК-II амплитуда внутренних отражений значительно снижается. Практически повсеместно в его кровле фиксируется цуг высокоамплитудных рефлекторов, что позволяет уверенно диагностировать этот комплекс в разрезе (рис. 11).

Нижнюю часть ССК составляют акустически полупрозрачные отложения. По своему стратиграфическому объему он сопоставляется с ССК U3-U [89] и с ССК M_{2b} [59]. Прямого аналога этому ССК в модели В. Йоката [74] нет, так как последняя разработана для гребневой части хр. Ломоносова, где отложения, коррелятные этому ССК, выпадают из разреза.

Мощность этого ССК в пределах картируемой области варьирует от 100 до 1250 м, несколько увеличиваясь в южной части впадины Подводников и сокращаясь над выступами акустического фундамента (рис. 7, 8). В северо-западном углу листа и за его пределами отмечается резкое увеличение мощности этого ССК в локальных ловушках грабенов западного и восточного склонов отрога Геофизиков. Небольшие локальные депоцентры, не выражаемые в масштабе, однако заметные на сейсмических профилях, фиксируются в прогибах в непосредственной близости от западных склонов поднятия Менделеева. Подобные изменения мощности осадочного комплекса позволяют сопоставлять его с комплексом, образованным на завершающей стадии тектонической активизации. Скорее всего, формирование этого ССК в районе происходило за счет сноса осадка с прилегающего шельфа Восточно-Сибирского моря, а также за счет размыва субстрата поднятий Менделеева и восточных отрогов хр. Ломоносова (отрог Геофизиков).

Как уже описывалось выше, наиболее вероятной нам видится корреляция этого ССК с этапом палеоценовой регрессии, проявленной на смежной континентальной суше и островах эрозионными поверхностями [54]. На Новосибирских островах и Приморской низменности Якутии эти эрозионные поверхности отмечаются корами выветривания и пенепленами.

Скоростные характеристики отложений, слагающих ССК-II в пределах картируемой области, к настоящему моменту наиболее полно охарактеризованы сейсмическими материалами экспедиции Арктика-2011 [95, 101]. Интервальные скорости меняются здесь в пределах 2,3–3,2 км/с, в то время как граничные скорости по кровле, подошве и нескольким внутренним рефлекторам варьируют от 3,1 до 3,9 км/с.

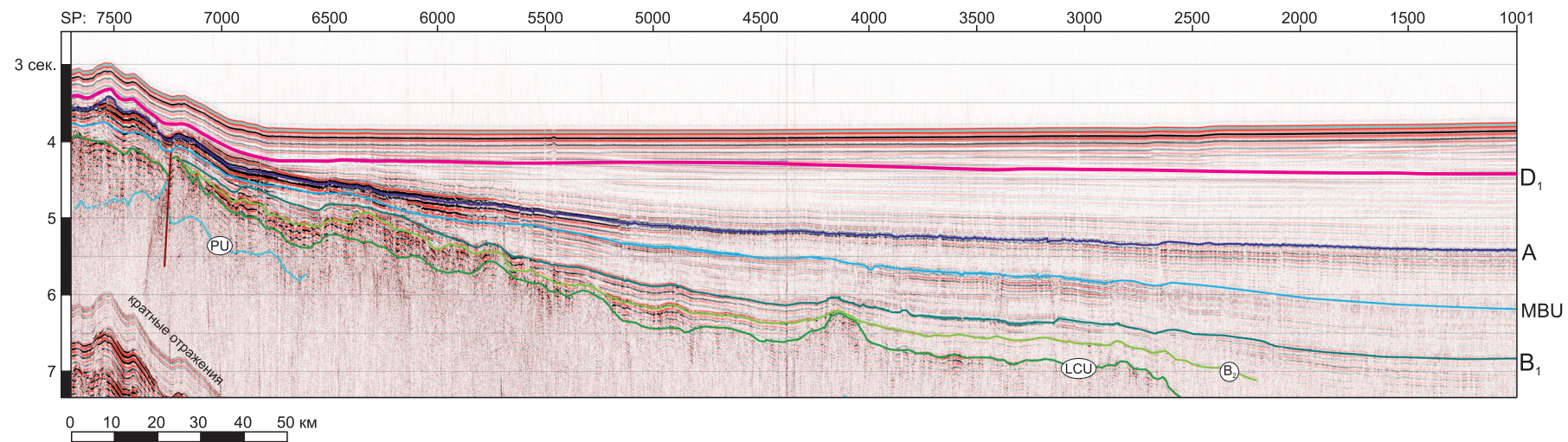
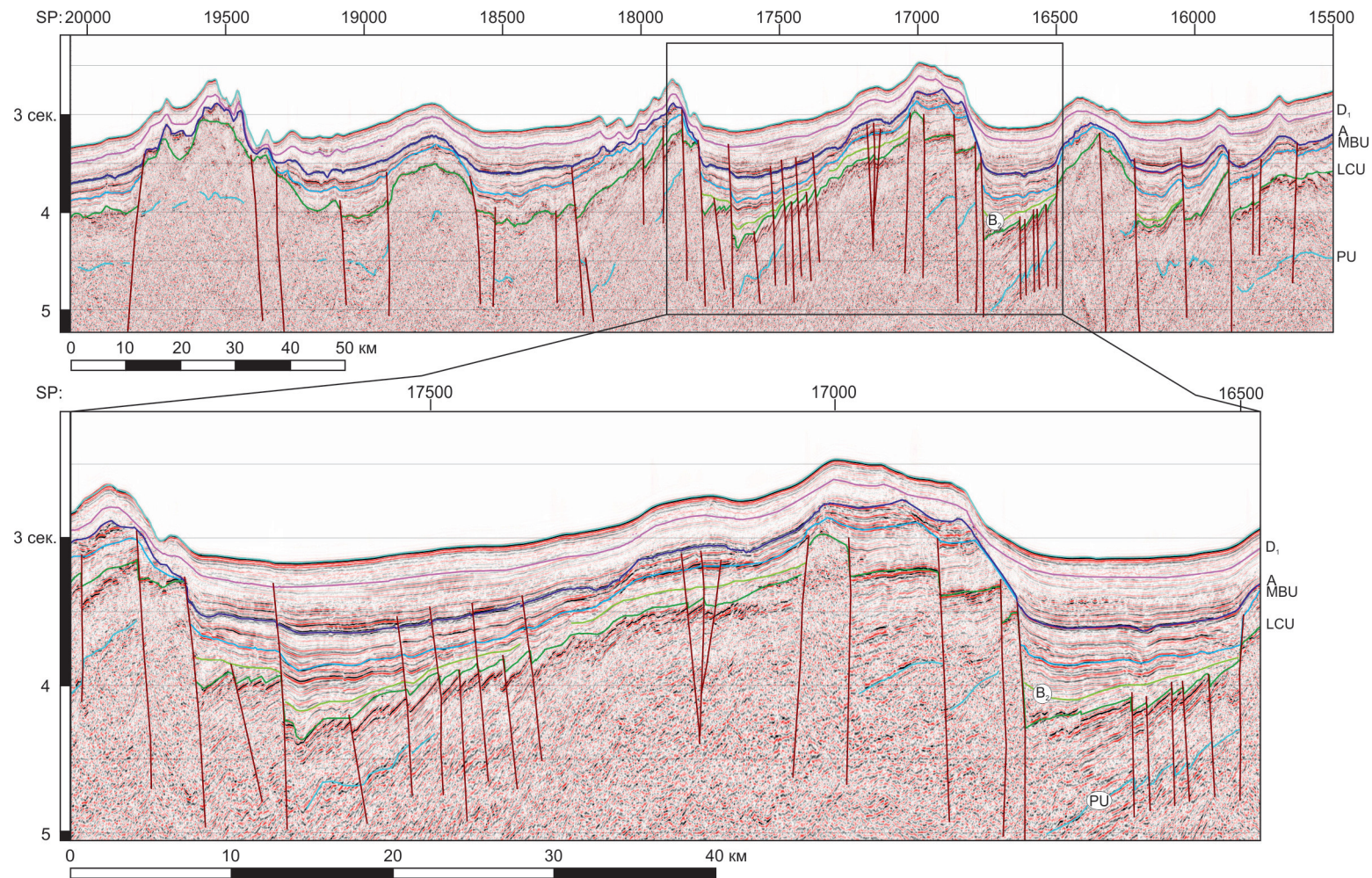


Рис. 11. Фрагмент временного сейсмического профиля А11-050 во впадине Подводников. Схему привязки отражающих горизонтов см. на рис. 3.



**Рис. 12. Фрагмент временного сейсмического профиля Арк12-01 [93]. Рисунок показывает наличие моноклинально залегающей толщи стратифицированных образований ССК-VI под ОГ LCU ($A_{з\text{пад}} = 355-005^\circ$; $У_{г\text{пад}} \sim 10^\circ$).
Схему привязки отражающих горизонтов см. на рис. 3.**

Опорный отражающий горизонт А

Опорный отражающий горизонт А в кровле ССК-II является важным репером при расчленении сейсмического разреза и его стратиграфической привязке. Использование этого регионального маркера позволило нам ранее [87] увязать данные по единственной скважине на гребне хр. Ломоносова с разрезами глубоководных бассейнов в Северном Ледовитом океане. Полученные в 2011 г. сейсмические материалы [95] подтверждают корректность выполненной корреляции для хр. Ломоносова в целом, а сейсмические материалы 2012 г. [31] позволили провести корреляцию через впадину Подводников и поднятие Менделеева, вплоть до Чукотского плато. Как уже было показано ранее, наиболее вероятной является стратиграфическая корреляция этой опорной границы с окончанием значимой тектонической перестройки морфоструктурного плана региона в конце палеоцена.

На сейсмическом профиле Арктика-2011 [95] (рис. 8) ОГ А трассируется из области грабенов к западу от отрога Геофизиков в гребневую часть основного массива хр. Ломоносова. На всех пересечениях гребневой области хр. Ломоносова сейсмическими профилями фиксируется эрозионное, а зачастую и угловое несогласие, разделяющее литифицированные отложения кайнозоя ($V_{пл}$ менее 2,2 км/с) от пород акустического фундамента ($V_{пл}$ более 4,0 км/с) [74]. Аналогичная граница, по данным бурения скв. АСЕХ-302, была привязана к концу палеоцена [55].

По сети корреляционных ходов ОГ А была трассирована во впадину Подводников до подножия западных склонов поднятия Менделеева, а затем далее в его гребневую часть. Следует заметить, что в пределах поднятия Менделеева ОГ не является эрозионной границей, и скорее всего должна быть сопоставлена с несогласием стратиграфическим. Этот факт может свидетельствовать о том, что палеоценовое тектоническое событие, вызвавшее существенную перестройку морфоструктурного плана региона на хр. Ломоносова, не было столь активным в районе поднятия Менделеева и Чукотского плато. Об этом же говорит заметное уменьшение в восточном направлении мощности коррелятного этому событию ССК-II.

ССК-III

ССК-III в кровле ограничен ОГ mBU – опорным сейсмическим репером для восточноарктического шельфа. Внутри ССК-III прослеживается локальный сейсмический рефлектор В₁, стратиграфическая привязка которого пока не ясна. В подошве фиксируется ОГ В₂. Волновая картина этого ССК представлена протяженными плоскопараллельными среднеамплитудными рефлекторами. Латеральная выдержанность динамических характеристик невысокая (рис. 8, 10, 11). Наблюдается заметное усиление амплитуд внутренних рефлекторов в непосредственной близости от поднятий акустического фундамента. Последнее может свидетельствовать о наличии в этих частях разреза ССК-III более грубых отложений. Скоростные параметры отложений в границах этого ССК не вполне ясны. Согласно данным МОВ ОГТ, пластовые скорости здесь варьируют в пределах от 3,2 до 4,5 км/с [101].

Привлечение к корреляции сейсмических данных со смежных на юге площадей [89] позволяет скоррелировать этот сейсмокомплекс с ССК, заключенным между границами U и S. ССК представляет собой тракт с характерной эрозионной границей в кровле.

ССК-III образует несколько локальных депоцентров. Характер распределения его мощностей говорит о существовании основного источника сноса терригенного материала в районе современного гребня хр. Ломоносова и отрога Геофизиков. Максимальные мощности фиксируются в подсклоновой области Восточно-Сибирского моря (3500 м), постепенно уменьшаясь к центру листа до 500–1000 м. Кроме того фиксируется локальное увеличение мощности ССК-III в грабене, располагающемся восточнее отрога Геофизиков. Очевидно, что грабен аккумулировал осадки, сносимые с отрога. Такая локализация депоцентров осадконакопления говорит о накоплении этого ССК во время активизации тектонических движений и усилении размыва окружающих положительных форм рельефа.

ССК-IV

ССК-IV является самым нижним уверенно прослеживаемым сейсмическим комплексом, залегающим на отражающей границе LCU. В кровле он ограничен ОГ В₁. Комплекс имеет распространение, ограниченное центральной и юго-западной частями листа, выклиниваясь в районе западного фланга поднятия Менделеева, а также в районе южного фланга седловины Толля (рис. 6, 9). Волновая картина ССК-IV сходна с картиной ССК-III, однако имеет менее выдержанные динамические характеристики разреза по латерали. В целом ССК-IV – это акустически слабослоистая толща, залегающая в самом основании комплекса выполнения понижений рельефа акустического фундамента. В краевых частях прогибов ССК-III по типу подошвенного налегания контактирует с образованиями акустического фундамента. В кровле согласно перекрывается отложениями ССК-III.

Мощности ССК-IV увеличиваются в южном направлении. В присклоновой области Восточно-Сибирского моря мощности достигают 3000–3500 м и имеют тенденцию увеличения далее на юго-запад. Привлечение данных по смежным областям [89] подтверждает это предположение.

Скоростные параметры отложений, слагающих этот ССК, не вполне ясны, судя по имеющимся данным, можно оценить их лишь в самых общих чертах. В первую очередь это обусловлено отсутствием в его составе протяженных отражений, необходимых для пересчета пластовых скоростей, а также динамической невыраженностью его кровли и подошвы. Скорее всего, этот ССК сложен породами с пластовыми скоростями в диапазоне от 3,5 до 4,5 км/с. Участки повышенных скоростей могут быть скоррелированы с меловыми базальтами, присутствующими в разрезе [89].

Отражающий горизонт LCU и акустический фундамент

Отражающая граница LCU является важным репером при расчленении сейсмического разреза. На западном фланге поднятия Менделеева, а также на во-

сточном фланге отрога Геофизиков ОГ LCU сопоставляется с поверхностью акустического фундамента. Ниже LCU в сейсмическом разрезе не фиксируются устойчивые отражающие границы. Волновая картина здесь представлена набором хаотически расположенных коротких отражающих площадок, а также системой дифрагированных волн (рис. 8, 9, 11), что, по нашим представлениям, является признаком наличия в разрезе дислоцированных образований. Этот вывод подтверждается наличием здесь образований с пластовыми скоростями выше 4,0 км/с, а также сходной волновой картиной, характерной для складчатого фундамента мезозой, по данным С. Б. Секретова [89].

Иная волновая картина ниже LCU фиксируется в центральных частях крупных возвышенностей, входящих в состав поднятия Менделеева (рис. 7 и 12). В этом случае наблюдается плавное угасание сейсмического сигнала под этой поверхностью, а также наличие под ней сейсмической толщи низкоскоростных пород ($V_{пл} < 3,0$ км/с) мощностью до 1,5 км. Волновая картина последней состоит из набора выраженных протяженных рефлекторов, отвечающих скорее всего стратифицированной толще осадочных образований (ССК-VI, его описание приведено ниже).

Детальный анализ волновых и скоростных характеристик первичных сейсмических данных рейса «Healy-2005» [110] дает основания утверждать, что участки низкоскоростных ($V_{пл} < 3,0$ км/с) образований в верхних горизонтах «акустического фундамента» [60] практически повсеместно приурочены к описанным выше областям. LCU несет здесь следы глубокого эрозионного среза. По сейсмическим данным, здесь была размыта толща пород мощностью до нескольких сот метров. Это в свою очередь дает возможность предположить наличие здесь низкоскоростных базальных горизонтов рыхлых дезинтегрированных пород.

Подобная же волновая картина, а следовательно и существование ССК-VI предполагается нами также и во впадине Подводников, за исключением тех мест, где предполагаются базальтовые комплексы.

ССК-V сопоставляется с бофортским синрифтовым комплексом, выделенным сейсмическими работами на Аляскинском шельфе [79]. Непосредственно в пределах картируемой области не установлен, однако его присутствие предполагается в непосредственной близости от юго-восточного угла листа в зоне сочленения с шельфом Восточно-Сибирского моря.

Базальтовые комплексы

Наличие базальтов в разрезе диагностируется по ярким аномалиям волновой картины поверхности акустического фундамента, совпадающим с положительными аномалиями АМП*. Волновая картина границы LCU приобретает характерные черты: значительно усиливается амплитуда рефлектора, вместо протяженных рефлекторов в волновом поле появляются яркие дифрагированные площадки, кровля Φ_a становится неровной, бугристой с короткими яркими осями синфазности (рис. 13).

*АМП – аномальное магнитное поле.

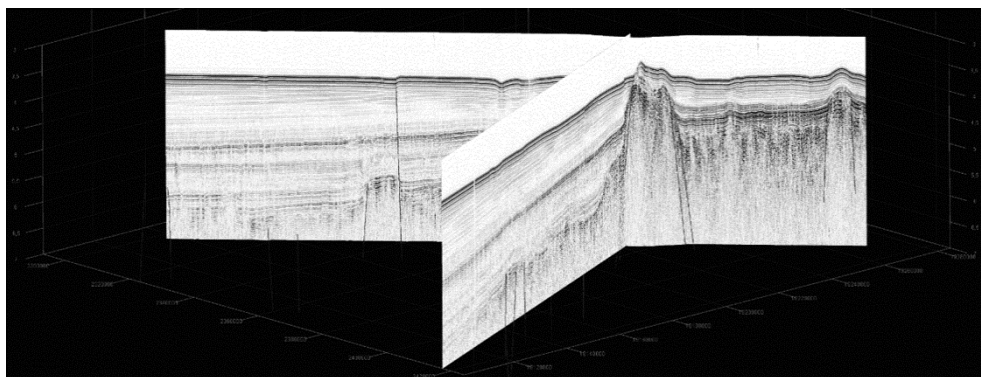


Рис. 13. Объемная модель волнового поля в северо-восточной части впадины Подводников на пересечении профилей А11-059 и А11-066. Аномалии волнового поля сопоставляются с базальтовыми комплексами.

Обработка всего массива сейсмических данных в пределах картируемой области показала хорошую коррелируемость большинства аномалий волнового поля с положительными магнитными аномалиями. Это позволило экстраполировать данные комплексного анализа за пределы областей покрытия каждого метода в отдельности. Комплексный анализ сейсмической и магнитометрической информации позволил выделить в составе акустического фундамента базальтовые постройки, различающиеся по характеру соотношений с вмещающими породами (рис. 12). Последнее обстоятельство дало возможность предположительно оценить время их формирования. Базальтовые тела установлены практически на всей площади листа за исключением самого юго-западного угла.

ССК-VI

ССК-VI выделяется на сейсмических разрезах фрагментарно (рис. 6, 7, 12) во впадине Подводников и в пределах крупных возвышенностей поднятия Менделеева. ССК-VI ограничивается ОГ LCU в кровле и ОГ PU в подошве. Волновая картина комплекса образована серией рефлекторов различной выразительности и протяженности. Чаще всего фиксируется согласная моноклинальная толща с углами падения до 10° . Различие волновой картины, кроме как по геологическим причинам, обусловлено аппаратными различиями сейсмических систем, при помощи которых производилась съемка. Наиболее отчетливо такая разница становится заметной при сравнении сейсмических профилей экспедиций «Арктика-2012» [93] и «Шельф-2011» [95]. Для последних характерна наименее отчетливая картина ниже LCU, что, очевидно, связано с меньшими объемами сейсмических источников, использованных при съемке. Для сейсмических профилей Nealy-2005 [110] характерна низкая пенетрация сигнала под поверхность LCU, но при этом наблюдается высокое разрешение сейсмозаписи (от 15 м ниже поверхности дна до 100 м на глубине 8 км).

Подошва сейсмокомплекса сопоставляется с ОГ RU и фиксируется весьма фрагментарно по ряду признаков: по наличию локальных отражающих границ, несогласных с простираанием внутренних рефлекторов сейсмокомплекса (рис. 7) и/или по наличию скачка пластовых скоростей выше 5,0 км/с и/или по наличию преломляющей границы со скоростями более 5,9 км/с [101, 93] (рис. 6 и 12).

Существующих сейсмических данных достаточно лишь для определения основных характеристик изменения мощности этого сейсмокомплекса. Его мощности на большей части картируемой области составляют 700–1700 м. В нескольких местах фиксируются локальные депоцентры с мощностями до 2500–3000 км. Очевидно, что характер изменения мощности не коррелируется с существующей в настоящее время морфоструктурой региона.

Отражающий горизонт F_{kr}

В самой нижней части разреза в пределах хр. Ломоносова и отрога Геофизиков по ряду коротких, несогласных с вышележащей толщей отражающих площадок, фрагментарно фиксируется сейсмическая граница F_{kr} . Результаты пересчета сейсмических скоростей [101] показывают скорости преломленных волн на этой границе от 5,5 до 5,9 км/с. Граница интерпретируется как кровля кристаллического фундамента.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ ИЗУЧЕНИЯ ДОННО-КАМЕННОГО МАТЕРИАЛА

Основной задачей лабораторного изучения ДКМ была попытка выделения критериев разделения обломков на дрифтовый материал и материал дезинтеграции местных источников. Для этого сотрудники ФГБУ ВНИИОкеангеология и «ВСЕГЕИ» провели петрографическое, палеонтологическое, геохимическое и изотопное изучение обломков горных пород, полученных непосредственно в регионе, а также в смежных областях континентального обрамления и на архипелагах. С этой же целью было проведено изучение рыхлого осадка, являющегося вмещающим матриксом для обломков коренных пород.

К настоящему моменту в центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» проанализировано несколько тысяч зерен цирконов из магматических и осадочных пород, а также из рыхлого матрикса кайнозойских образований. Ниже приводится интерпретация результатов анализов по материалам [68] с дополнениями по вновь полученным данным.

Были проанализированы спектры возрастов детритных цирконов, полученных при отмывке рыхлого материала из семи грунтовых колонок, расположенных в различных морфологических позициях глубоководной Арктики [68]. Из части трубок цирконы отмывались из нескольких интервалов опробования (рис. 14).

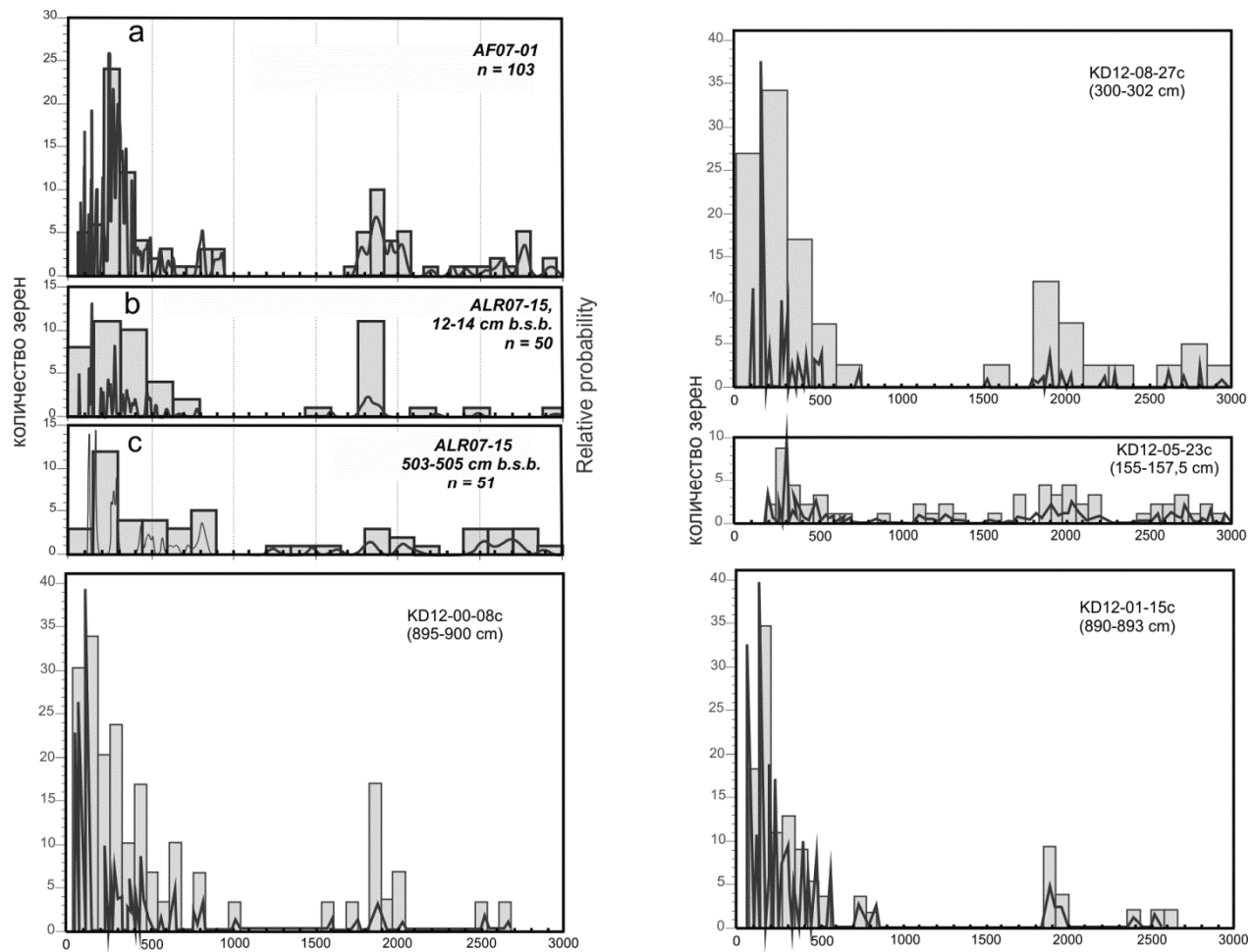


Рис. 14. Спектры возрастов детритных цирконов из рыхлых отложений области Центрально-Арктических поднятий.

Колонка AF07-01 отобрана в географической точке северного полюса [37] в условиях выровненной глубоководной равнины, в 40–60 км от ближайшего крутого уступа хр. Ломоносова. Такое морфологическое положение точки пробоотбора практически исключает возможность присутствия здесь эдафогенного обломочного материала.

Кроме того, был проанализирован осадок из трех различных интервалов опробования в грунтовой колонке ALR07-15с, расположенной у подножия западного склона отрога Геофизиков. Здесь по результатам предшествующих исследований [43] предполагается наличие выходов коренных пород складчатого основания палеозойского и докембрийского возрастов.

Также были проанализированы колонки из экспедиции «Арктика-2012» с полигонов KD12-00 (плато «Т-3»), KD12-01 (гора Шамшура), KD12-03, KD12-05 (гора Трукшина) и KD12-08 (гора Рогоцкого) на поднятии Менделеева. Все станции были заложены в непосредственной близости от крутых эскарпов, где, по результатам визуального изучения, предполагаются выходы коренных образований [13].

Несмотря на значительную удаленность точек пробоотбора друг от друга, а также на расположение их на различных структурах и в принципиально различных морфологических позициях, спектры детритных цирконов оказались весьма близки. Для них характерно резкое преобладание молодых пиков в возрастном интервале от 100 до 300 млн лет, что говорит о происхождении этих цирконов из апт-альбских базальтов HALIP и базальтов прилегающего шельфового обрамления. Наблюдаются пики возрастов в районе 2,0 млрд лет и достаточно плоский спектр архейских возрастов.

Характерной особенностью всех спектров является отсутствие в рыхлом осадке неопротерозойских цирконов с возрастными пиками в интервале примерно 1000–1800 млн лет, которые, как будет показано ниже, доминируют в составе детритных цирконов из песчаников поднятия Менделеева [68], а также цирконов из Арктической Аляски [84] (рис. 14).

Помимо детритных цирконов из рыхлого осадка были проанализированы цирконы из песчаников с нескольких опорных полигонов: в южной части поднятия Менделеева (Плато Почтарева, плато Т-3), в центральной части поднятия Менделеева (гора Шамшура) и в области сочленения поднятий Менделеева и Альфа (горы Трукшина и Рогоцкого), а также в южной части хр. Ломоносова (ALR07-18с). Получено несколько определений по песчаникам с полигонов KD12-ОГ и KD12-ТО.

Спектры цирконовых возрастов позволяют уверенно разделить все песчаники на пять возрастных кластеров. **Мезозойский кластер** преобладает в составе песчаников с горы Шамшура. Скорее всего последние характеризуют мезозойскую терригенную толщу, основной особенностью которой является наличие выразительной группы пиков в диапазоне от 200 до 400 млн лет, отсутствующей в других образцах. Закономерности по более древним пикам не устанавливаются. В пользу существования в разрезе мезозойских песчаников свидетельствует определение в обломке мелкозернистого кварц-плагиоклазового песчаника KD12-06-20d-42 фрагментов высших растений мезозойского возраста.

Среднепалеозойский кластер характеризуется широкими, но часто не преобладающими пиками в интервале 400–600 млн лет. Кроме того, присутствуют пики (часто доминирующие) в интервале 1000–1500 млн лет, закономерно отсутствуют раннекарельского (2000–2500 млн лет) возраста, а также наблюдаются незначительные количества архейских цирконов. Очевидно, эти песчаники были сформированы за счет размыва каледонских метаморфических образований, следовательно имеют среднепалеозойский возраст и могут быть скоррелированы с низами карбонатно-терригенной толщи девона–среднего карбона о. Врангеля [35].

Для **позднерифейского кластера** характерно наличие выдержанного цуга пиков в диапазоне от 1000 до 2000 млн лет, а также присутствие редких цирконов архейского возраста. Наиболее вероятный возраст данных песчаников – поздний рифей.

Песчаники с цирконами позднерифейского возраста наблюдаются практически на всех полигонах за исключением горы Шамшура. Обломки часто слабо метаморфизованы, в их составе наблюдаются кварцито-сланцы, а плагиоклаз и биотит часто изменены. Наиболее вероятным мы можем считать позднерифейский возраст песчаников. В пользу их местного генезиса свидетельствует принципиальное отличие спектров их цирконов от дрифтовых цирконов, обнаруживаемых в составе рыхлого материала.

Раннепротерозойский кластер часто характеризуется достаточно плотным спектром возрастов в интервале от 2000 до 2500 млн лет и наличием пиков в интервале от 3000 до 3400 млн лет. Наиболее вероятный возраст данных песчаников – поздний карелий.

Таким образом, спектры детритных цирконов из рыхлого осадка характеризуют источники сноса, за счет которых происходит формирование современных гемипеланических рыхлых осадков. Основным механизмом поступления этих цирконов следует считать ледовый и айсберговый дальний перенос. Спектры стабильны на огромных площадях глубоководной Арктики. В этих спектрах закономерно отсутствуют цирконы гренвильского (~1000 млн лет) возраста, характерные для канадской Арктики.

Мезозойский, среднепалеозойский и позднерифейский кластеры песчаников характеризуются наличием определяющего гренвильского пика. Очевидно, что эти песчаники были сформированы за счет иного источника сноса, нежели описанный выше, формирующий гемипелагические осадки. Наиболее вероятным следует признать местное происхождение этих песчаников, отобранных у крутых эскарпов поднятия Менделеева.

Кроме того, отчетливо наблюдаются пространственные закономерности распределения песчаников, несовместимые с механизмом дальнего переноса. Так, для большинства песчаников с горы Шамшура (KD12-01) характерно наличие песчаников мезозойского возраста. Самые южные полигоны KD12-ОГ и KD12-ТО характеризуются песчаниками, содержащими цирконы венд-палеозойского кластера и таким образом могут быть скоррелированы с палеозоем арх. Де-Лонга. Станции AF05-14, AF05-15 в северо-восточном борту плато Т-3 характеризуются наличием цирконов среднепалеозойского возраста, в то время как песчаники с расположенного рядом плато Сорго (станции AF05-11 AF05-20) характеризуются узким спектром возрастов цир-

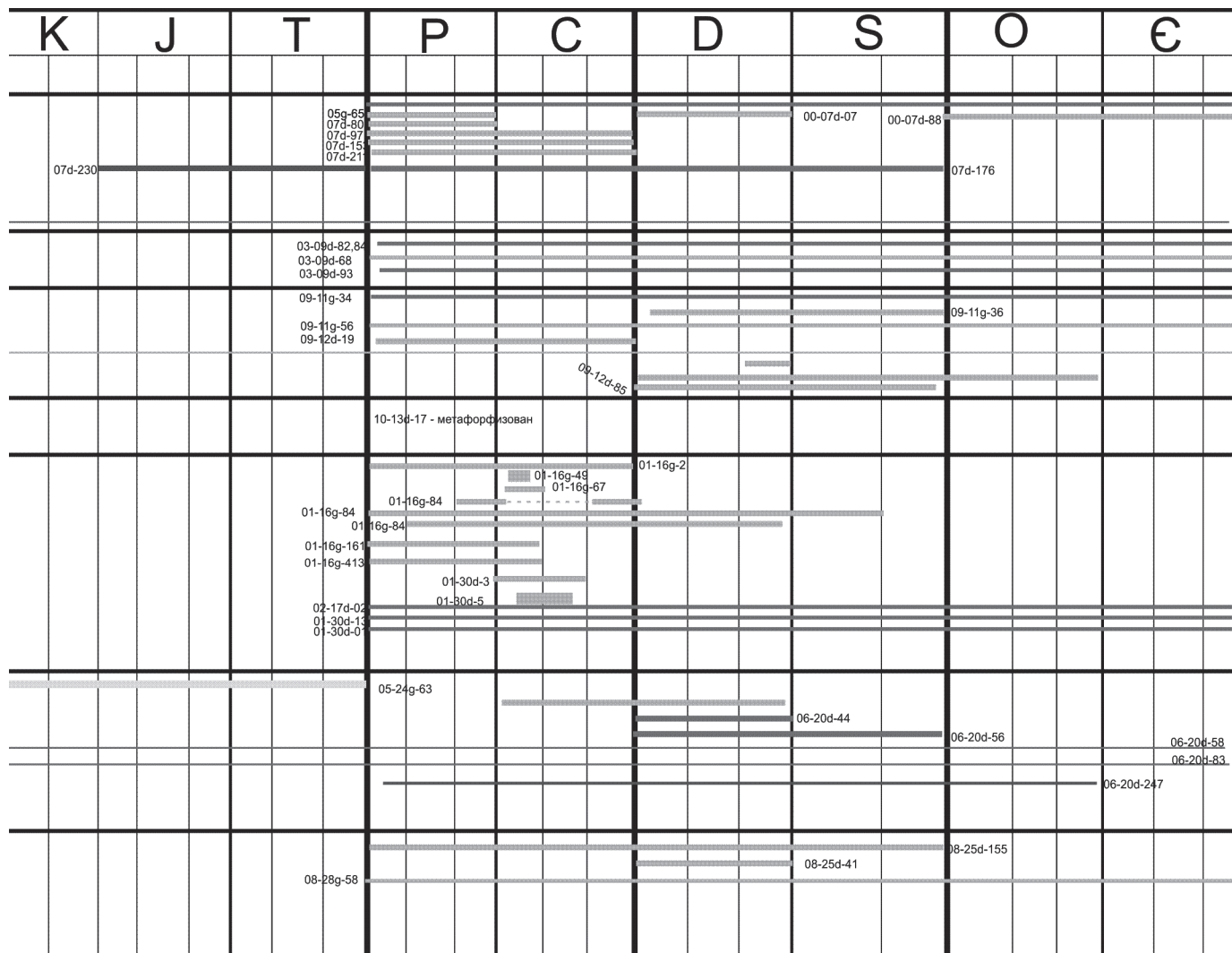


Рис. 15. Систематизация полученных палеонтологических определений по 45 образцам ДКМ из экспедиции «Арктика-2012». Номера соответствуют полевым номерам образцов. Длина линии – диапазон возможного возраста образца по палеонтологическим данным.

конов с максимальными пиками в интервале от 1000 до 1500 млн лет. По мнению Г. Э. Грикурова [68], такие особенности логичнее объяснять формированием песчаников за счет различных местных источников, нежели ледового разноса.

Вопрос о возрасте и генезисе песчаников, содержащих лишь архейские цирконы, остается открытым. По нашему мнению, не может быть исключен их дрифтовый генезис.

Карбонаты – наиболее обширная группа пород в ДКМ, полученном с поднятия Менделеева. Среди изученных пород можно выделить несколько типов, отличающихся по петрографическим признакам: составу, обстановкам осадконакопления, условиям преобразования, а также с учетом предполагаемого возраста. Всего выделено четыре лито-генетических типа (ЛГТ) карбонатных пород.

К-1. Доломиты вторичные, отсутствуют признаки обстановок осадконакопления и возраста.

К-2. Доломиты седиментационные, бактериально-водорослевые.

К-3. Доломиты органогенные детритовые и шламовые, PZ₁₋₂(?).

К-4. Известняки, иногда в различной степени доломитизированные, PZ₃(?).

Более детально их петрографические особенности охарактеризованы в Базе данных, сопровождающих настоящий комплект карты.

Полученные палеонтологические определения были систематизированы в виде схемы, приведенной на рис. 15, где каждому отдельному образцу соответствует отдельная горизонтальная линия. Длина линии соответствует палеонтологической неопределенности.

Как видно из рис. 15, весь комплекс фауны образует взаимосвязанный и, что важно, пространственно локализованный комплекс, а именно: различные полигоны характеризуются собственным набором фауны. Наиболее отчетливо выделяется группа верхнепалеозойских известняков на полигонах KD12-00 и KD12-01. В ее составе наблюдаются наиболее точные и стратиграфически узкие определения. Группа имеет четкую верхнюю границу в самых верхах перми. Нижняя граница не вполне определима, но по совокупности данных на полигоне KD12-00, должна располагаться не ниже нижней перми, а на полигоне KD12-01 – в среднем карбоне.

В составе другой группы (KD12-09) наблюдаются девонские и средне-верхнекаменноугольные комплексы фауны.

Для полигонов KD12-06 и KD12-08 характерно наличие известняков и доломитов среднего палеозоя (скорее всего девона).

Анализ всего доступного объема донно-каменного материала показывает весьма ограниченное распространение метаморфизованных пород в картируемой области. Метаморфиты средних и низких степеней метаморфизма в пределах картируемой области встречены на западном тектоническом склоне отрога Геофизиков. Здесь обнаружены кварц-мусковитовые, кварц-хлоритовые сланцы, а также кварциты, гнейсы, граниты и метавулканиты основного и среднего состава [45]. Анализ 8 зерен цирконов из обломка двуслюдяного мелкозернистого сланца показал возраст от 570 до 707 млн лет, а 6 зерен цирконов из роговообманкового гнейса дали плотную группу возрастов от 399 до

453 млн лет. По сейсмическим данным, сходные выходы могут быть обнаружены и на восточном склоне отрога.

Сходную картину дают материалы опробования северо-восточной части хр. Нордвинд. Здесь американскими учеными в ходе драгирования крутых склонов хребта получена представительная, весом более 100 кг, коллекция пород складчатого основания: ортогнейсы, метаморфизованные габбро и брекчированные метаосадочные образования. Комплекс цирконов из этих пород имеет каледонский возраст [58].

Иная картина с распределением метаморфитов наблюдается в пределах картируемой области. Несмотря на значительные общие объемы обломков горных пород, драгированных со склонов поднятия Менделеева, доля метаморфических пород здесь составляет лишь первые проценты. Кроме того, со склонов гор Шамшура, Рогоцкого и Трукшина драгированы только филлиты, серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы, представленные уплощенными неокатанными обломками. Породы рыхлые и, что очевидно, неустойчивы к дальнему переносу. Принимая во внимание их локализованность лишь в северной части района на наиболее крутых уступах подводных гор, можно с большой долей вероятности предположить их местное происхождение. Обломки метаморфизованных пород более высоких степеней метаморфизма очень редки и, по совокупности данных, их трудно отнести к местным породам.

Суммируя весь вышеизложенный материал изучения ДКМ, следует заметить, что несмотря на морфологически близкое расположение, отдельные полигоны пробоотбора существенно отличаются друг от друга по набору таких показателей как комплексы фаунистических остатков, петрографические, литологические характеристики [44], а также спектры возрастов детритных цирконов из песчаников. Изучение рассеянного органического вещества (РОВ), содержащегося в обломках горных пород (доломитах), показало существенное различие его группового и молекулярного составов, обусловленное прежде всего глубиной трансформации. Наибольшим уровнем термальной зрелости характеризовались образцы, отобранные на полигоне 6 (гора Трукшина) при помощи манипулятора НИПЛ (В. И. Петрова, устное сообщение). Сравнительный анализ молекулярного состава РОВ рыхлых отложений также свидетельствует о локальной специфике процессов позднекайнозойского осадконакопления на изученных полигонах, указывая на вклад различных источников осадочного материала, в том числе, возможно, эдафогенного.

Таким образом, описанные выше локальные различия и особенности ДКМ на полигонах пробоотбора на поднятии Менделеева могут быть с гораздо большей степенью вероятности объяснены их местным нежели дрифтовым происхождением. Следовательно, большая часть крупнообломочного материала, полученного в ходе экспедиции «Арктика-2012» с крутых эскарпов поднятия Менделеева, характеризует местные источники, и, используя статистически значимое число обломков, можно составить общее представление об ожидаемом разрезе региона.

1. Песчаники могут быть встречены в позднерифейской, среднепалеозойской и мезозойской частях разреза. При этом для первой группы вероятно наличие вторичных изменений минеральных зерен.

2. Доломиты вторичные, отнесенные нами к «немому», литолого-генетическому типу К-1, могут быть отнесены как к материалу ледового разноса, так и представлять нижние горизонты до рифейской части разреза. Доломиты седиментационные, бактериально-водорослевые (тип К-2) наиболее вероятны для рифей-нижнепалеозойского разреза. Доломиты органогенные детритовые и шламовые (тип К-3) могут быть встречены в ниже-среднепалеозойской части разреза. В верхах палеозоя очевидно присутствие известняков и доломитизированных известняков (тип К-4).

3. Метаморфические породы развиты локально. Средне- и сильнометаморфизованные пара- и орто-метаморфиты вскрыты пробпоотбором в тектонических уступах западного склона отрога Геофизиков. Очевидно, здесь обнажается каледонское складчатое основание. Слабометаморфизованные породы, возможно, присутствуют в нижних горизонтах рифей-палеозойского разреза поднятия Менделеева. Метаморфиты более высоких степеней метаморфизма заведомо местного происхождения пробпоотбором не установлены.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

АРХЕЙ-ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

АРХЕЙ–НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА (AR–PR₁)

Нерасчлененные архейско-нижнепротерозойские образования в пределах картируемого листа залегают ниже поверхности акустического фундамента и интерпретируются в качестве консолидированного основания разреза. Сверху со структурным несогласием они перекрываются разновозрастными образованиями от рифея до кайнозоя.

На поверхность дна этот комплекс образований выходит в тектонических эскарпах отрога Геофизиков, где они были вскрыты геологическим пробпоотбором [45]. Кроме того, анализ сейсмических скоростей, выполненный в пределах картируемой области [101], показывает наличие в западной части впадины Подводников на глубинах от 8 до 11 км толщи высокоскоростных образований с пластовыми скоростями от 5,8 км/с и выше.

В составе архейско-протерозойского комплекса образований пробпоотбором вскрыты метаморфические образования средних и низких ступеней метаморфизма: кварц-мусковитовые, кварц-хлоритовые сланцы, а также кварциты, гнейсы, граниты и метавулканы основного и среднего состава [45]. Ниже приводится описание обломков метаморфизованных пород, полученных в пробе АЛР07-16b.

Двуслюдяной мелкозернистый сланец (обр. АЛР07-16b-09, рис. 16) содержит калиевый полевой шпат (ортоклаз), плагиоклаз, большей частью несдвойникованный (первые номера андезита), кварц, слюды (~ по 10 % биотита и мусковита), рудный магнетит, местами окислившийся. В породе есть округлые зерна циркона размером от 0,015 до 0,06 мм. Порода выветрелая,

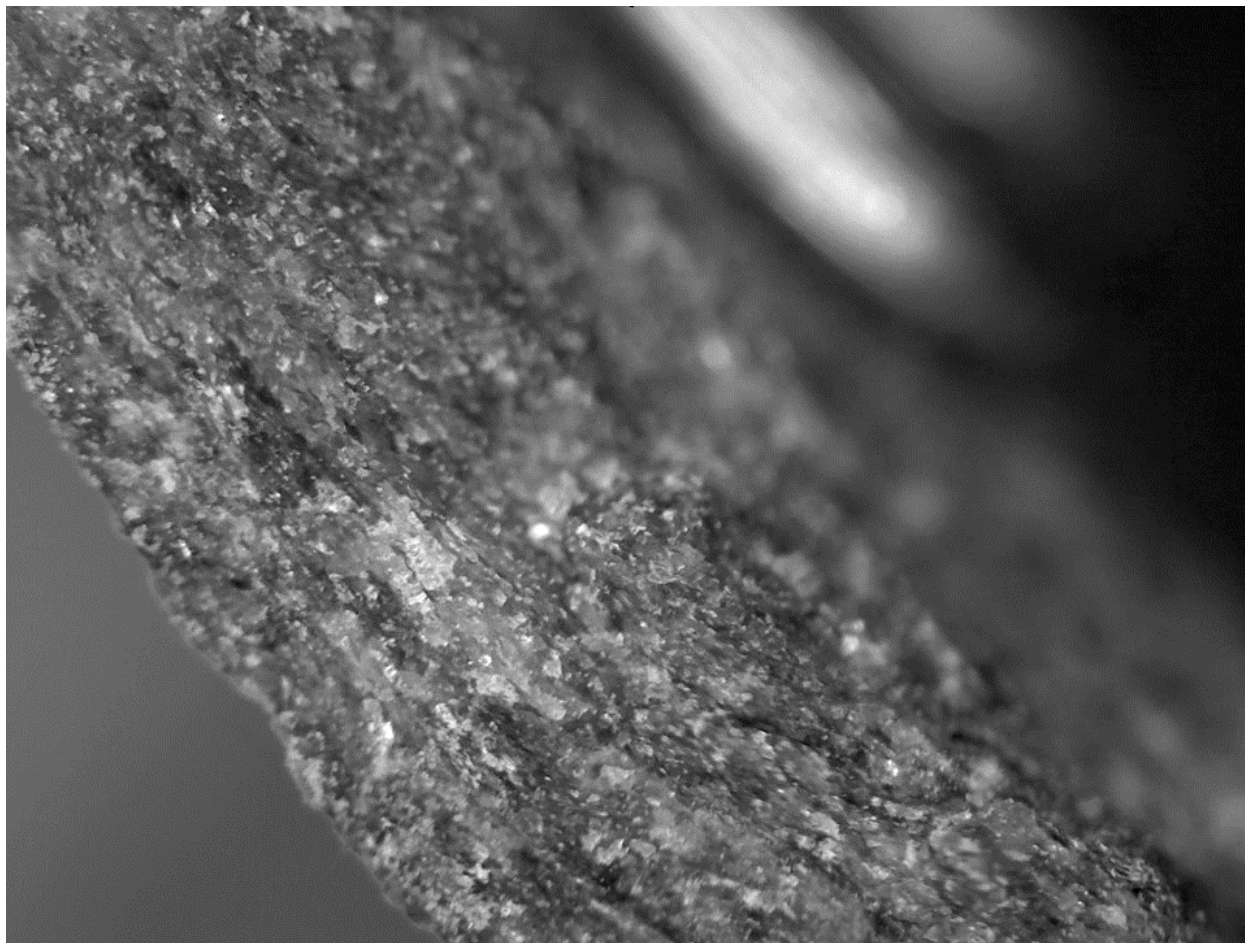


Рис. 16. Обломок двуслюдяного мелкозернистого сланца, обр. АЛР07-16b-09 с западного склона отрога Геофизиков.

слегка рассланцованная. Из обломка получено 8 зерен цирконов, которые по результатам $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ анализа показали возраст от 570 до 707 млн лет.

Гнейс мелкозернистый биотитовый серый неяснополосчатый, по нему идут более светлые и более темные расплывчатые пятна. Главные минералы: несдвойникованный альбит-олигоклаз, калиевый полевой шпат и, в меньшем количестве, кварц. Есть биотит, часто хлоритизированный. Минералы в породе весьма равновесны – нет структур распада твердых растворов, плагио-клаз не сдвойникован, текстура полосчатая, границы зерен часто лапчатые, фестончатые. Из обломка получено одно зерно циркона возрастом по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $1137 \pm 7,7$ млн лет.

Кроме того, в шлифах из песчанистой фракции определены несколько фрагментов метаморфической породы (амфиболит?). В составе – кварц, роговая обманка, ортопироксен. Структура бластоцементная – мелкораздробленный материал цементирующей массы, связывающий незатронутые катаклазом элементы, подвергся позднему бластезу и образует grano- и лепидобластовые участки. Лепидобластовую структуру имеют участки, обогащенные чешуйками слюды, гранобластовую – состоящие из зерен кварца.

Серицитовый и серицит-биотитовый сланец с порфиробластами аномального граната (гранатовый сланец). Порфиробластовая структура с фибробластовой основной тканью, сланцеватая текстура. Основная ткань состоит из длинных тонких чешуек слюд, параллельно или субпараллельно ориентированных и обуславливающих фибробластовую структуру основной ткани и сланцеватую текстуру породы. Порода средней стадии регионального метаморфизма со следами наложенного динамометаморфизма.

Сланцы двуслюдяные, кварцево-слюдяные. Тонкосвилеватая текстура, фибро-лепидобластовая структура. Для такой текстуры характерно наличие удлинённых глазков кварцево-кремнистой породы, окруженных оболочкой изогнутых чешуек слюд – биотита и мусковита, ориентированных субпараллельно и обуславливающих сланцеватый облик породы. Встречено очень мелкое зернышко клиноцоизита. Кварц мелкоагрегатный, подвергнут бластезу, что хорошо заметно на верхнем левом обломке. Участки, выполненные кварцем, имеют микролепидогранобластовую зубчатую структуру. Порода метаморфизована в условиях зеленосланцевой фации, слабо милонитизирована.

Сланцы кремнистые сланцеватой текстуры, неравномернoзернистая милонитовая структура (чередование тонкомилонитовых и грубомилонитовых прослоев), наблюдаются слабоизвилистые контакты со следами смещения, истирания. В зерне наблюдаются неравномерная раскристаллизация кремнистого вещества, включения слюдистых (серицитовых) частиц. Порода динамометаморфизованная.

Зеленый сланец с цоизитом – текстура полосчатая, структура гранобластовая, переходная к лепидогранобластовой. Зерна цоизита сгруппированы в прослои, что придает породе полосчатый облик, зерна кварца незначительно вытянутые ориентированы субпараллельно этим прослоям, угасание облачное, фронтальное. Небольшие участки выполнены сосюртитом, встречено очень мелкое зерно эпидота. Сочленение зерен конформное, контакты четкие, ровные. Порода фации зеленых сланцев средних давлений не претерпела

заметных стрессовых воздействий. В шлифах встречены также зеленые сланцы с эпидотом из той же метаморфической фации.

Микрокварцит с зубчатой гранобластовой или бластомилонитовой структурой и порфиробластами кислого плагиоклаза с пертитовыми вростками, с незначительным количеством тонких включений эпидота, слюд, темных тонкодисперсных стяжений глинистого вещества, пигментированного рассеянного органического вещества. Исходная порода (вероятно, гранит или гнейс) испытала милонитизацию с бластезом, выразившимися в значительной вторичной раскристаллизации основной ткани, имеющей в настоящее время уже лепидогранобластовую или гранобластовую структуру.

Данная толща в общих чертах может быть сопоставлена с врангелевским комплексом о. Врангеля [35]. Мощность архей-протерозойской толщи достоверно не установлена, однако по аналогии с о. Врангеля может достигать 2000 м.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА, ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКО-ОРДОВИКСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ (PR₂-O)

Верхнепротерозойско-ордовикские образования чехла древней платформы (PR₂-O) предполагаются, по геологическим данным, в нижних частях чехла поднятия Менделеева. На остальной части картируемой области они входят в состав складчатого фундамента каледонской консолидации.

Выходы непосредственно на поверхность дна не закартированы, однако на склонах горы Трукшина, где были драгированы обломки песчаников, содержащих верхнерифейский комплекс цирконов. Как уже указывалось выше, по ряду признаков эти песчаники были отнесены к материалу размыва местных источников и поэтому могут характеризовать строение толщи коренных образований. Кроме того, в составе толщи предполагаются доломиты седиментационные, бактериально-водорослевые, а также мезомиктовые песчаники и кварцитопесчаники. Характер контакта с подстилающими и перекрывающими образованиями и мощность толщи не установлены.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ДЕВОН-ПЕРМЬ (D-P)

Палеозойские карбонатно-терригенные образования девона-перми (D-P) предполагаются, по сейсмическим данным, как толща, залегающая ниже отражающей границы PU. На сейсмических профилях эта толща представлена лишь своей верхней частью. Для ее волновой картины характерно присутствие низкочастотных, высокоамплитудных, коротких отражающих площадок. ОГ PU сопоставляется со среднепермским перерывом в осадконакоплении (255–270 млн лет) [62], предшествующим смене преимущественно карбонатного осадконакопления терригенным. По

скоростным параметрам ($V_{пл} = 4,9\text{--}5,3$ км/с) и характеру волновой картины толща хорошо сопоставляется с нижеэлсмирским комплексом шельфа Аляски [79], а также с ниже-среднепалеозойскими отложениями о. Врангеля [35]. Подошва толщи и ее мощность не установлены.

Результаты донного пробоотбора в экспедиции «Арктика-2012» показывают большое количество фаунистически охарактеризованных обломков карбонатных пород. Палеонтологические определения, выполненные Л. В. Нехорошевой (ФГУП «ВНИИОкеангеология») по мшанкам и трилобиту, О. Л. Коссовой (ФГБУ «ВСЕГЕИ») по кораллам, водорослям, криноидеям и тентакулитам, Т. Ю. Толмачевой (ФГБУ «ВСЕГЕИ») по конодонтам, телодонтам, склекодонтам, тентакулитам и остракодам, Г. Я. Гогиным (ВСЕГЕИ) по трилобитам, А. И. Николаевым (ВНИГРИ) по фораминиферам, Т. Н. Исаковой (ГИН РАН) по фораминиферам и А. В. Крыловым (ЗАО «ПолярГео») по трилобитам позволяют достаточно уверенно составить геологический разрез палеозоя.

В нижней, девонской части разреза предполагается присутствие доломитов и известняков. Доломиты мелко и тонкозернистые, преимущественно массивные органогенно-детритовые и органогенно-шламовые, иногда наблюдается неясно выраженная слоистость за счет неравномерного распределения и субпараллельной слоистости битой ракуши, а иногда и терригенного материала. Основная масса породы тонко- или мелкозернистая, слабо перекристаллизованная, очень редко пелитоморфная.

Из органогенных остатков повсеместно встречаются остракоды и криноидеи, реже трилобиты, брахиоподы, неопределимая битая ракуша, редко гастроподы, копролиты, спикулы преимущественно кремнистых губок, тентакулиты и кораллы. Встречаются красные дазикадашиевые водоросли синезеленые, цисты зеленых водорослей. Фауна из доломитов может быть определена лишь в самых широких возрастных интервалах (рис. 15).

ДЕВОН

Подтвержден многочисленными палеонтологическими находками. В образце KD-12-07d-88 О. Л. Коссовой определены криноидеи *Polyporocrinus* sp., она же определила девонские кораллы в образцах KD-12-20d-56 *Cyathaxonia* sp. (D₃–C), KD-12-01-14g-74 *Fasciphyllum Schluter* (D), в образце KD-12-20d-44 обнаружены тентакулиты *Nowakia* sp. (D).

Более точные палеонтологические определения удалось выполнить по известнякам. В обломке серого известняка (обр. КД12-09-12d-85) обнаружены два близких по морфологии хвостовых щита и фрагменты торакса трилобитов (рис. 17). По определению И. Я. Гогины (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), фрагменты, вероятно, принадлежат к виду семейства *Dalmanitidae* Reed, 1905. Семейство распространено от ордовика до девона включительно и его представители известны в относительно мелководных карбонатных отложениях Северо-Востока России (о. Врангеля). Л. В. Нехорошева, согласившись с видовой принадлежностью этих фрагментов, определила более узкий возрастной интервал D_{2ef}–D_{2zv}. По другим данным (опр. А. В. Крылова – «ПолярГео»), эти

фрагменты принадлежат к роду *Dechenella* Kayser, 1880, который наиболее близок к *Dechenella plaucodata* Maximova, 1955 из отложений **верхнего девона** Южного Урала.

Позднее из этого же обломка известняка была выделена разнообразная фауна, включающая остракод (надотряд *Palaeoscomorphes*) и беззамковые брахиоподы – *Lingula* sp., **ранний девон** (рис. 18), беззамковых брахиопод, сколекодонтов, дакриоконарид (тентакулиты), конодонтов (*Panderodus* sp., *Ansella* sp., *Zieglerodina? remscheidensis* – Ziegler, 1960, **ранний девон**) и чешую бесчелюстных рыб (рис. 19, 20). Предварительные определения показали, что комплекс телодонтов в палеографическом отношении сходен с девонской фауной островов Канадской Арктики, что говорит о единстве девонского палеобассейна. Точный возраст образца – **средняя часть эмского яруса, ранний девон** – в результате был определен по дакриоконаридам (*Nowakia* cf. *zlichenensis* Boucek et Prantl). Конодонты, помимо определения возраста по индексу изменения цвета (CAI = 0,5), показывают минимальную степень термального метаморфизма части драгированных известняков.



Рис. 17. Обломок верхнедевонского серого скрытокристаллического массивного известняка с фауной трилобитов (обр. KD-12-09-12d-85), драгированный с привершинной части безымянной возвышенности в составе поднятия Менделеева.

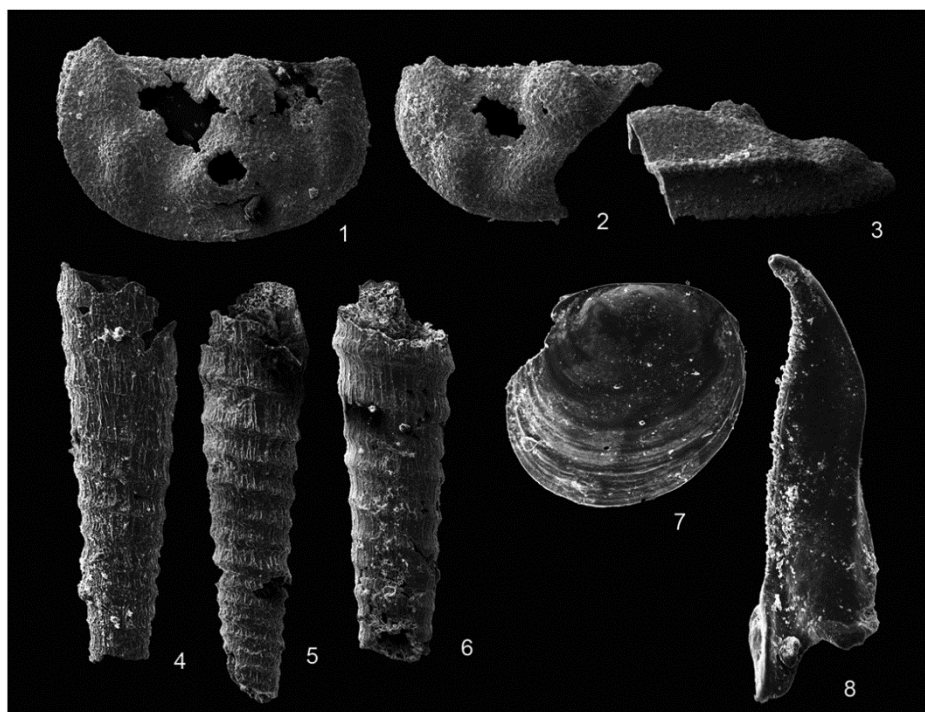


Рис. 18. Остракоды, дакриоконариды, беззамковые брахиоподы, сколекодонты из образца KD-12-09-12d-85.

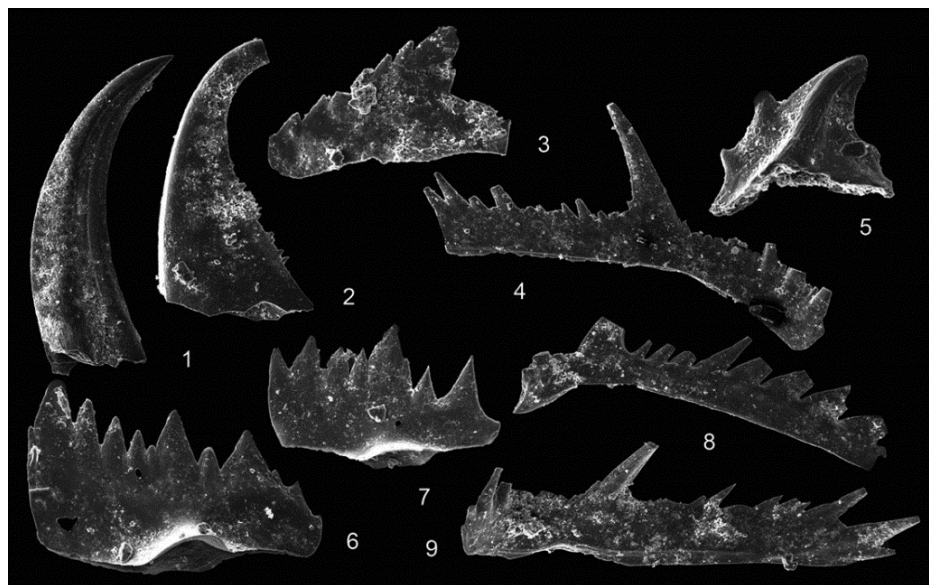


Рис. 19. Конодонты из образца KD-12-09-12d-85.

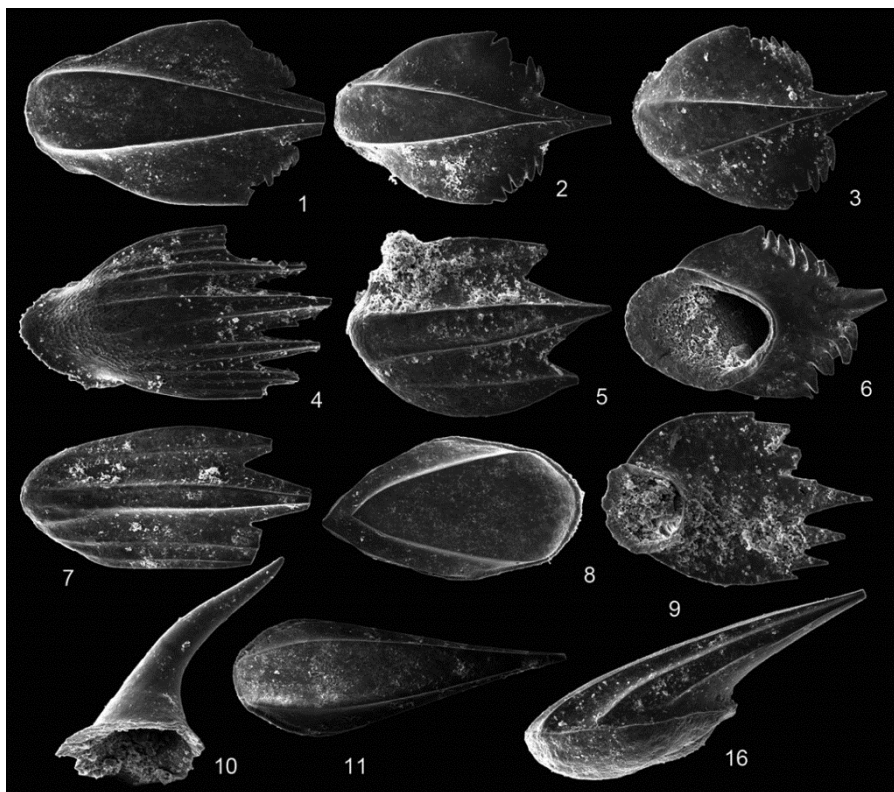


Рис. 20. Телодонты из образца KD-12-09-12d-85.

К этому же возрастному интервалу разреза отнесены (опр. О. Л. Коссовой и Т. Ю. Толмачевой) обломки с переслаиванием остракодового грейн-пакстоуна и доломитизированного пеллетового вакстоуна и пак-вакстоун с дазикладациевыми водорослями, крупными криноидеями и редкими остракодами. В известняке из образца KD-12-08-25d-41 Т. Л. Модзалевской (ВСЕГЕИ) определена брахиопода девонского возраста.

В верхней карбон-нижнепермской части разреза предполагаются преимущественно карбонатные породы. Известняки, иногда в различной степени доломитизированные, содержащие верхнепалеозойскую фауну. Известняки с массивной и биогенной текстурой по классификации Данама отнесены к вакстоуну, пакстоуну, грейнстоуну, и фреймстоуну (коралловому). Основная масса породы, как правило, пелитовая или тонкозернистая, очень редко незначительно перекристаллизованная. Очень редко наблюдается незначительная примесь терригенного материала – песчаной или алевритовой размерности.

Из органогенных остатков доминируют криноидеи – космополитичные организмы широкого возрастного диапазона. Некоторые по внутреннему строению и степени сохранности можно отнести к PZ₃, скорее всего, к перми. В большом количестве присутствуют остракоды, брахиоподы и гастроподы широкого возрастного диапазона. На полигонах KD-12-00 и KD-12-01 встре-

чаются спикулы карбонатных губок, имеющие широкое распространение начиная с карбона.

Находки средне-верхнекарбоновых фораминифер оказались весьма важны не только для определения возраста вмещающих пород, но для обоснования их местного происхождения. Так, в обломках, полученных на полигоне KD-12-01, встречено несколько образцов, в которых определены верхне-среднекарбоновые фораминиферы и фузулины:

KD-12-01-16g-49 – фораминиферы *Tetrataxis* sp., *Schubertella* aff., *Montiparus* sp., *Daixina* sp., возраст установлен $C_3k(?) - C_3g$;

KD-12-01-16g-67 – фораминиферы *Globivalvulina* sp., *Textularia* sp., *Schubertella* aff. *gracilis* Raus., *Kanameraia rata* Solovieva, *Pulchrella* aff. *Whitensis* (Raus. et Sabins), возраст установлен C_3 ;

KD-12-01-16g-161/95, 96 и 3 – фораминиферы *Schubertella* *Fusulinella* sp., возраст установлен $C_3 - P$;

KD-12-01-16g-413/265 – фораминиферы, неопределимые до рода, представители отряда Staffillida, возраст установлен – $C_3 - P$;

KD-12-01-30d-5 – фораминиферы *Ammovertella lata* Reitl., *Palaeonubecularia ustica* Reitl., *Globivalvulina* sp., *Bradina* cf., *concinna* Reitl., *Nipperella nipperensis* Solovieva, возраст установлен $C_2mch - C_3kas$, *Wedokindellina*(?) или *Nipperella*(?) (и), *Pulchiella*(?) ($C_2mch - C_3$), *Usvaella*(?) (C_3), *Bradyna* sp. ($C_2 - C_3$).

Достаточное видовое разнообразие, четкая привязка выделенных фораминифер не только к узкому возрастному интервалу, но и, что важно, единственному полигону пробоотбора на горе Шамшура позволяет уверенно определить их местное происхождение и привязать к геологическому разрезу этого обнажения.

Из органогенных остатков, однозначно указывающих на каменноугольный возраст, встречены криноидеи *Konincpora* sp. ($C_1 - C_2$) (опр. О. Л. Коссовой).

Как видно из описания, приведенного выше, достаточное видовое разнообразие, четкая привязка выделенных фораминифер не только к узкому возрастному интервалу, но и, что очень важно, единственному полигону пробоотбора на горе Шамшура позволяет уверенно определить их местное происхождение и привязать к геологическому разрезу этого обнажения.

Позднедевонский–раннекаменноугольный возраст известняка (обр. КД-12-01-30d-3) определен по остаткам рыб, иглокожих, мшанок (опр. О. Л. Коссовой и Т. Ю. Толмачевой).

В образце KD-12-01-30d-3 Т. Ю. Толмачевой (ВСЕГЕИ) вместе с мшанками и иглокожими определены рыбы $D_3 - C_1$ возраста. Кроме того, в образце KD-12-00-05g-65 Л. В. Нехорошевой определены тонковетвистые мшанки *Trepostomada* (м. б. *Discritella*), *Rhabdomesina* – возраст P (?), реликты в Т. В образцах KD-12-00-07d-211 найден косой срез сетчатой колонии мшанки *Fenestellida* или *Rhabdomesida*(?) ($C - P$). В образцах KD-12-01-14g-72 и KD-12-01-16g-68 фрагменты сетчатых мшанок *Fenestella* sp. s.l. ($C - P$), а в образце KD-12-01-16g-49 – фрагменты фенестеллид родов *Polypora* sp. и *Fenestella* sp. s.l., фрагмент из отряда *Trepostomida* sp. ($C - P$). В шлифах из дресвы станции KD-12-01-16g встречены радомезины и фенестеллиды – $D_2 - P_3$. В шлифе из KD-12-01-30d-3 обнаружены мелкие обрывки сетчатых колоний мшанок отряда *Fenestellida* – *Fenestella* s. l., *Polypora* sp. ($C - P$).

Терригенная часть палеозойского разреза может быть восстановлена по аналогии с разрезами островов Жаннета и Генриетта [7]. В низах толщи предполагается наличие кварцитопесчаников, песчаников с пластами гравелитов, алевролитов и алевро-аргиллитов. Кластическая часть пород здесь имеет существенно кварцевый состав и характеризуется хорошей окатанностью и сортировкой зерен. Цемент кварцевый регенерационный, в алевро-аргиллитах – глинисто-серицитовый. Выше по разрезу возможно наличие туфогенно-осадочной толщи, сложенной туфо-аргиллитами и туфо-песчаниками с перекристаллизованным первичным глинистым цементом, а также вулканогенной базальтовой толщи, сложенной покровами базальтов и андезибазальтов с линзовидными прослоями туфов. Покровы базальтов и андезибазальтов в гравелито-песчаниковой и вулканогенной толщах о. Генриетты сложены пироксен-плагиофировыми породами с интерсертальной, микродолеритовой, андезитовой, реже гиалиновой структурами основной массы. Вкрапленники в них (10–15, редко до 30–40 % объема породы) представлены призматическими кристаллами плагиоклаза, обычно альбитизированного или замещенного хлоритом, соссюритом и карбонатом, и таблитчатыми кристаллами клинопироксена, по которым развиваются хлорит и рудный минерал.

Карбонатная часть разреза, сходная с описанной выше, была вскрыта при донном пробоотборе на поднятии Нордвинд А. Гранцем [65] (рис. 21). Здесь предполагаются разнообразные карбонатные породы от серых и буровато-серых тонкозернистых до крупнокристаллических известняков, органогенных, оолитовых известняков, доломитизированных известняков и доломитов. Возраст этой толщи обосновывается [65] преимущественно на фаунистических определениях конодонтов, обильно представленных в обломках пород и имеющих важное стратиграфическое значение для расчленения палеозоя, а также фузулинид и, в меньшей степени, фораминифер. Остатки спикул губок, криноидей и мшанок также в изобилии были найдены во многих обломках. Кроме того, были отмечены кораллы, брахиоподы, гастроподы, амmonoидеи, остракоды, морские ежи и трилобиты.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ТРИАС–НИЖНИЙ МЕЛ ($^{\circ}\text{T-K}_1$)

Триасово-нижнемеловые отложения ($^{\circ}\text{T-K}_1$) образуют преимущественно терригенную толщу, залегающую непосредственно под поверхностью ОГ LCU и объединены в ССК-VI. Толща с несогласием залегает на размытой кровле карбонатов палеозоя ($\text{S}_3\text{-P}_1$) и с несогласием перекрывается мезозойским чехлом. Имеющиеся сейсмические данные позволяют предположить распространение $^{\circ}\text{T-K}_1$ толщи в пределах впадины Подводников и поднятия Менделеева. Ее мощность составляет от 750 до 1500 м, локально уменьшаясь до 200 м, местами увеличиваясь до 3000 м. Толща выклинивается в западном направлении.

Сейсмические данные позволяют предположить изначально платформенное моноклинальное, с небольшими углами падения на север и на восток за-

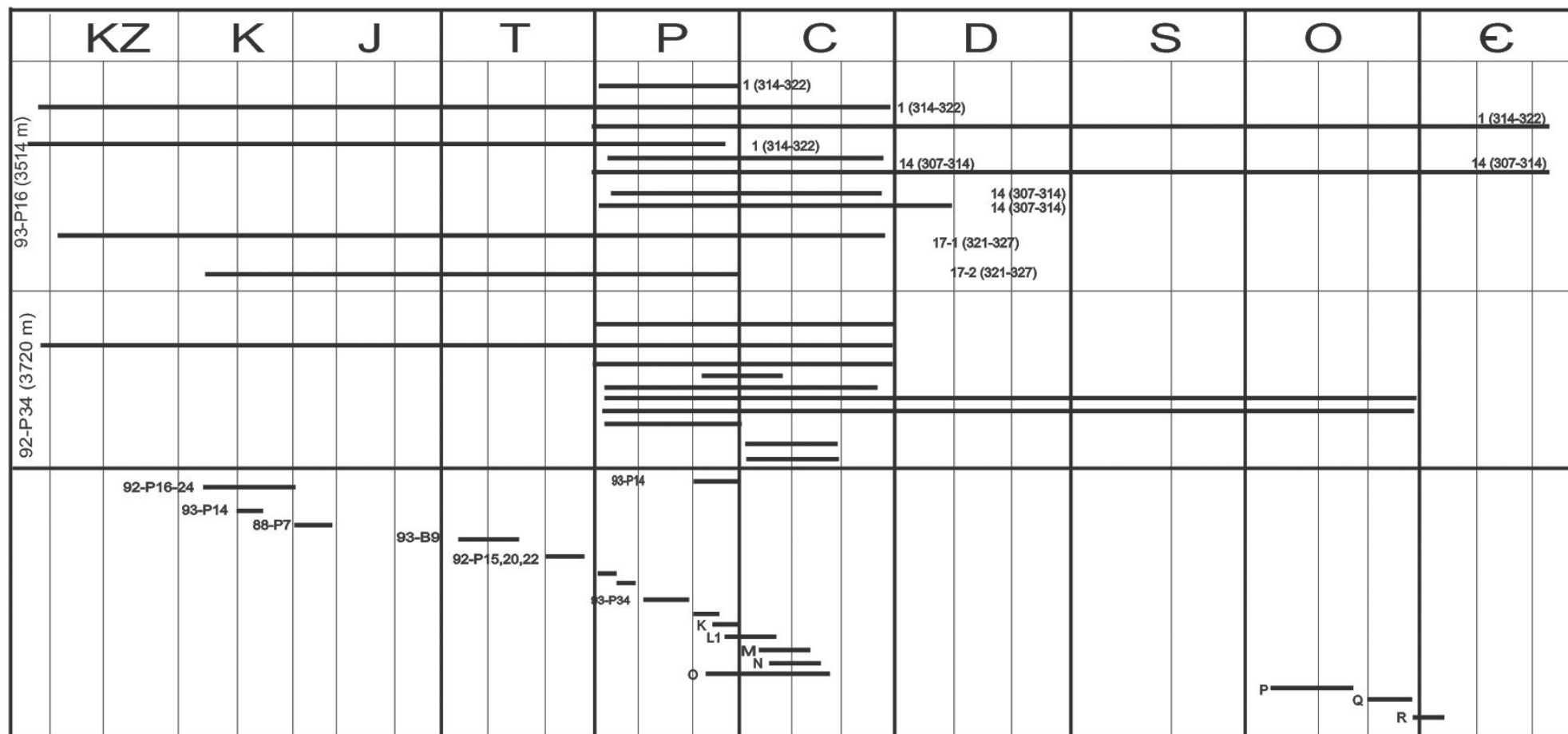


Рис. 21. Систематизация полученных А. Гранцем [65] 38 фаунистических определений по обломкам ДКМ с восточного склона хр. Нордвинд. Номера соответствуют номерам образцов. Длина линии – диапазон возможного возраста образца по палеонтологическим данным.

легание триасово-нижнемеловых пород (рис. 7, 12). Однако в фланговых областях поднятия Менделеева возможны тектонические нарушения мезозойского и/или альпийского возраста.

На отроге Геофизиков пробойтером вскрыты терригенные образования, по сейсмическим и структурным соображениям отнесенные к мезозойской толще. Типичными для этого комплекса являются песчаники и алевролиты. Песчаник мелкозернистый серый, граувакково-кварцевый состава с глауконитом. Порода пористая, доминирующий размер зерен $0,1 \times 0,3$ мм. Минералогический состав: прозрачный кварц – 15 %, белый несдвойникованный плагиоклаз (~ андезин), небольшое количество хлорита и хлоритизированного биотита, единично листочки мусковита. Присутствует глауконит, выполняющий интерстиции, или в виде округлых зерен. В шлифе встречено несколько мелких окатанных зерен циркона, единично гранат(?). Цемент глинистый, в очень небольшом количестве.

На поднятии Менделеева по результатам петрографического анализа ДКМ из экспедиции «Арктика-2012» в составе мезозойской терригенной толщи предполагаются мелко-среднезернистые песчаники, алевролиты преимущественно кварцевого состава, а также песчаники аркозовые, кварцевые граувакки и аргиллиты (рис. 22). Встречаются слаболитифицированные песчаники.

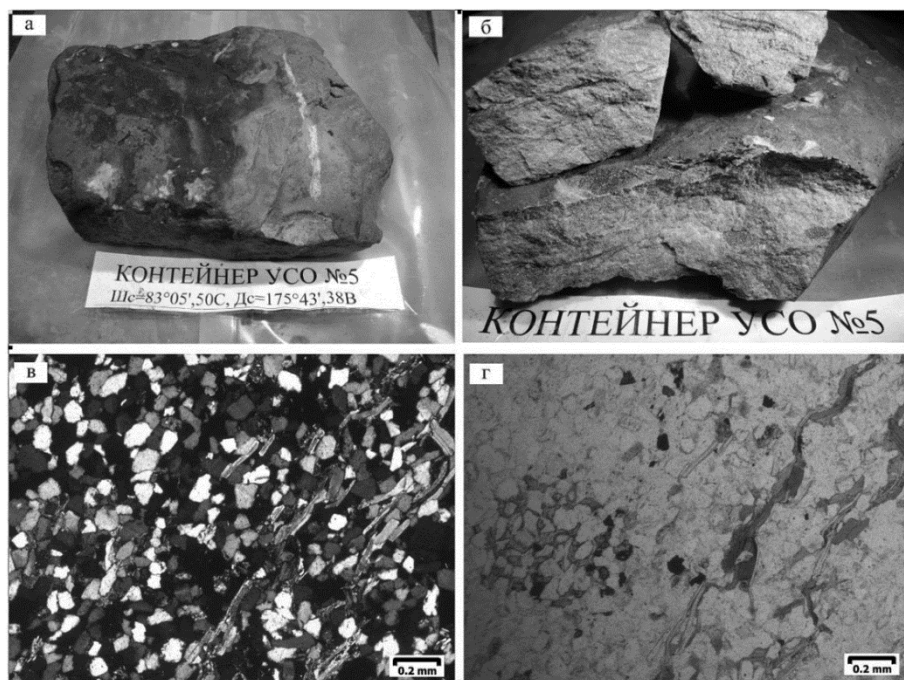


Рис. 22. Проба SS12-06-5m – косослоистый кварцевый песчаник со слюдистым цементом и единичными гнездами карбоната в матриксе породы. Обломок поднят манипулятором НИПЛ со склона горы Трукшина: а – общий вид образца, б – порода в свежем сколе, в, г – песчаник в шлифе (в – николи скрещены, г – порода в проходящем свете) [31].

Текстуры песчаников преимущественно массивные, редко встречается неясно выраженная тонкая слоистость, сформированная за счет субпараллельной ориентировки вытянутых частиц (чешуйки слюд, иногда вытянутые зерна плагиоклазов), реже за счет неравномерного распределения гидроокислов железа. Характерно высокое содержание кварца – 85–95 %. Кроме того, отмечаются редкие зерна микроклина, плагиоклаза, микрокварцитов, единичные зерна эпидота, редкие чешуйки слюд. Цемент по составу, как правило, кремнистый, кремнисто-серицитовый. Карбонатный цемент встречается очень редко и преимущественно на полигоне KD-12-01 (рис. 23). По типу заполнения пор – базальный, реже островной или поровый, часто встречается пленочный слюдястый цемент. По текстурно-структурным особенностям сделаны предположения о мелководном генезисе пород в условиях спокойного гидродинамического режима в областях накопления платформенных образований.

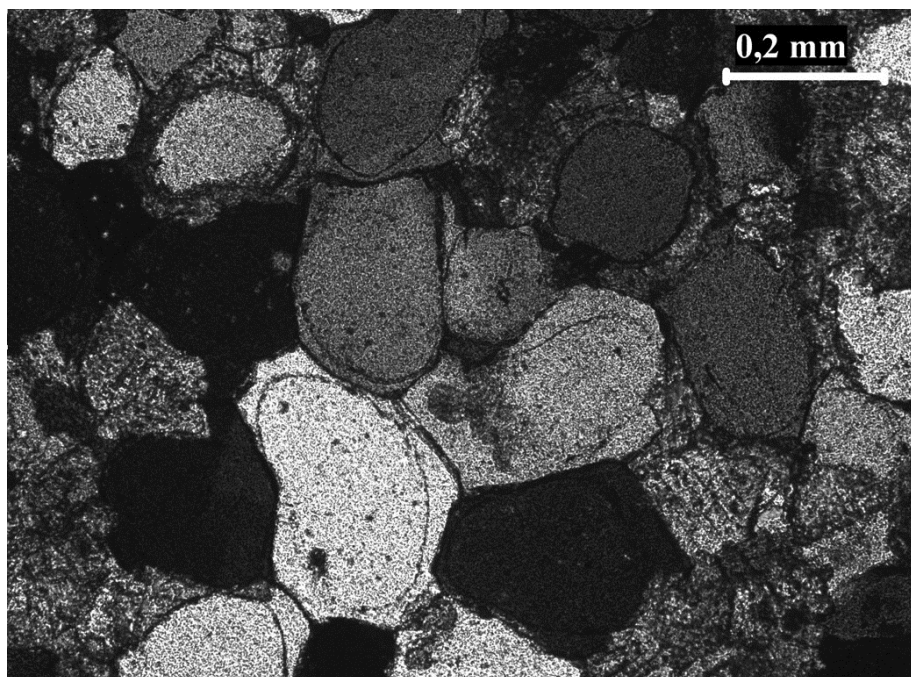


Рис. 23. Образец KD-12-01-16g-41 – песчаник с локально развитым регенерационным кварцевым цементом и базальным карбонатным цементом. Обломочные зерна мелко-песчаной размерности хорошо окатаны.

Возраст песчаников определен исходя из возрастных спектров цирконов [68]. Цирконы мезозойского кластера, преобладают в составе песчаников горы Шамшура (AF00-05 и AF00-10, KD-12-01).

В пределах смежной с юга площади листов Т-57–60 коррелятный комплекс входит в состав нижнекарбоновой–нижнемеловой толщи, а на хр. Ломоносова в самых общих чертах может быть сопоставлен с терригенной толщей хр. Ломоносова, описанной А. Гранцем [67]. Возможные аналоги толщи также описаны на поднятии Нордвинд [65]. Здесь в составе мезозойского комплекса отложений залегают серые аргиллиты с апт-альбскими палиноморфами, верхнеюрские темно-серые лагунные и морские алевро-аргиллиты с пиритом и бентосными песчаными фораминиферами, динофлагеллятами, остатками водорослей. В глинистой фракции преобладает иллит с каолинитом и подчиненным содержанием вермикулита. Ниже встречены средне- и верхнетриасовые шельфовые оливково-черные и оливково-серые кварцевые аргиллиты, алевролиты с фрагментами ракуши, фораминиферами и иглами морских ежей, а также фаунистически немые оливково-серые кварцевые песчаники, хорошо перемытые (зрелые?). В нижней части толщи обнаружены нижнетриасовые темно-серые твердые прочные аргиллиты и кварцевые алевролиты шельфового склона, содержащие угловатые и полуугловатые зерна кварца и немного слюды, конодонты и песчаные фораминиферы, радиолярии и палиноморфы.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Аптский–альбский ярусы (${}^sK_{1a-al}$)

Отложения аптского–альбского ярусов (${}^sK_{1a-al}$) предполагаются в нижней части разреза впадины Подводников и объединены нами в ССК-IV. Они ограничены в подошве несогласной границей ОГ LCU, в кровле – ОГ В₂. Возраст толщи определен по положению в разрезе.

В составе комплекса предполагаются образования, сходные с отложениями Балыктахской свиты о. Котельный, а также с нижней частью осадочного выполнения грабенов на Лаптевоморской континентальной окраине. В разрезе ожидаются глины, алевролиты и алевролиты, пески и песчаники с прослоями и линзами конгломератов. Возможно наличие пластов каменного угля.

Мощность апт-альбского ССК в пределах картируемой области варьирует в широких пределах, выклиниваясь на поднятиях фундамента в районе седловины Толля и западного склона поднятия Менделеева. Мощность толщи достигает своего максимума (более 3000 м) в юго-западной части листа. Характер изменения мощности апт-альбских образований позволяет утверждать, что области сноса, послужившие источниками терригенного материала при накоплении толщи, располагались в непосредственной близости от южной рамки листа – в районе современного шельфа Восточно-Сибирского моря. Достаточно резкий градиент уменьшения мощности толщи по мере удаления от областей сноса говорит о весьма высоких скоростях аккумуляции материала и весьма локализованном источнике сноса. В качестве последнего можно предположить поднятие Де-Лонга.

Наряду с осадочными породами в разрезе апт-альбского комплекса предполагаются вулканогенно-осадочные и эффузивные породы, аналогичные базальтам поднятия Де-Лонга [7]. Об этом свидетельствуют высокие пластовые скорости (до 4,5 км/с) в нижней части этой толщи [101], а также «шероховатые» отражения, характерные для сейсмической картины базальтовых покровов. Полученные сейсмические и гравимагнитные данные дают основание предполагать, что апт-альбские вулканы на поднятии Менделеева не имеют сплошного развития. В пределах площади листа они залегают в виде автономных щитовых вулканических образований, нарушенных дизъюнктивными и эрозионными процессами.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ (sK_2)

В пределах картируемой области отложения верхнего мела (sK_2) объединены в ССК-III, который распространен в пределах всей картируемой области. В подошве он ограничен ОГ В₂, в кровле региональным опорным ОГ mBU. Мощность толщи закономерно уменьшается в восточном и в северном направлениях. Максимальных значений (до 3000 м) мощность верхнемеловых отложений достигает у подножия КС в юго-западном углу листа. Кроме того, фиксируется локальный депоцентр в северо-западном углу листа. Характер изменения мощности несколько отличен от описанного для апт-альбских образований. Фиксируемый депоцентр накопления верхнемеловых отложений у южной границы листа несколько более обширен, а градиент уменьшения мощности на север и северо-восток значительно ниже, нежели у подстилающих апт-альбских образований. Эти обстоятельства позволяют предположить, что источник терригенного материала был локализован на существенно большей площади шельфа Восточно-Сибирского моря, а осадконакопление шло гораздо более низкими темпами.

Кроме того, фиксируется локальный депоцентр ССК-III в грабене к востоку от отрога Геофизиков. Очевидно, что областью сноса для него служило поднятие отрога Геофизиков. Принимая во внимание тот факт, что, по сейсмическим данным, этот ССК представляет собой тракт низкого стояния уровня моря с характерной эрозионной границей в кровле, подобная локализация депоцентров осадконакопления уверенно свидетельствует о накоплении этого ССК во время активизации тектонических движений и усиления размыва окружающих положительных форм рельефа на фоне региональной регрессии. Об этом же косвенно говорит факт присутствия в нижних частях сейсмического разреза отражений с четким усилением амплитуды сигнала.

В составе разреза верхнемеловых отложений предполагаются образования, аналогичные отложениям Бунговской и Деревяннгорской свит [10]. Это аргиллитоподобные глины и алевролиты с прослоями песков и галечников, изредка песчаников и бурых углей. Пластовые скорости отложений, составляющих данный сейсмокомплекс, находятся в пределах 3,2–4,5 км/с.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеоценовый отдел (sP_1)

Отложения (sP_1) в пределах картируемой области объединены в ССК-II, который в подошве ограничен опорным ОГ mBU, в кровле – опорным ОГ А. Возрастная привязка этого ССК выполнена путем корреляции обеих опорных границ с буровыми данными на шельфе Аляски [79] и в приполюсной части хр. Ломоносова [55] соответственно.

На большей площади картируемых листов отложения согласно залегают на верхнемеловых породах ССК-III. Вместе с подстилающими породами палеоценовые отложения слагают толщу выполнения понижений рельефа акустического фундамента и являются последней толщей в разрезе, затронутой активной разломной тектоникой. Подавляющее большинство разломов не проникает выше этого ССК. Мощность толщи в пределах листа в целом варьирует от 250 до 500 м, образуя нечеткий депоцентр у южной рамки листов (до 1000 м). В районе седловины Толля, наоборот, фиксируется заметное уменьшение мощности палеоцена до 250 м и менее. Сходные понижения мощности фиксируются и в центральной части поднятия Менделеева, отрога Геофизиков. Пластовые скорости отложений составляют 2,8–3,2 км/с [74]. Существенное выравнивание градиентов мощности этого ССК может говорить о снижении тектонической активности, снижении поставок обломочного материала из областей размыва. Наличие же областей уменьшения мощности этого ССК в районах современных поднятий говорит о начале формирования этих структур именно в палеоцене.

Информация о составе отложений этого возрастного диапазона может быть также получена со смежных на юге площадей. Палеоценовый этап характеризуется как время тектонического покоя и пенепленизации. В пределах островной суши в образованиях данного возрастного диапазона наблюдаются палеоценовые коры выветривания [10]. В пределах материкового обрамления Восточно-Сибирского шельфа коррелятные отложения представлены тонко переслаивающимися глинами, алевролитами и алевролитистыми песками. Стабильная волновая картина этого ССК на большой площади позволяет предполагать сходный состав отложений вплоть до подножия КС и впадины Подводников.

Учитывая также данные глубоководного бурения ACEX-304 [55] и, кроме того, данные по пластовым скоростям, можно предположить в составе этого ССК уплотненные пески и слаболитифицированные песчаники и аргиллиты, содержащие агглютинированные фораминиферы, динофлагелляты, а также споры и пыльцу [56].

Эоцен–олигоцен ($^sP_{2-3}$)

Отложения эоцена–олигоцена ($^sP_{2-3}$) в пределах картируемой области входят в состав ССК-I₂, ограниченного в подошве опорным отража-

ющим горизонтом ОГ А(LU) в кровле – ОГ D₁. Стратиграфическая привязка указанных отражающих границ к характерным несогласиям, установленным по результатам глубоководного бурения на хр. Ломоносова [55], обеспечивает привязку всей толщи.

Отложения этого возрастного диапазона повсеместно распространены в пределах картируемой области. На большей площади района отложения этого возраста залегают в ненарушенном состоянии, согласно с подстилающими образованиями облекая неровности подстилающего рельефа. На поднятиях отрога Геофизиков и Менделеева они несогласно залегают на ниже- и верхнемеловых породах.

Мощности этого комплекса осадков изменяются в пределах от 500 м на большей части листа до 1700 м у южной его рамки. Также наблюдаются области уменьшения мощности эоцен-олигоценовых отложений над существующими ныне поднятиями фундамента в районе центральной части поднятия Менделеева, отрога Геофизиков, а также локальных поднятий в районе южного края седловины Толля. Последнее говорит о продолжении этапа формирования возвышенных участков картируемой области в течение эоцена и олигоцена.

Пластовые скорости осадочных образований, входящих в состав этого комплекса, определенные по результатам МОВ [101], находятся в пределах 2,0–2,5 км/с, что может свидетельствовать о присутствии в разрезе слаболифтифицированных отложений. Судя по данным глубоководного бурения [55], отложения представлены морскими и прибрежно-морскими плотными глинистыми образованиями серого, темно-серого цвета. В них могут быть распространены небольшие пиритовые конкреции и кремнистые микрофоссилии.

НЕОГЕНОВАЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

Нижний миоцен–квартер (^sN₁–Q)

Отложения миоцена–квартера (^sN₁–Q) в пределах картируемой области объединены в состав ССК-I₁, который ограничен в кровле поверхностью морского дна, в подошве – ОГ D₁. Структурно-тектоническая привязка последней к эоцен-олигоценовому перерыву в скважине глубоководного бурения АСЕХ-304 [55] обеспечивает стратиграфическую привязку всего ССК-I₁ к синокеаническому этапу развития региона. В составе толщи предполагаются гемипелагические отложения.

Отложения повсеместно распространены в пределах картируемой области и согласно залегают на отложениях эоцена–олигоцена и миоцена. Характер изменения мощности ССК-I₁ также достаточно типичен для пелагических образований. На большей части картируемой области для данной толщи отложений характерны мощности от 200 до 600 м. На поднятиях гребневой зоны хр. Ломоносова мощность уменьшается до 100–150 м. В юго-западном углу листов наблюдается локальный депоцентр с мощностями до 1500 м и более, связанный со сносом осадка с современного шельфа Восточно-Сибирского моря.

На большей площади района отложения этого возраста залегают в ненарушенном состоянии, спокойно облекая неровности подстилающего рельефа. Пластовые скорости осадков, слагающих этот ССК, колеблются в пределах 1,5–1,7 км/с [21, 77, 101]. Сходные значения пластовых и граничных скоростей показывают результаты последних сейсмических исследований на Чукотском куполе и поднятии Менделеева [60]. На верхнем уступе континентального склона Восточно-Сибирского моря С. Б. Секретовым [89] также выделяется внутреннеконформная толща постоянной мощности с пластовыми скоростями до 1,7–1,95 км/с, ограниченная в подошве ОГ U_1 . Непосредственно у бровки шельфа эта граница также несет следы эрозионного несогласия.

Подобная выдержанность скоростных характеристик позволяет уверенно говорить о наличии в составе этого ССК нелитифицированных пелагических или «синокеанических» отложений.

Геолого-геофизических данных о строении плиоценовых и четвертичных отложений недостаточно для детального расчленения этой части разреза. Однако привлекая к корреляции весь комплекс геолого-геофизических и геоморфологических данных, можно достаточно уверенно предполагать в составе этого ССК нефелоидных, декливиальных и турбидитных отложений, представленных пелитами и алевропелитами серого и/или коричневого цвета.

Плиоцен–голоцен (N_2-Q)

Плиоцен-четвертичные отложения выделяются, по геоморфологическим данным и донному пробоотбору, на протяжении почти всей площади закартированного листа U-57–60. Расчленение плиоцен-четвертичного разреза на комплексы производилось на основании экстраполяции данных с соседних листов, обеспеченных незначительными объемами сейсмоакустических данных и актуализированных новыми комплексными геолого-геофизическими и геоморфологическими данными. Предположительный литологический состав всех указанных ниже подразделений устанавливается на основании комплексного анализа данных литологии поверхностных осадков и геоморфологических данных.

Характер их соотношений и стратиграфический объем определены исходя из анализа донного пробоотбора и результатов картирования четвертичных отложений прилегающей акватории смежных листов. На основе всех полученных данных и опыта работы по соседним картируемым листам, предполагаемая полная мощность плиоцен-четвертичного чехла оценивается в 100 м.

Таким образом, в составе чехла плиоценовых и четвертичных образований на исследуемой площади предположительно выделяются следующие подразделения.

1. Морские нефелоидные отложения плиоцена–нижнего неоплейстоцена (mnN_2-l).
2. Морские декливиальные отложения плиоцена–нижнего неоплейстоцена (mdN_2-l).
3. Морские нефелоидные отложения плиоцена–голоцена нерасчлененные пелагические фации (mn_pN_2-H).

4. Морские декливиальные отложения плиоцена–голоцена нерасчлененные обвальнo-осыпные сейсмогенные фации ($mn_{os}N_2-H$).

5. Морские нефелоидные отложения среднего неоплейстоцена–голоцена ($mnll-H$).

6. Морские декливиальные отложения среднего неоплейстоцена–голоцена ($mdll-H$).

7. Морские турбидитные отложения четвертой ступени верхнего неоплейстоцена–голоцена, дельтовые фации (mt_dlll_4-H).

8. Морские турбидитные отложения четвертой ступени верхнего неоплейстоцена–голоцена, потоковые фации (mt_plll_4-H).

Морские нефелоидные отложения плиоцена – нижнего неоплейстоцена (mnN_2-l) предположительно не выходят на поверхность морского дна, будучи погребенными под морскими нефелоидными отложениями II–Н. Выделяются на поднятиях отрога Геофизиков и хр. Менделеева. По данным грунтового опробования предполагается достаточно однородный литологический состав, представленный преимущественно пелитами. Мощность пачки – 20–70 м.

Морские декливиальные отложения плиоцена – нижнего неоплейстоцена (mdN_2-l) условно выделены на участках западного склона поднятия хр. Менделеева и отрога Геофизиков. Они перекрываются толщей морских декливиальных отложений среднего неоплейстоцена–голоцена. Предполагается достаточно однородный литологический состав, представленный в основном алевропелитами и пелитами с песчанистым материалом. Мощность пачки варьируется в среднем от 20 до 70 м.

Морские нефелоидные отложения плиоцена – голоцена нерасчлененные пелагические фации (mn_pN_2-H) выделены по аналогии с соседними листами в пределах батимальной впадины Подводников. Здесь отложения образуют непрерывную толщу осадков, сопоставляемую с верхней частью ССК-I₁, установленного по сейсмическим данным МОВ ОГТ, в пределах граничащего западного листа U-53–56. На поверхность морского дна эта толща выходит в виде обширного поля на глубинах от 2600 до 3400 м в срединной и северной частях листа. Предполагается достаточно однородный литологический состав, представленный бигранулярными осадками переходного типа, предположительно, алевропелитами и пелитами. Ожидаемая мощность – от 30 до 100 м.

Морские декливиальные отложения плиоцена–голоцена нерасчлененные обвальнo-осыпные сейсмогенные фации ($mn_{os}N_2-H$) выделены в северо-западной и восточной частях площади листа, в пределах отрога Геофизиков и поднятия Менделеева и локально во впадине Подводников. Сейсмогенные обвальнo-осыпные декливиальные отложения слагают крутые склоны гор Трукшина и Шамшура, а также поднятия на отроге Геофизиков, окружая выходы на поверхность коренных пород. Предполагается преимущественно алевропелитовый состав с гравийно-песчанистой примесью. Полная мощность их составляет от 5 до 20 м.

Морские нефелоидные отложения среднего неоплейстоцена–голоцена ($mnll-H$) залегают на морских нефелоидных отложениях плиоцена–нижнего неоплейстоцена на глубинах от 1500 до 2800 м. Морские

нефелоидные отложения развиты на равнинных участках и межгорных понижениях поднятия Менделеева в восточной части листа, а также имеются локальные площади распространения в районе отрога Геофизиков и пределах срединной части впадины Подводников. Отложения представлены преимущественно алевропелитами и пелитами мощностью от 10 до 30 м.

Морские декливиальные отложения среднего неоплейстоцена–голоцена (md_{II-H}) выходят на поверхность морского дна на склонах поднятий и террас и залегают на морских декливиальных отложениях плиоцена–нижнего неоплейстоцена. Поля выходов на поверхность дна находятся как на западном, так и на восточном склонах отрога Геофизиков и поднятии хр. Менделеева, а также на привершинных террасах и седловинах хр. Менделеева на глубинах до 3000 м. Также отложения распространяются на верхнем уступе континентального склона Амеразийского суббассейна в юго-западной части листа. Морские декливиальные отложения имеют почти сплошные площади покрытия в северной части листа в пределах срединной части впадины Подводников. Отложения представлены преимущественно алевропелитами с песчанистой и грубообломочной примесью. Полная мощность их составляет от 10 до 30 м.

Морские турбидитные отложения четвертой ступени верхнего неоплейстоцена–голоцена, дельтовые фации (mt_d, III_4-H) формируют обширные конусы выноса у подножия верхнего уступа континентального склона Амеразийского суббассейна Восточно-Сибироморского сектора, который картируется в юго-западной части листа. Предполагается алевропелитовый и пелитовый состав отложений. Мощность – от 1 до 5 м.

Морские турбидитные отложения четвертой ступени верхнего неоплейстоцена–голоцена, потоковые фации (mt_p, III_4-H) закартированы, по геоморфологическим данным, в пределах подводных каньонов, осложняющих континентальные склоны Восточно-Сибирского моря, а также западный склон поднятия хр. Менделеева и восточный склон отрога Геофизиков. Отложения распространены в виде маломощной пачки (мощностью до 5 м), представленной отложениями турбидитных потоков различной плотности. Осадки преимущественно представлены переслаиванием алевропелитов и слоев, обогащенных гравийно-песчаным материалом. Контакт с подстилающими морскими декливиальными отложениями, видимо, носит несогласный (динамический) характер.

ЛИТОЛОГИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Современные донные отложения акватории листа U-57–60 изучены грунтовым опробованием крайне неравномерно и в очень малой степени. Объем аналитических данных невелик. Поэтому о гранулометрическом составе осадков большей части рассматриваемой акватории можно делать лишь предположительные выводы, основываясь на общих закономерностях полярного седиментогенеза и особенностях условий накопления и постседиментационных преобразований осадков в области арктических хребтов и глубоководных впадин.

В основу литологической карты положены материалы по 23 грунтовым станциям с количественными гранулометрическими анализами [106]; данные по экспедиции «Арктика-2000»; данные по рейсу «Россия-2007». Также были приняты во внимание картографические обобщения [3, 4, 105].

Основные факторы седиментогенеза

На гранулометрический состав донных отложений, кроме исходного осадочного материала, в значительной степени влияет динамика водных масс и частично рельеф дна, значение которого на таких глубинах, как правило, сводится к склоновым процессам. В определенной степени влияет и характер тектонических движений.

В качестве вероятных источников поступления терригенного вещества для акватории листа должны быть названы следующие.

1. Эоловый снос с Сибирской суши и островов восточного сектора российской Арктики. Транспортировка материала осуществляется посредством плавучих льдов. Включает в себя как прямое попадание принесенных ветром твердых частиц на поверхность льдов в период их формирования и стояния в шельфовых морях, так и захват образующимися внутриводными льдами частиц, попавших в теплый период с суши в речные и прибрежные воды [88]. Эоловые поставки материала могли бы служить дополнительным объяснением широкому распространению тонкозернистых осадков. Однако по причине наличия почти круглогодичного ледового покрова, создающего своеобразную «крышу», исключена вероятность того, что эоловый снос напрямую играет особую роль в поставке осадочного материала. Даже в период наименьшей ледовитости (август–сентябрь) в районе преобладают сплоченные (90–100 % поверхности) старые льды [100]. Однако попадая на поверхность морей, свободных ото льда, частицы пелитовой размерности, скорость оседания кото-

рых весьма невелика, могут разноситься течениями на очень большие расстояния и оседать на дно под акваторией, полностью покрытой льдом. О том, что такой механизм поставки терригенного материала в осадок играет существенную роль, свидетельствует характер изменения мощности верхнего сейсмостратиграфического комплекса (ССК-1-1), где отмечается, что основным источником поступления осадка находился в пределах Восточно-Сибирского моря (гл. «Стратиграфия»).

2. Ледовый разнос материала с берегов и мелководий. Некоторые исследователи предполагают, что этот тип агента аккумуляции доминирует в рассматриваемой области [78]. Согласиться с этим сложно. Ледовый разнос не может заметно влиять на ситуацию из-за того, что район сколько-нибудь массивного таяния льдов находится за пределами площади листа и все, попавшее на плавучие льды, выносится с ними через Арктический бассейн в Атлантику. Тем более, что терригенный материал, концентрирующийся преимущественно в нижних частях льдин, находясь в контакте с холодными водами, в гораздо меньшей степени подвергается оттайке, чем снег и верхний слой ледового покрова, испытывающие влияние солнечных лучей. Однако крупный и мелкий материал с верхней части льдины может попасть в воду и далее на дно только в условиях развитой трещиноватости.

Летом, в период максимального разрушения и таяния льда при средней его толщине до 1,5–2 м [100] вероятность разгрузки как зерен песчано-алевритопелитовых фракций, так и относительно крупных обломков возрастает, поскольку ледяной массив в пределах до 82° с. ш. несколько подтаивает [3] и его трещиноватость увеличивается. Тем не менее, краткость периода, благоприятного для этого пути поступления материала, и не обязательная его ежегодная повторяемость, заставляют усомниться в сугубой важности ледового фактора. Материал ледового разноса разгружается, вероятнее всего, лишь в отдельные периоды, когда в силу климатических изменений развивается сильная трещиноватость льдов и граница таяния льда сдвигается к северу.

Кроме того, вещество, попавшее на льды во время прибрежного торошения при отрыве припая или собранное донным льдом, должно являть собой смесь зерен различной размерности. В осадках же данной территории уверенно преобладают пелиты.

Что касается происхождения крупномерного материала, то существуют две полярные точки зрения. Отстаиваемая в основном западными учеными предполагает доставку ДКМ прежде всего дрейфующими льдами и айсбергами [85], а отечественные исследователи, напротив, считают крупнообломочный материал эдафогенным, образованным за счет локального подводного размыва [53, 19]. Стоит учесть, что распределение крупномерного ДКМ в регионе весьма неравномерно и контролируется рельефом. На возвышенностях и во впадинах крупные обломки весьма редки и вероятнее всего являются продуктами ледового разноса. В присклоновых участках их количество возрастает на несколько порядков, что подтверждается результатами донного опробования, выполненного в ходе рейса «Арктика-2012». Количество, размеры и форма поднятого материала свидетельствуют о том, что драгировались подводные осыпи, образованные в процессе разрушения склонов. Об этом также свидетельствует характер рыхлых отложений, поднятых грунто-

выми трубками в районах точек драгирования. Осадок носит следы оползания, перемешивания, неоднократного смещения – такие текстуры характерны для оползней и обвалов.

3. Размыв донных отложений и коренных образований течениями. Насколько известно, скорость придонных течений невелика, хотя, предположительно, она может увеличиваться на склонах хребта. Обнаруженный преимущественно на участках сильно расчлененного морского дна вблизи крутых эскарпов крупнообломочный материал отличается от материала ледового разноса большей угловатостью и наличием неустойчивых к переносу обломков сланцеватых пород, и, несомненно, является эдафогенным, что говорит о наличии зон размыва, но не дает представления о качестве и реальных объемах высвобождаемого материала, а также о характере его перемещения.

Вероятности поставки большого количества осадочного материала за счет гидродинамической абразии дна противоречит повсеместное распространение сугубо пелитовых осадков: даже при размыве типологически сходных глубоководных отложений воздействие течений должно увеличивать процент мелкозернистых фракций путем выноса тонкозернистых.

4. Речной сток. Несмотря на то, что реками северного полушария поставляется огромное количество тонкого взвешенного материала, 93–95 % оседает в зонах маргинальных фильтров, поэтому этот источник нельзя считать существенным в формировании океанических донных отложений [27].

5. Принос взвесей Тихоокеанским течением с юго-востока и атлантическими водами с запада.

Вопрос о том, какой именно источник является преобладающим, на данный момент не может быть решен однозначно. Вероятнее всего, имеет место сочетание нескольких разнородных факторов, значимость которых варьирует в зависимости от локальных особенностей рельефа дна и гидродинамики (в первую очередь, придонной).

В перераспределении поступившего терригенного материала главную роль играют придонные течения, подчиненную – склоновые оползни, как гравитационные, так и вызванные тектоническими подвижками. Не исключено проявление эффекта сейсмогенного «стекания» водонасыщенных тонких осадков даже в абиссальных областях с весьма небольшими уклонами.

Гидродинамика бассейна

Своеобразие гидрологического режима акватории выражается в сложной стратификации водных масс и разнонаправленности поверхностных и глубинных течений, ярко проявляющейся в южной части листа.

Вся толща океанических вод делится на три легко различаемых горизонта: холодные поверхностный и придонный и относительно теплый срединный [8, 36].

Первый горизонт мощностью не более 250 м представлен поверхностными арктическими водами с отрицательными температурами. Верхний его слой характеризуется пониженной соленостью (32 ‰) [3, 36], которая объясняется как притоком опресненных вод речного происхождения, так и постепенным таянием дрейфующих льдов. Опресненность верхнего слоя нельзя целиком

отнести на счет притока речных вод, составляющего лишь 1/3400 объема вод Полярного бассейна [47]. В состав вод этого горизонта, несущих основную массу взвешенного вещества, входят не только перемешанные воды шельфовых морей и речной сток, но и тихоокеанские воды (проявляющиеся в основном в юго-западной части акватории листа) [33, 47].

На глубинах примерно от 200 до 800 м [3], прижимаясь к материковому склону, идут на северо-восток атлантические воды второго горизонта. Они характеризуются низкоположительными температурами, соленостью порядка 34–35 ‰ [23, 36] и несут с собой фораминиферовый планктон, который постепенно переходит в осадок [47]. Эти плотные воды в виде медленного течения распространяются почти по всей рассматриваемой акватории.

Ниже находятся холодные воды третьего горизонта, распространяющиеся до дна глубоководных впадин [36]. Их соленость – около 35 ‰ [3]. Придонные воды перемещаются в направлении, независимом от движения поверхностных и атлантических вод, хотя в северной части в целом выдерживается ориентация на северо-восток. В юго-западной части листа близость континентального склона приводит к преобладанию субпараллельного течения [3, 33].

Циркуляция вод рассматриваемой части Арктического бассейна достаточно сложна. По периферии трансарктического течения отмечаются вихревые образования, связанные, в первую очередь, с противонаправленными атлантическими водами. В районе хр. Менделеева сопрягаются слабовыраженные циклонические Канадский и Евразийский круговороты [106]. Суммарное направление движения вод на акватории листа U-57–60 предопределяется взаимодействием постоянных и дрейфовых течений, создающих достаточно сложную схему их движения. Приливно-отливные течения в данном регионе проявляются слабо [33].

Исследования, проведенные в северных частях хр. Ломоносова, показали наличие современных придонных движений водных масс в направлении, поперечном хребту, с максимальными скоростями, превышающими 12 см/с [71]. С этим согласуются представления о движении холодных вод, пересекающих поднятие Менделеева с востока на запад под углами в 45–90° и погружающихся во впадину Подводников, порождая вдольсклоновые течения.

Таким образом, верхний горизонт вод поставляет эоловый, ледовый и речной материал, а также взвеси Тихоокеанского течения. Второй горизонт содержит атлантические взвеси и планктон. Воды третьего горизонта осуществляют перераспределение локального материала в результате размыва дна течениями и влияют на рассеивание терригенного материала, принесенного водами двух верхних горизонтов.

Схема постоянных течений на литологической карте приводится по литературным [8, 47] и картографическим данным [3, 33, 106, 80]. Для характеристики гидрологического режима бассейна на карте стрелками указаны только основные направления постоянных морских течений (поверхностных и на глубине 1000 м).

Гранулометрический состав и вещественно-генетические типы осадков

Области полярного седиментогенеза в целом свойственны преобладание хорошо сортированных осадков, очень низкие скорости осадконакопления и замедленность химических и биологических процессов. Преобладание в областях питания процессов физического выветривания и вызванная неблагоприятными для развития фито- и зоопланктона круглогодичным ледяным покровом и полярной ночью пониженная биопродуктивность, приводят к тому, что основным компонентом современных донных осадков является терригенный материал, поступающий в бассейн с окружающих его континентов.

На территории листа U-57–60, насколько можно судить при столь скудных данных, современные осадки развиты практически повсеместно. Они характеризуются терригенным вещественно-генетическим составом. Продукты биологического осаднения составляют незначительную их часть. Поэтому основной характеристикой, отражающей условия осадконакопления, является гранулометрический состав. Следует отметить, что донные отложения в пределах листа весьма однообразны, так как большую его часть занимает впадина Подводников, рельеф которой представляет собой полого наклоненную равнину с отдельными неровностями, что неминуемо приводит к монотонному характеру распределения осадка по крупности зерна.

Во фракционной структуре поверхностного слоя выделяются только две группы моногранулярных и одна группа смешанных осадков (классификация ВНИИОкеангеология) [29]. Моногранулярные осадки, сложенные на 75 % и более доминирующей фракцией, представлены исключительно пелитами.

Пелиты чистые (Пл^ч) зафиксированы вразброс по всей территории листа небольшими контурами. С достаточной долей уверенности можно предположить их более масштабное наличие в глубоководной области впадины Подводников, однако эта зона пока не обеспечена фактическим материалом грунтовых станций. Можно ожидать обнаружения чистых пелитов и в самой южной части площади листа, где образуется круговое движение глубинных вод, вероятно, с застойной зоной в центре.

Содержание пелитовой фракции в этих осадках составляет от 87,8 до 98,8 %. Интересно отметить увеличение содержания крупнопелитовой фракции в пробах, взятых по хр. Менделеева, в то время как в районе материкового склона и во впадине Подводников преобладает мелкопелитовая. Это может быть расценено как косвенное свидетельство большей активности среды гидrogenного седиментогенеза в зоне хребта.

Пелиты (Пл) развиты практически по всей впадине Подводников, и они же покрывают поднятие Менделеева. Сортированность этих осадков в основном хорошая. Содержание мелкопелитовой фракции в этих областях очень высокое – от 77,5 % до 83,4 %, так что разграничение пелитовых и алевропелитовых осадков порой достаточно условно. Преобладание такого типа осадков свидетельствует о спокойной придонной гидродинамике.

Алевропелиты (АПл) с содержанием алевроитовой фракции 10–25 % отмечены от южной до северной границы листа, картируясь преимущественно мелкими контурами по хр. Менделеева и предположительно крупным

сплошным контуром на отроге Геофизиков. Сортированность алевропелитов – от средней до хорошей. Это области устойчивой аккумуляции и относительно спокойной гидродинамики. Наблюдающееся некоторое укрупнение размерности обусловлено движением придонных водных масс и возможным разносом материала, формирующегося при абразии и денудации склонов положительных форм рельефа.

При том, что преобладание в осадках пелитовой фракции отвечает общим закономерностям осадконакопления и характерно для изученного района, вышесказанное, разумеется, не означает абсолютного отсутствия в осадке крупнозернистого материала. На единичных станциях (что ожидаемо – на отроге Геофизиков и на поднятии Менделеева) содержание гравия от (обычного) 0 % повышается до 4,6 и 5,8 % соответственно. Крупнообломочный материал в осадках впадины Подводников встречается очень редко [46].

Содержание песчаной фракции изменяется от 0,2 до 5,7 %. На современном уровне изученности установить четкие закономерности в распределении песчаной фракции не удастся. Содержание крупноалевритовой фракции колеблется в незначительных пределах – от 0,3 до 8,5 % на поднятиях. Содержание мелкоалевритовой фракции присутствует в осадке – от 0,6 до 8,4 %, без заметной связи с геоморфологической позицией точек отбора. Пелитовая фракция составляет от 67,5 до 98,8 % осадка. Учитывая суммарное содержание пелитовой фракции, надо сказать, что движения водных масс в основном все же не обладают достаточной энергией для размыва отложений в больших объемах без привлечения тектонических факторов.

Незначительное количество грунтовых станций не позволяет фиксировать все различия в литологическом составе осадков. Ясно, что на большей части площади листа преобладают режимы преимущественно устойчивой аккумуляции со сходным уровнем поступления материала.

Материковый склон, котловина и поднятия представляют собой весьма сложную систему, в которой идет не только транспортировка материала, поступающего из мелководного шельфового моря, выступающего в качестве ресурсной области для огромного количества тонкозернистых осадков и производится распределение материала по различным зонам, но происходит еще и перераспределение уже находящегося в бассейне материала за счет подводного размыва. Так что, разумеется, на карте отражены лишь основные тенденции распределения изменений зернистости осадка.

По химическому составу осадки являются преимущественно безжелезистыми (менее 5 %) и слабомарганцовистыми (среднее по площади – 0,4 %). Из-за незначительного развития в регионе кремнесодержащих организмов содержание аморфного кремнезема составляет доли процента и только в одной пробе достигло 2 % [8, 53].

На поднятии Менделеева выделена зона вероятного распространения терригенных слабокарбонатных осадков [3]. Она недостаточно подтверждена опробованием, однако слабоизвестковистые осадки (с количеством CaCO_3 от 10 до 20 %) отмечались на южных склонах хребта ранее. Карбонат кальция в них встречается преимущественно в виде остатков раковин фораминифер, связанных с атлантическими водами, и лишь некоторое количество возникло за счет обломков карбонатных пород [8]. По данным Яшина и Кошелевой,

наибольшие концентрации CaCO_3 наблюдаются на гребне хр. Менделеева в интервалах глубин от 1000 до 2000 м. На склонах хребта и во впадинах его количество уменьшается [53].

Зоны вероятного распространения палимпсестово-терригенных отложений отрисованы, в первую очередь, по геоморфологическим соображениям и в связи с результатами изучения донно-каменного материала, фиксирующими несомненную его эдафогенность как для западного склона отрога Геофизиков [43], так и для хр. Менделеева [18, 1].

Станция донного пробоотбора у подножия крутого западного склона отрога Геофизиков (АЛР07-16В – боксорер), принесла более 160 обломков горных пород дресвяной и щебнистой фракций, а также пробу полимиктового крупнозернистого песка. В ДКМ представлены осадочные (43 %), метаморфические (40 %) и магматические (17 %) породы. Метаморфические породы представлены комплексом, включающим филлиты, зеленые и кварцевые сланцы, гнейсы, кварциты и кристаллические сланцы. Среди осадочных пород преобладают карбонатные (доломиты и известняки), а терригенные представлены песчаниками, аргиллитами, алевролитами [43]. Состав ДКМ значительно отличается от аналогичных образований других морфоструктур Американо-Арктического суббассейна. Если говорить о территории листа, то на поднятии Менделеева обломки аргиллитов не встречены [46]. Ограничение распространения обломков определенного состава границами одной морфоструктуры противоречит возможности его ледового происхождения.

Работами на геотраверсе «Арктика-2000», прошедшем через поднятие Менделеева, была выявлена повышенная концентрация крупномерных обломков на участках с резко контрастными формами рельефа. Подавляющая (85–90 %) часть крупных обломков представлена осадочными породами. Среди них преобладают карбонатные (доломиты и в меньшей степени известняки). Терригенные (кварцевые песчаники и алевролиты) составляют до трети обломков. Изверженные породы представлены в 8–10 % обломков [18]. Скопления щебнисто-дресвяных обломков с примесью более крупномерного материала встречены у подножия возвышенности Шамшура и на террасированном склоне поднятия Менделеева [46].

Новые данные, полученные в экспедиции «Арктика-2012», пока находятся в стадии обработки, но уже по полевым определениям можно сделать некоторые выводы, подкрепляющие тезис о преимущественно местном происхождении ДКМ поднятия Менделеева. В рамках листа U-57–60 были проведены опробования на возвышенности Шамшура (полигон 2) и расположенной севернее возвышенности Трукшина (полигоны 5 и 6). Примерно две трети обломков представлены гравийно-дресвяной фракцией, треть – галечно-щебнистой. Встречаются и отдельные некрупные валуны. Средний коэффициент окатанности, согласно полевому определению, варьирует в незначительных пределах – от 0,12 до 0,22.

Состав ДКМ, поднятого на полигоне 2, отличается преобладанием карбонатных осадочных пород при заметном количестве магматических (около 25 %). Среди обломков, полученных с полигонов 5 и 6, карбонатные тоже преобладают, но магматических не более 5 %, при этом есть и терригенные (16–17 %), и метаморфические (3–10 %) породы.

Почти в каждой пробе рейса «Арктика-2012» присутствуют хорошо окатанные обломки, отнесенные к материалу ледового разноса. Но их среднее количество не превышает 1–5 %. Точно так же в составе ДКМ на склоне отрога Геофизиков были отмечены немногочисленные обломки ледового происхождения, отличающиеся высокой степенью окатанности, а временами даже несущими столь явные следы мелководного происхождения, как следы прирастания раковин баянусов [43]. Не исключено, что обломков ледового происхождения больше, чем пока определяется, потому что материал ледового разноса тоже может быть угловатым, при условии, что он поступает с припайных льдов или с речного льда, испытавшего подпор в приустьевой зоне. Однако, как уже было сказано выше, в силу хотя бы только специфики ледовых обстановок его не может быть много.

Что касается преобладающей части ДКМ, то закономерное уменьшение количества обломков материала при удалении от склонов с коренными выходами (отражено на карте знаком ДКМ), своеобразие петрографического состава для отдельных участков, морфология обломков, а также присутствие среди них пород, неустойчивых при дальнем переносе, подтверждают невозможность транспортировки этого материала с побережий, даже если бы ледовому разносу не противоречили климатические условия и направления дрейфовых течений.

Такие формы рельефа, как очень крутые и крутые уступы и даже склоны со средними уклонами, подверженные денудации, могут быть зонами смещения терригенного материала с естественным гравитационным переносом от вершины к подножию. То есть большинство обломков является эдафогенным компонентом осадков. Существенная же часть осадка в зоне поднятий, состоящая из тонкозернистой фракции, может сочетать в себе в разных пропорциях как переотложенный материал, так и современный.

Осадки впадины Подводников представлены маломощными современными отложениями [1, 22]. Отсутствие сколько-нибудь заметной тенденции возрастания мощности осадков с приближением к поднятиям говорит о том, что терригенный снос с них не играл существенной роли в формировании осадочного чехла во впадине.

Относятся ли палимпсестово-терригенные отложения, складывающиеся главным образом за счет перемещения и переотложения склонового материала, к типу отложений донных шельфовых течений или гравитационному, пока решить сложно из-за недостатка данных. Наиболее надежно предположение о смешанном генезисе. Разрушение пород, их дробление естественно связывать, в первую очередь, не с деятельностью мутьевых потоков, а с тектонической дезинтеграцией и объемным расширением пород, выведенных воздыманием на поверхность. Перемещение к подножию склонов осуществляется, вероятно, и плоскостными потоками (вдольсклоновыми и нисходящими придонными течениями), и под действием силы тяжести, и при толчках, вызванных сейсмической активностью.

Очевидно, что генезис отложений листа U-57–60 – в основном морской. Лды, несомненно, играют какую-то роль в осадкообразовании, но роль явно подчиненную. Кроме того, в пределах рассматриваемой акватории процессы нормальной пелагической седиментации осложнены гравитационными (тур-

бидными) потоками, спускающимися с поднятия Менделеева и, не исключено, с отрога Геофизиков. Учитывая наличие молодых тектонических движений, обуславливающих омоложение рельефа, допустимо предположить, что в глубоководной впадине присутствуют гравитационные осадки, возникающие при отложении вещества суспензионными потоками, так как на ее склонах (особенно на восточном) среди литодинамических процессов могут иметь место и гравитационные – мутьевые потоки, оползневые подвижки, подводные лавины. На карте в данной зоне никаких специальных обозначений нет в силу отсутствия фактического материала, подтверждающего эту гипотезу.

МАГМАТИЗМ

Наличие в геологическом разрезе картируемой области магматических образований предполагается по целому ряду признаков.

Анализ аномального магнитного поля обширной области Центрально-Арктических поднятий позволил целому ряду исследователей в разное время высказывать предположение о наличии здесь значительных толщ базальтов, типичных для внутриплитного магматизма зрелой коры континентального типа [63, 64, 66, 81, 86, 92]. С. Б. Секретов [89] делает вывод о возможном присутствии магматических образований в нижней части осадочного чехла КС ВСМ на основании анализа интервальных скоростей вдоль профилей 90800 и 90801. Многие исследователи связывают магнитные аномалии хр. Альфа с многоэтапным проявлением основного магматизма, начиная с мелового времени [90].

Расчет параметров намагниченных тел показал, что область ЦАП характеризуется высокими значениями эффективной намагниченности до 2 А/м и двухслойным строением магнитного разреза коры, что весьма характерно для областей с корой континентального типа. При этом верхнему слою могут соответствовать неглубокие магнитоактивные источники (МАИ), локализованные на глубинах от 1 до 3–5 км как в нижних горизонтах осадочного чехла, так и в верхней части фундамента. Второй, более глубокий уровень магнитоактивных источников может быть сопоставлен с положением кровли кристаллического фундамента, что хорошо коррелируется с результатами сейсмических исследований методом ГСЗ [40].

На сейсмических профилях по характерному изменению волновой картины в кровле LCU в границах значительных (до 600 нТл) магнитных аномалий диагностировались крупные базальтовые тела (рис. 24 и 13). Характер залегания базальтовых тел (покровы, силлы, потоки) по сейсмическим данным не установлен. Локальные тела базальтов идентифицированы практически на всей площади листа за исключением северной части прогиба Вилькицкого, занимающей юго-западный угол листа. Наблюдается некоторое увеличение площади распространения предполагаемых эффузивов в восточной части листа в пределах западных склонов поднятия Менделеева.

Результаты количественной интерпретации магнитометрических данных показали хорошую сходимость с результатами интерпретации сейсмических данных. По расчетам глубины залегания кромок магнитоактивных тел также

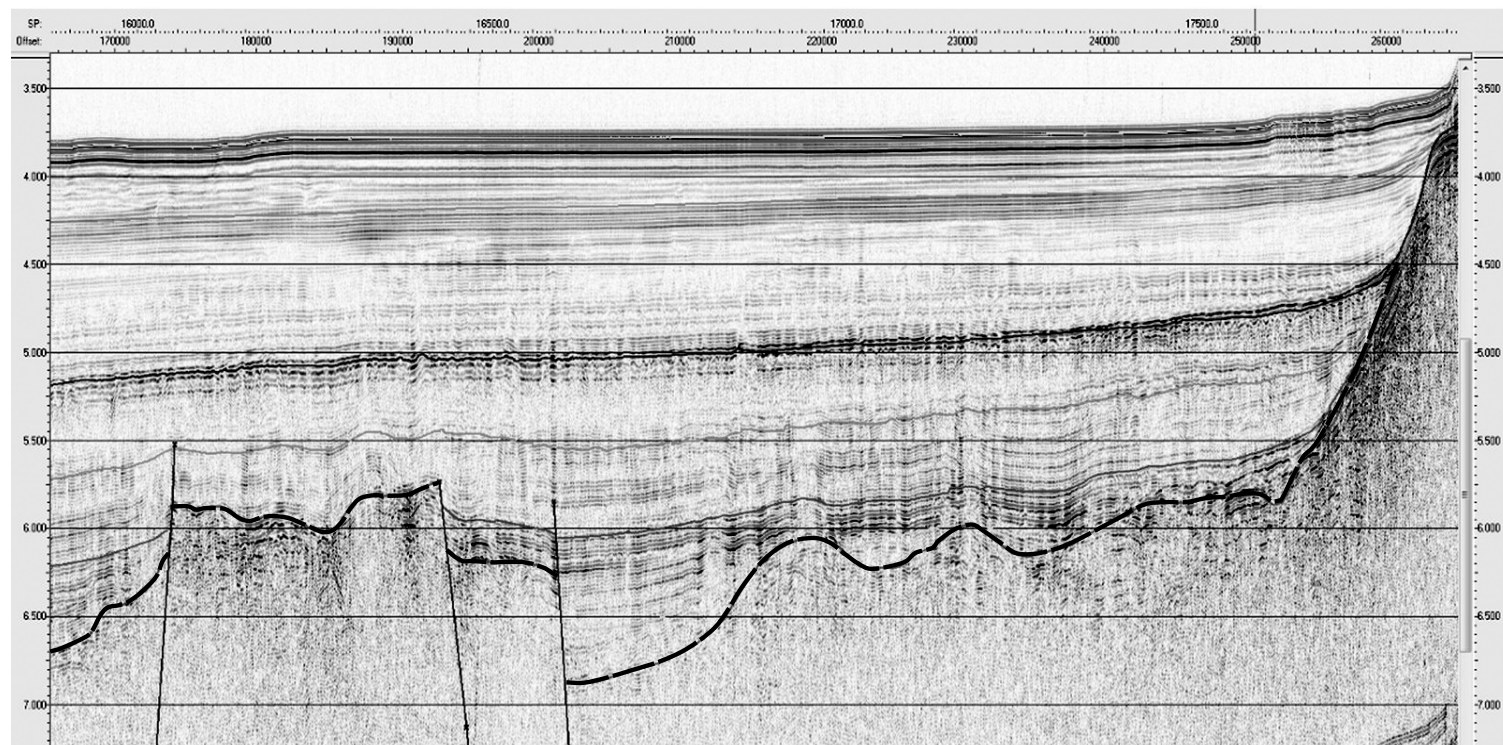


Рис. 24. Фрагмент сейсмического профиля А11-065, проходящий через восточную часть впадины Подводников. В районе SP 16100–16400 и 17300–17800 наблюдаются характерные усиления амплитуды рефлектора LCU (толстая линия), коррелируемые с базальтовыми телами.

удается выделить комплекс неглубокозалегающих аномалеобразующих объектов, которые в целом коррелируются с динамически выраженными рефлекторами на профилях МОВ ОГТ, интерпретируемыми как тела вулканитов.

По положению в разрезе и характеру соотношения с вмещающими породами нами предполагаются базальты двух возрастных генераций: апт-альбские и миоценовые(?). Первые – это крупные тела с размерами по длинной оси до 150–200 км и тяготеющие к центральной и западной частям картируемой площади. По аналогии с материковой и островной сушей, они отнесены к апт-альбскому возрасту. Как известно, апт-альбские базальты установлены и датированы на поднятии Де-Лонга [7, 48], миоцен-эоплейстоценовые эффузивы известны на о. Жохова [6]. На наличие туфов базальтов на восточных склонах поднятия Менделеева указывают характерные сейсмические аномалии [60]. При этом совокупность высокоамплитудных отражений от кровли акустического фундамента и низкие интервальные скорости в верхних горизонтах фундамента скорее всего свидетельствуют о переслаивании пластов базальтов и вулканогенно-осадочных образований.

Молодые, предположительно миоценовые базальты и долериты большей частью приурочены к зонам тектонических нарушений и образуют субвертикальные дайковые тела, а также согласные с вмещающими породами силлы, внедряющиеся в осадки олигоцен-раннемиоценового возраста. Миоценовые базальты распространены преимущественно в пределах западных склонов Поднятия Менделеева.

Кроме того, в сейсмическом волновом поле фиксируются многочисленные участки аномального усиления амплитуды внутренних рефлекторов внутри толщи домеловых образований, которые сопоставляются нами с телами пластовых интрузий долеритов (рис. 25).

Геофизические свидетельства присутствия в разрезе эффузивных и интрузивных образований были подтверждены геологическим пробоотбором на поднятии Менделеева. Последние результаты неглубокого бурения, драгирования [31] и пробоотбора манипулятором НИПЛ [31] в экспедиции «Арктика-2012» убедительно доказывают наличие в коренном залегании базитов, обнажающихся в тектонических уступах поднятия Менделеева.

Манипулятором НИПЛ с подножия эскарпов были подняты две глыбы базитов. Проба SS12-08-7m с эскарпа горы Рогоцкого была определена как темно-серый долерит раннепермского возраста (288 млн лет, U/Pb по циркону). Другая проба SS12-00-8m, отобранная на полигоне 00, является изменённым микрогаббропорфиритом позднерифейского возраста (690 млн лет, U/Pb определение по циркону) [31].

Кроме того, в ходе экспедиции «Арктика-2012» на двух полигонах пробоотбора были пробурены три неглубокие скважины, вскрывшие базиты в коренном залегании (рис. 26). Первая скважина KD12-06-21b расположена в пределах картируемой области на западном склоне горы Трукшина. Две остальные KD12-00-31b и KD12-00-33b пройдены существенно южнее, в границах листов Т-1-2.

Скважинами вскрыты (KD12-00-31b и KD12-00-33b) *трахибазальты* позднепермского возраста (260 млн лет U/Pb возраст по циркону), а также *трахиандезиты* (скв. KD12-00-31b) и *кластолавы* (г и алокластиты) трахиба-

зальтового состава (скв. KD12-06-21b). Последние имеют изотопный возраст, типичный для HALIP (127 млн лет) [31] (рис. 27). Ниже приводится обобщённая петрографическая характеристика вулканических пород [31]. В этой же статье приводятся детальные геохимические характеристики изученных базитов.

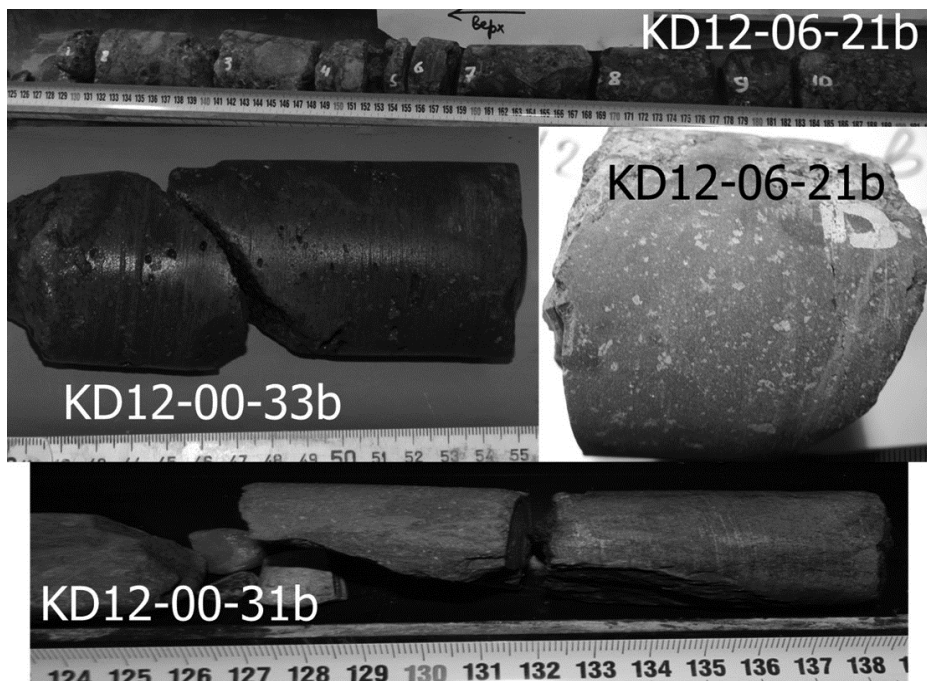


Рис. 26. Базальты из керна трёх скважин глубоководного бурения на поднятии Менделеева. Вверху керна скважины KD12-06-21b с западного склона горы Трукшина, ниже керна скважин KD12-00-33b и KD12-00-31b с северо-восточного склона поднятия «Т-3» в границах смежных листов Т-1-2, по данным [31].

Трахибазальты (скважины KD12-00-31b и KD12-00-33b) представляют собой породы с порфировой структурой. Вкрапленники (10–15 %) представлены преимущественно основным плагиоклазом – лабрадором ($N_{\text{e}} \approx 65$), иногда образующим гломеропорфировые выделения. В меньшем количестве во вкрапленниках встречается клинопироксен (авгит: $N_{\text{g}} - N_{\text{p}} \approx 0,030$, $(+2V \approx 60^\circ$, дисперсия угла оптических осей $r > v$, сильно развиты грани призмы (110), что характерно для авгитов). Основная масса сложена плагиоклазом и пироксеном, образующими типичную интерсертальную структуру (характерную для базальтоидов), местами переходящую в пойкилоофитовую, пилотакситовую и гиалопилитовую.

Трахиандезиты (скв. KD12-00-31b) – порфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза: андезина и, реже, клинопироксена. Основная масса, сложенная преимущественно лейстовидными микролитами плагиоклаза, иногда

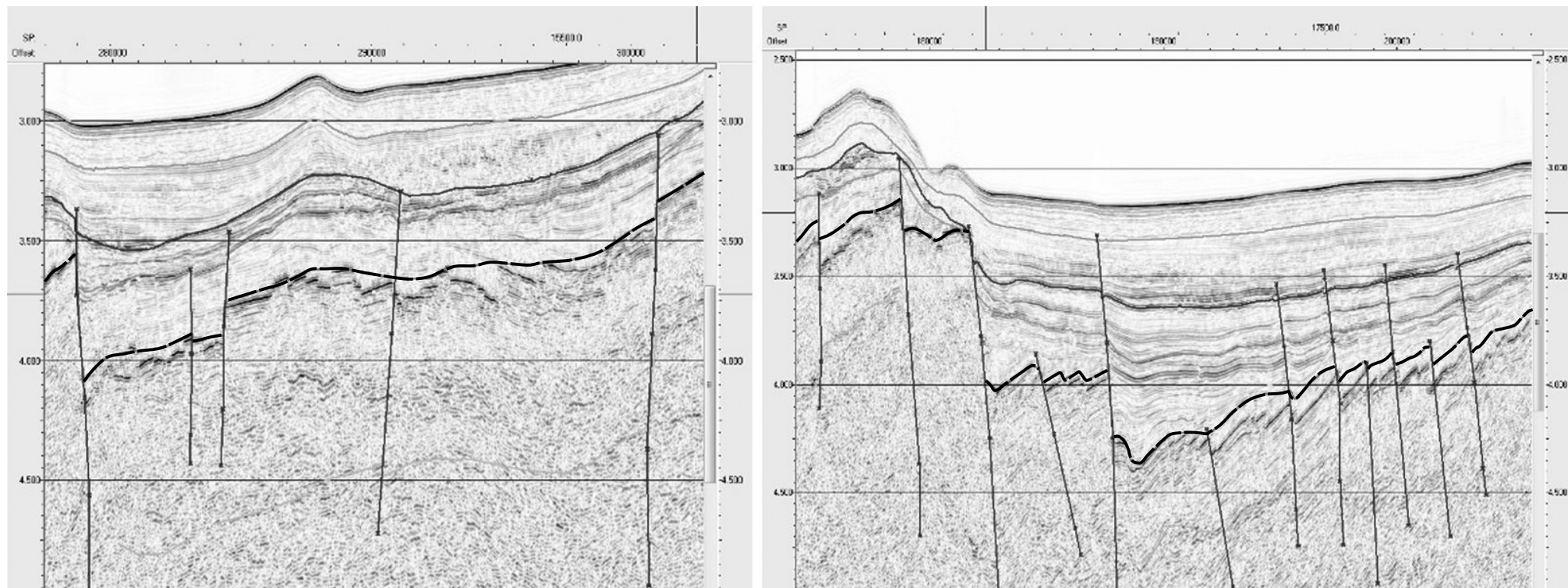


Рис. 25. Фрагменты субмеридионального временного сейсмического профиля Арк12-01 в центральной части поднятия Менделеева. В районе SP 14800–15000 и 17400–17500 ниже ОГ LCU (толстая линия) наблюдаются участки усиления амплитуды рефлекторов, коррелируемые с пластовыми интрузивными телами долеритов.

погруженными в девитрифицированное вулканическое стекло, имеет пило-такситовую и интерсертальную структуры. В целом по облику трахиандезиты сходны с трахибазальтами, и эти породы, несомненно, являются родственными.

Кластолавы (гиалокластиты) трахибазальтового состава (скв. KD12-06-21b) представляют собой сочетание обломков трахибазальтов размером до 6–8 см, погруженных в девитрифицированную интерсертальную связующую массу (рис. 27). Помимо обломков базальтоидов присутствуют несколько угловатых обломков железисто-кремнистых осадочных пород (кремнистые алевролиты). Обломки и реже матрикс неравномерно замещены агрегатом гётита, диаспора, галлуазита, хлорита, опала, кристобалита, ферригидрита, нонтронита, иллит-смектита, гейландита, нонтронита, маггемита. Вторичный тонкозернистый агрегат глинистых минералов придает породе характерную светлую желто-бурую окраску. Степень преобразования резко варьирует даже в пределах одного шлифа: рядом встречаются свежее стекло и полностью замещенное. Это позволяет предположить, что вторичное преобразование могло

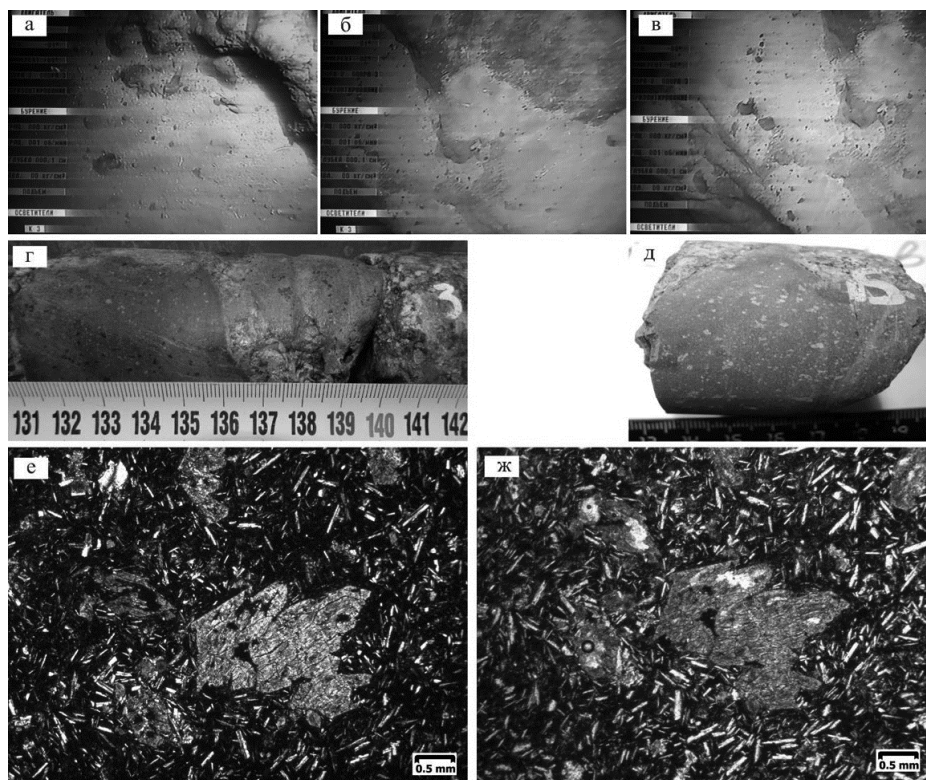


Рис. 27. Керна KD12-06-21b/9 – кластолава охристо-желтая с обломками темно-серого базальта.

а–в – общий вид обнажений в районе бурения; г, д – крупные обломки плагиоклаз-порфирового базальта в керне; е, ж – базальт в шлифе (е – николи скрещены, ж – в проходящем свете), по данным [31].

быть обусловлено флюидо-эксплозивным процессом, приведшим как к образованию кластолавовых брекчиевых пород, так и к замещению вторичными минералами большинства обломков и частично связующей массы. В пользу такого предположения может свидетельствовать, с одной стороны, крайняя неравномерность проявления этого процесса, а с другой – отсутствие аналогичных преобразований в лавовых разновидностях базальтоидов и осадочных породах, ассоциирующих с охарактеризованными выше брекчиевыми кластолавами.

Иной комплекс обломков магматических образований вскрыт геологическим пробпоотбором в западной части картируемой области, на отроге Геофизиков. По комплексу петрографо-морфологических признаков обломки магматических и метаморфических образований соотнесены с местными источниками [45].

Кислые интрузивные породы представлены как нормальным гранитом, содержащим плагиоклаз с тонкими полисинтетическими двойниками, так и мусковитовыми и биотитовыми разностями гранитов, а также гранодиоритами, содержащими обыкновенную роговую обманку, полисинтетически сдвойникованный олигоклаз, нерешетчатый калиевый полевой шпат и железистый биотит. Результаты датирования зерен цирконов, обнаруженных в обломках гранитов и гнейсов из пробы ALR07-16В на Отроге Геофизиков, дали (млн лет) гренвильский (1139 ± 15), байкальский (тиманский) – 688 ± 5 , раннекаледонский $448,7 \pm 4$ и каледонский ($407,5 \pm 5,1$) возраст метаморфизма и гранитоидного магматизма [45]. Так же ясно выделилась немногочисленная группа архейский цирконов (до 2,9–3,0 млрд лет). На поднятии Менделеева в коллекциях образцов высокоширотных экспедиций «Арктика-2000», «Арктика-2005», «Полярштерн-2008» (ARK-XXIII/3) встречены обломки гнейсогранитов с такими же раннедокембрийскими возрастами цирконов: 2,7, 2,6, 2,3, 1,9 млрд лет, как и в районе хр. Ломоносова [31].

Основные и средние интрузивные породы представлены единичным обломком измененного диорита, содержащего плагиоклаз (андезин), зеленую роговую обманку и рудный минерал; обломком габбродиорита с пойкило-офитовой структурой; обломком измененного, весьма мелкозернистого диабаз.

ТЕКТОНИКА

Схема тектонического районирования

Определение тектонической структуры региона сопряжено со значительными трудностями ввиду слабой геологической изученности региона и вещественного состава пород фундамента. О происхождении поднятия Менделеева и хр. Альфа, их возрасте до сих пор нет единого мнения. Считалось, что хр. Альфа и поднятие Менделеева в целом представляют собой реликт древней платформы, которую Н. С. Шатский [50] называл Гиперборейской. Ю. М. Пущаровский [41] также считал эту область не океанической, а континентальной, но с измененным типом коры. Этой точки зрения придерживаются и группа исследователей во главе с В. Я. Кабаньковым [17, 18, 19]. Н. А. Богданов [5], Д. Форсит [63] высказывали точку зрения, в соответствии с которой хр. Альфа и поднятие Менделеева являются базальтовым вулканическим плато. Некоторые исследователи считают хр. Альфа и поднятие Менделеева следом горячей точки [73] или отмершим срединно-океаническим хребтом [12].

В пределах картируемой области листов U-57–60 сопрягаются три структуры первого порядка на корях континентального и субконтинентального типа. Самую западную часть листа занимает восточный фланг хр. Ломоносова, представленный здесь **горстом отрога Геофизиков (Ia)** и **структурной террасой его восточного склона (Iб)**, юго-восточный угол занимает **Ломоносовско-Менделеевская флексурно-разломная зона (II)**. Центральную часть листа занимает **впадина Подводников (III)**, разделяемая **седловиной Толля (IIIб)** на **прогиб Толля (IIIa)** на юге и **прогиб Подводников (IIIв)** на севере. Вдоль восточной рамки листов располагается западный фланг **поднятия Альфа-Менделеева (IV)**.

Складчатый каледонский фундамент, активизированный в позднемезозойское и неотектонически обновленный в альпийское время, предполагается в пределах структур хр. Ломоносова (отрог Геофизиков), Ломоносовско-Менделеевской флексурно-разломной зоны и котловины Подводников.

Всю остальную часть картируемой области занимают структуры на фундаменте дорифейской консолидации, также активизированном в позднемезозойское и неотектонически обновленном в альпийское время.

Выделение большинства тектонических элементов региона опирается на комплексный анализ потенциальных полей, в том числе карт вертикального и горизонтального градиентов АМП и АГП, сейсмических и геоморфологиче-

ских данных, а также анализ систем тектонических нарушений. Кроме того, в настоящей работе использованы результаты камерального изучения коллекции ДКМ, полученные в 2012 г.

Отрог Геофизиков (I) представляет собой линейную субмеридиональную структуру шириной 50 и длиной 200 км. В рамки картируемой области попадает его самая восточная часть. По характеру строения фундамента он разделен на две структуры второго порядка: горст отрога Геофизиков (*Ia*), пространственно совпадающий с наиболее выраженной в рельефе морского дна осевой частью отрога, и структурную террасу его восточного склона (*Iб*), являющуюся своеобразным структурным основанием, «цоколем» отрога под осадочным чехлом. Обособление обеих структур второго порядка базируется на особенностях строения их акустического фундамента, осадочного чехла, морфологии, а также на анализе потенциальных полей. Пластовые скорости по породам осадочного чехла в пределах этой области варьируют от 1,6 до 2,5 км/с. Граничные скорости по поверхности акустического фундамента – в пределах 4,0–4,9 км/с. Граница кристаллического(?) фундамента характеризуется граничной скоростью 5,6–5,9 км/с и залегает на глубинах до 2–4 км, иногда выходя к поверхности морского дна в наиболее крутых уступах. Горст отрога Геофизиков (*Ia*), частично попадающий в северо-западную часть площади листов, в современном рельефе морского дна представляет собой узкий (около 20 км) подводный хребет, вытянутый в субмеридиональном направлении на расстояние более чем 200 км. Минимальная глубина моря в его северной части составляет около 880 м. Отрог образован поднятием кристаллического фундамента архей-протерозойского возраста, фрагментарно перекрытым маломощным слоем осадков. Склоны отрога тектонически обусловлены, имеют ступенчатое строение, определяемое серией нормальных сбросов с амплитудами до нескольких сот метров. Хребет имеет асимметричное строение. Крутизна западного склона достигает 33° при относительном перепаде глубин до 2500 м. Восточный склон более пологий и имеет относительный перепад глубин до 1000–1500 м.

Западный склон отрога осложнен глубоким грабеном, выполненным толщей мел-палеоценовых отложений мощностью до 3 км. Непосредственно на склоне отрога осадочный чехол отсутствует. Восточный склон отрога существенно отличается своим строением от западного. Здесь наблюдается более глубокое залегание пород фундамента, перекрытого на большей части осадочным чехлом.

Флексура восточного склона отрога Геофизиков (*Iб*) представляет собой субмеридиональную структуру шириной до 40 км и протянувшуюся в границе листа на расстояние до 250 км. Вместе с отрогом Геофизиков флексурная зона имеет свое продолжение на север за пределы листа. На западе она ограничена системой ступенчатых сбросов отрога Геофизиков. Ее восточная граница проведена весьма условно по уступу акустического фундамента, совпадающего с восточным краем серии базальтовых тел, а также по границе прекращенного прослеживания субмеридиональных сбросов. В пределах флексурной зоны наблюдается некоторое уменьшение мощности осадочного чехла и изменение направленности тектонических нарушений. Породы кристаллического фундамента прослеживаются на глубинах более 7–8 км.

По характеристикам гравитационного и аномального магнитного полей структура отрога Геофизиков (*I*) в целом существенно отличается как от впадины Подводников (*III*), так и от основной структуры хр. Ломоносова. В отличие от последнего, отрог Геофизиков отмечается в АМП единственной интенсивной отрицательной аномалией. Мощность консолидированной земной коры в его пределах по результатам моделирования оценивается в диапазоне 15–20 км.

Результаты петрографического анализа обломков горных пород, поднятых при геологическом пробоотборе на западном склоне отрога [43], позволяют предположить здесь сложный комплекс метаморфических, магматических и осадочных образований. В строении нижней части разреза отрога Геофизиков предполагается комплекс метаморфических образований архейско-протерозойского возраста, метаморфизованных на этапе каледонского тектоногенеза. В его составе кристаллические сланцы, кварц-мусковитовые и двуслюдяные сланцы, кварц-хлоритовые сланцы, а также кварциты, гнейсы, граниты и другие высокоскоростные горные породы. Выше по разрезу, по-видимому, залегают палеозойские терригенные и карбонатные породы, слабо метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Верхняя часть пород акустического фундамента представлена терригенными породами верхней перми–нижнего мела.

Ломоносовско-Менделеевская флексурно-разломная зона (*II*) располагается в самом юго-западном углу листа и в плане соответствует нижней части верхнего уступа континентального склона с глубинами моря от 1500 до 2600 м. На северо-востоке зона граничит с прогибом Толля (*IIIa*), остальные ее границы выходят за рамки картируемой области. Мощности осадочного чехла здесь достигают значений 6–9 км. Увеличение мощности происходит за счет раздува мощностей большинства сейсмокомплексов. В структурном плане, судя по сейсмическим данным [89], флексура представляет собой мощную клиноформную толщу, сформировавшуюся в кайнозое. Всего в строении клиноформной толщи отчетливо могут быть идентифицированы несколько сиквенсов, соответствующих как минимум трем трансгрессивно-регрессивным циклам в палеоцене–плиоцене. Наиболее отчетливо проявлены эрозионные поверхности палеоценового и олигоценового возрастов, а также эрозионная граница, отделяющая новейшие плиоцен-четвертичные отложения от подстилающих. Важно заметить, что за пределами континентального склона эта граница не прослеживается.

Основное осадконакопление в этой зоне происходило, вероятно, в эоцене–олигоцене и в миоцене–плиоцене. Скоростные параметры пород, слагающих осадочный чехол, лишь незначительно отличаются от смежных областей. Пластовые скорости апт-кайнозойских образований варьируют в пределах 1,5–4,0 км/с. Предполагается, что сейсмический разрез начинается вулканогенно-терригенными образованиями апта-альба, которые в пределах лежащей к северу впадины Подводников сменяются базитовой толщей. С этими образованиями могут быть связаны локальные скоростные аномалии (до $V_{пл} = 4,5\text{--}5,0$ км/с). Скоростные параметры пород, располагающихся ниже акустического фундамента, не ясны.

Впадина Подводников (*III*) по особенностям строения потенциальных полей, осадочного чехла и рельефу фундамента разделяется седловиной Тол-

ля (*IIIб*) на прогиб Толля (*IIIа*), расположенный на юге, и прогиб Подводников (*IIIв*) на севере картируемой области. Осадочный чехол структуры мощностью от 1 до 8 км имеет мел-кайнозойский возраст и залегает на так называемом «промежуточном слое». В его составе предполагается присутствие палеозойских карбонатно-терригенных и карбонатных пород, а также мезозойских терригенных пород суммарной мощностью до 4 км. Достоверных сейсмических данных о характере залегания и степени дислоцированности этого комплекса во впадине Подводников к настоящему моменту нет, однако по ряду признаков следует предполагать здесь наличие складчатого каледонского фундамента, активизированного в позднемезозойское и неотектонически обновленное в альпийское время. Имеющиеся здесь сейсмические профили [95] освещают лишь самую верхнюю часть этой толщи, поскольку сейсмический сигнал достаточно быстро затухает в ее верхних горизонтах (рис. 6). По нашим представлениям, это может быть связано как с наличием дислоцированных пород складчатого основания в составе «промежуточного комплекса», так и с ограниченностью объема сейсмических источников и короткой сейсмической косой, использованных в экспедиции «Шельф-2011». Однако по существующему ныне набору сейсмических данных можно высказывать лишь общие представления о структуре этой части разреза.

Пластовые скорости в осадочном чехле в пределах этой области в целом варьируют в пределах от 1,6 до 3,5 км/с. Граничные скорости по поверхности акустического фундамента – в пределах 4,0–4,8 км/с. Породы кристаллического фундамента со скоростями выше 5,8–5,9 км/с предполагаются здесь на глубинах 9–10 км.

Прогиб Толля (*IIIа*) представляет собой структуру размерами примерно 200 × 300 км, ограниченную на юго-западе Ломоносовско-Менделеевской флексурно-разломной зоной (*III*). На западе по сети субмеридиональных тектонических нарушений она сопрягается со структурами хр. Ломоносова (*Iб*). От седловины Толля (*IIIб*) на севере она отделена сетью сбросов северо-западного–юго-восточного простиранья, а на востоке по сети субмеридиональных нарушений сопрягается со структурами поднятия Менделеева.

Мощность осадочного чехла в пределах этой структуры достигает 6–9 км на самом юге и постепенно уменьшается на север в сторону седловины Толля до 2 км. **Тектонические нарушения** представлены малоамплитудными не-продолжительными меловыми сбросами северо-западного простиранья. В южной части структуры возможно также наличие глубокозалегающих разломов северо-западного направления, унаследованных от древнего структурного плана.

Седловина Толля (*IIIб*) располагается в северной части листа и представляет собой структуру, ограниченную на западе флексурной зоной отрога Геофизиков (*Iб*), на юге она граничит с прогибом Толля (*IIIа*), на севере – с прогибом Подводников (*IIIв*), на востоке ограничивается поднятием Менделеева. Седловина Толля выделяется из состава впадины Подводников по заметному уменьшению мощности осадочного чехла, а также по наличию собственной сети тектонических нарушений северо-западного–юго-восточного простиранья. Южная и северная границы седловины совпадают с границами зон, имеющих различную направленность линеаментов в поле горизонталь-

ных градиентов АМП и АГП. У юго-восточного края седловины наблюдается система локальных горстов северо-западного–юго-восточного простирания. Мощность апт-кайнозойского чехла – от 1 до 3 км.

Прогиб Подводников (IIIб) в границах листа представлен своей южной частью и открывается на север в сторону впадины Макарова-2. Прогиб Толля ограничен с востока и запада структурами поднятия Менделеева и хр. Ломоносова. Южная граница с седловиной Толля проведена по линии перегиба кровли акустического фундамента, а также по южной границе распространения серии положительных аномалий АГП. Мощность осадочного чехла здесь варьирует в пределах 2–3 км и имеет тенденцию увеличения на север.

В границах листа поднятие Альфа-Менделеева (IV) представлено своим западным флангом. В его составе выделяются три структуры второго порядка: блок Альфа (*IVa*), блок Менделеева (*IVб*) и **Предменделеевская структурная ступень (IVв)**.

Структура поднятия Альфа-Менделеева представлена сложной системой блоков, имеющих клавишное строение. Блоки разделены сложной системой разновозрастных и разнонаправленных тектонических нарушений. Осевая линия поднятия примерно совпадает с восточной границей листа. При движении вдоль восточного края листа с юга на север ширина поднятия по изобате 2400 м плавно варьирует от 240 км на 80° с. ш. к 120 км на 82° с. ш., а затем вновь до 190 на 82° с. ш. Морфологически оно представляет собой цепь пологих купольно-сводовых структур диаметром от 20 до 80 км. Вершины возвышенностей располагаются на глубинах 1300–1600 м ниже уровня моря, подножие – на глубине около 2400 м. В центральной части поднятия Менделеева представлено серией (около девяти крупных и несколько более мелких) асимметричных возвышенностей, объединенных на общем цоколе глубиной около 1700 м в южной части и до 2100 м в центральной и северной. Возвышенности имеют крутой южный (тектонический) склон и пологий северный, который бронируется пологозалегающими (до 10°) пластами горных пород (рис. 10). Комплексы выполнения межгорных понижений также имеют асимметричный профиль. По вновь полученным данным [13], склоны наиболее высоких возвышенностей свободны от рыхлых отложений и представляют собой крутые – до 45°, а местами до 70° – эскарпы, сложенные комплексом карбонатных, терригенных и вулканогенно-осадочных образований. К своему северному окончанию поднятие Менделеева резко понижается по глубине моря, при этом меняется направление структур с северо-западного на северо-восточное. В северной части площади листов выделяется хр. Альфа с устойчивым северо-восточным простиранием структур.

Осадочный чехол имеет весьма сложное строение, обусловленное наличием сложной системы тектонических нарушений. Очертания изопакит часто изометричны и контролируются современной морфоструктурой поднятия. Структура чехла нарушается системой узких и неглубоких диагональных грабенов. Наиболее характерно наличие 500–1500-метровой толщи рыхлых образований. В некоторых локальных грабенах мощность чехла увеличивается до 2500 м.

Поднятие Менделеева в доокеанический этап развития представляло собой область с платформенным строением. Наиболее вероятными при настоя-

щем уровне геолого-геофизической изученности региона представляется до-рифейский возраст ее складчатого основания.

Относительно низкие сейсмические скорости, слабая измененность палеозойских горных пород, вскрытых геологическим проботбором, отсутствие метаморфизма, свидетельств процессов катаклаза, кливажирования и других признаков полной складчатости приводит к выводу о незначительной степени складчатых процессов, затронувших платформенный чехол. Возможно, имели место блоковые движения, торошение и дробление пород платформенного чехла. Признаки этих явлений, скорее всего, сохранились в граничных частях двигавшихся блоков, а центральные части блоков сложены слабоизмененными породами. По геофизическим данным, в основании поднятий предполагаются архей-протерозойские кристаллические образования со скоростями в кровле более $V_{пл} = 5,9$ км/с.

Так или иначе, породы платформенного чехла не отражаются в поле отраженных волн на профилях МОВ ОГТ как слоистые образования, поэтому при расшифровке тектонической структуры и оценке перспектив нефтегазоносности приходится говорить о нарушенном состоянии домеловых комплексов. Значительно повлияло также широкое развитие магматизма, выразившееся в региональном распространении на поднятии Менделеева и хр. Альфа вулканических, осадочно-вулканогенных и интрузивных комплексов преимущественно основного состава. Излившиеся базальтовые покровы частично скрыли разбитый блоковыми движениями фундамент и чехол древней платформы. На профилях МОВ ОГТ базальтовые покровы явились экраном, не пропускающим, рассеивающим или частично пропускающим сейсмические волны ниже поверхности акустического фундамента. В результате в сейсмической записи среди хаотической волновой картины акустического фундамента местами мы видим более или менее упорядоченные рефлекторы, свидетельствующие о расслоенности, близкой к осадочной слоистости.

В пределах **Менделеевского блока (IVб)**, характеризующегося четкой блоковой структурой, наблюдается наиболее сложная система тектонических нарушений. Здесь фиксируется основная структурообразующая субмеридиональная система сбросов, сегментирующая система разломов северо-западного простирания, а также наложенная система северо-восточных сбросов, проникающая со стороны поднятия Альфа. За исключением нескольких эскарпов, где обнажаются породы фундамента, практически вся область поднятия перекрыта осадочным чехлом мощностью от 500 м до 1,5 км.

Блок Альфа в пределах листов представлен своей применделеевской частью, куда входят гора Трукшина и западная часть горы Шамшура. Горы ярко выражены, относительное превышение над абиссальной равниной Менделеева составляет 1500 м. Простирание структур в пределах этой части хр. Альфа – восточное–северо-восточное. Мощность мел-кайнозойского осадочного чехла варьирует в небольших пределах от 500 м на вершинах поднятий до 1,5 км у их подножий.

Предменделеевская структурная ступень (IVв) является переходным образованием от структур Менделеевского блока к структурам впадины Подводников (рис. 28). Она представляет собой горсто-блоковую структуру, образованную субмеридиональными консидиментационными сбросами пре-

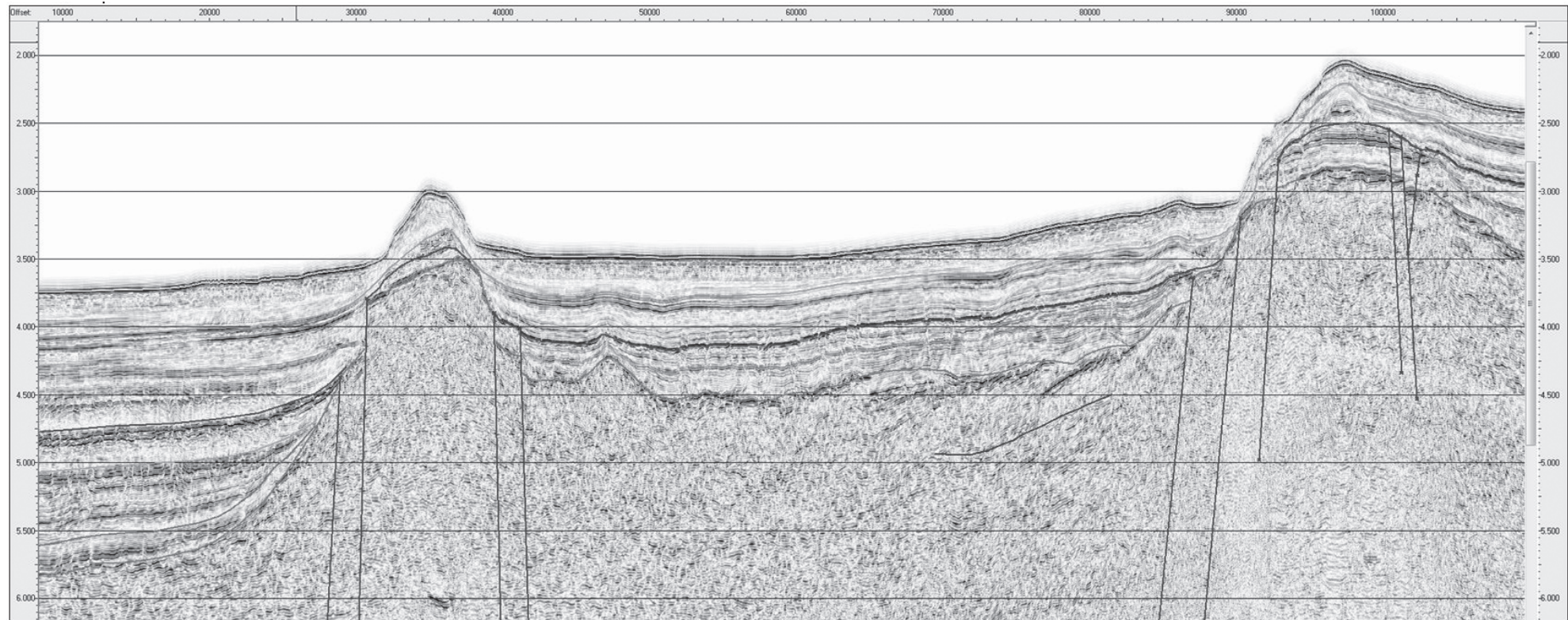


Рис. 28. Фрагмент временного сейсмического профиля АРК12-04 [93]. На рисунке показано сопряжение структур впадины Подводников (слева), Предменделеевской структурной ступени (в центре) и Менделеевского блока (справа).

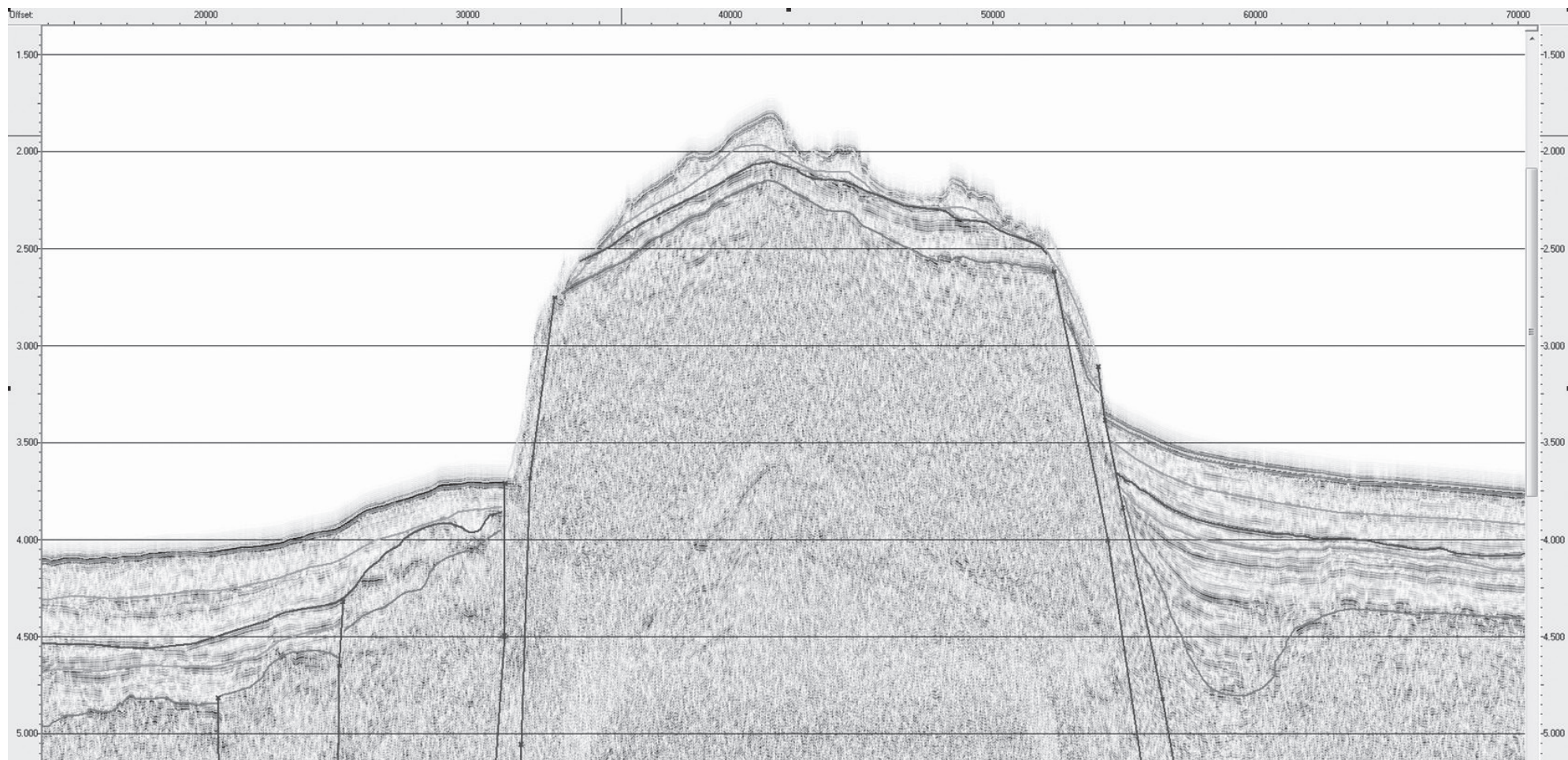


Рис. 29. Фрагмент временного сейсмического профиля АРК12-05 [93] через гору Трукшина.

имущественно мелового возраста. Мощность чехла постепенно увеличивается от восточной границы структуры на сочленении с Менделеевским блоком (1500 м) на запад в сторону впадины Подводников (5500 м).

Тектонические нарушения

По геофизическим данным, в рамках листов U-57–60 и в смежных районах установлено сложнопостроенное поле разнонаправленных и разновозрастных тектонических нарушений. Их соотношения не вполне ясны, что объясняется как достаточно сложной морфологией фундамента поднятия Менделеева и впадины Подводников, наложением нескольких систем линеаментов, неочевидностью градиентных зон в геофизических полях, так и нерегулярностью сети сейсмических наблюдений.

Наиболее древней из установленных представляется система **сбросов северо-западного простиранья**. Она частично дискордантна большинству современных морфоструктур и частично замаскирована более молодыми нарушениями. Наиболее четко она проявлена в северной и центральной частях поднятия Менделеева, где формирует серию диагональных уступов морского дна с амплитудами до нескольких сот метров. Сбросы этой системы обуславливают границы структур второго порядка: седловины Толля, южную границу блока Альфа и отчетливо просматриваются на картах горизонтального модуля АМП и АГП в виде направленных градиентных зон.

Кроме того, во впадине Подводников наблюдаются **малоамплитудные сбросы северо-западного простиранья**. Сбросы контролируют базальтовые тела и имеют небольшую латеральную протяженность. Амплитуды смещений по ним не превышают первых сотен метров. Часть разломов в виде пликативных нарушений проникают в верхнюю часть осадочного чехла и обычно затухают в палеоценовых осадках. Некоторые из них доходят до поверхности морского дна и образуют на дне небольшие возвышенности либо локальные уступы. Возможно, малоамплитудные сбросы северо-западного простиранья являются фрагментами этой же древней разломной сети, активизированными в раннем мелу и частично в миоцене.

Субмеридиональные нарушения мелового возраста формируют сложную горсто-грабенную структуру хр. Ломоносова (отрога Геофизиков) (рис. 8) и блоковую структуру поднятия Менделеева. Они представлены нормальными сбросами с амплитудами до 700–900 м. Суммарное смещение по системе сбросов на восточном склоне отрога Геофизиков в северо-западном углу листа достигает 2500 м и заметно уменьшается при движении на юг. Движения блоков земной коры по этой сети разломов носило постседиментационный характер.

Скорее всего, сбросы, принадлежащие к этой системе, были омоложены на неотектоническом этапе. В пользу неотектонической активности этих разломов говорит ряд фактов. Во-первых, склоны отрога Геофизиков достигают крутизны 30° и смещают комплексы молодых, вплоть до современных, образований. Во-вторых, петрографический анализ обломков с восточного склона отрога Геофизиков показал, что значительная часть обломков претерпела сильные стрессовые воздействия в процессе динамо-метаморфизма. Обнару-

жена часть фрагментов со следами свежего стрессового воздействия, выразившегося в микродеформациях плагиоклазов и микроклина.

Диагональная система **разломов северо-восточного** простираения трассируется в картируемую область с севера и, вероятно, связана с тектоническим планом структур поднятия Альфа.

Сбросами этого направления сформирована морфоструктура наиболее выразительных возвышенностей северной части поднятия Менделеева: Рогоцкого, Трукшина, Шамшура и ряда безымянных. Амплитуды единичных сбросов могут достигать 500–700 м (рис. 29).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Изученность рельефа дна на рассматриваемой площади недостаточна. Причиной этого является труднодоступность района и до недавнего времени малый интерес к нему. Не достает не только промерных, но и геологических, а также сейсмоакустических данных, поэтому геоморфологические выводы во многом базируются на анализе морфологии дна. Основными источниками данных послужили материалы GEBCO [108] и батиметрическая карта поднятия Менделеева масштаба 1 : 1 000 000, изготовленная ГУНиО в 2005 г. Также использованы результаты сеймопрофилирования и немногочисленные литературные источники.

Геоморфологическая схема масштаба 1 : 2 500 000 (см. орографическую схему) составлена в соответствии с действующими требованиями по принятому для Госгеолкарты аналитическому принципу [30] в его современной системно-морфологической модификации [16, 30]. Ранее геоморфологическое и орографическое картографирование рассматриваемой части Амеразийского суббассейна ограничивалось более мелкими масштабами (1 : 5 000 000 и мельче). Особенно значимые для понимания рельефа Северного Ледовитого океана и, в том числе рассматриваемой площади, построения и выводы были сделаны в свое время В. Д. Дибнером и его соавторами в 1966 г. [9], а также Г. Д. Нарышкиным в 1995–2000 г. [32, 34]. Значительная работа по разработке принципов орографического картографирования, систематизации орографических форм на примере Северного Ледовитого океана была проделана А. Н. Ласточкиным и Г. Д. Нарышкиным [24 и др.].

Границы листа охватывают южную часть области поднятий, примыкающей к шельфу Восточно-Сибирского моря и расположенной в центральной зоне Северного Ледовитого океана. Однако собственно поднятия входят в рамку листа лишь по его периферии. Это относящийся к хр. Ломоносова отрог Геофизиков (на северо-западе листа) и поднятие Менделеева (у восточной рамки), которое лишь частично входит в площадь листа. В основном ее занимает котловина (впадина) Подводников (см. орографическую схему). Котловина Подводников имеет ступенчатое строение. Южная ее часть, большая по размерам, характеризуется глубинами 2700–2800 м. От северной, более глубоководной (3300–3500 м) части она отделена пологим склоном высотой 400–600 м (порогом, по Г. Д. Нарышкину) [32]. Несмотря на важное значение данного склона для интерпретации геоморфологического и геологического строения района, он не имел собственного названия. В настоящей работе для удобства описания он назван порогом Толля. Разделенные им части

котловины Подводников в литературе имеют собственные названия: южная – котловина Подводников-I и северная – котловина Подводников-II. Последняя входит в площадь листа лишь частично (у его северной рамки). Встречаются и другие, менее удачные, топонимы для обозначения данного объекта, например: а) впадина Толля [21, 24] или б) Врангелевская абиссальная* равнина. В газетире GEBCO [108] вся пониженная область между хр. Ломоносова и поднятием Менделеева названа котловиной Макарова, в то время как отечественные исследователи оставляют это название только за самой глубокой – абиссальной – практически замкнутой по периметру ее частью. С этих позиций, часть депрессии, расположенная южнее котловины Макарова, называется котловиной или впадиной Подводников.

Имеются разночтения и в трактовке границ поднятия Менделеева. Согласно газетиру GEBCO, оно протягивается в меридиональном направлении до 84° с. ш., то есть до северной рамки листа. В этих границах оно рассматривается и в настоящей работе. Однако, по особенностям морфологии рельефа поднятия Менделеева и хр. Альфа, представляется более обоснованной точка зрения В. Д. Дибнера [9], а за ним и Г. Д. Нарышкина [34] о том, что граница между хр. Альфа и поднятием Менделеева проходит несколько южнее, а именно – по проходу (ущелью) Содружества. То есть, с этих позиций поднятие, расположенное в крайнем северо-восточном углу планшета, уже является хр. Альфа. Все обозначенные на орографической схеме формы имеют четко выраженные границы, которые проведены по структурным (каркасным) линиям рельефа [16, 25, 30].

Упомянутые крупные орографические формы входят в более обширную единую орографическую область поднятий, расположенную в центральной части Северного Ледовитого океана. Она объединяет не только хр. Ломоносова, поднятие Менделеева, хр. Альфа, Чукотское плато и поднятие Нортуинд, но и разделяющие их впадины (Подводников, Макарова, Менделеева, Чукотскую, Нортуинд и Стефансона [24, 32, 34]. Основанием для выделения области поднятий по геоморфологическим данным является: а) ее общее приподнятое положение относительно сопредельных котловин – Амундсена и Канадской [32]; б) единство этой области, основание которой, очерченное линиями вогнутого перегиба, непрерывно; в) согласованное ступенчатое погружение как поднятий, так и впадин к середине бассейна; г) однообразный характер сопряжения поднятий с прилегающими шельфами и др. Согласно концепции, принятой в настоящей работе, особенности геолого-геофизического строения области поднятий свидетельствуют, что она представлена в разной степени погруженными блоками подводной окраины противоположащих материков. При этом в целом она образует континентальный склон сложного строения. В отличие от континентальных склонов простого строения, которые начинаясь от бровки шельфа, без существенных осложняющих форм прослеживаются до абиссальных глубин, континентальные склоны сложного строения в направлении от бровки шельфа до дна абиссальных

*Принятое при зоогеографическом районировании деление зашельфовых областей с большими глубинами на батиналь и абиссаль не имеет общепринятого количественного критерия и потому является неточным.

впадин представлены серией седловин, плато, террас и разделяющих их склонов и уступов разной крутизны [21, 38, 91]. С этой точки зрения, не только поднятия дна, но и впадины Подводников-I и Подводников-II являются погруженными блоками континентальной окраины. Бровка шельфа (бровка континентального склона сложного строения) расположена южнее, уже за границей листа на периферии шельфа Восточно-Сибирского моря. Ниже бровки располагается внутренний (или верхний) уступ (склон), а ниже него – целый комплекс промежуточных элементов. Что же касается основания континентального склона, то в данном случае оно фиксируется за пределами листа в котловинах Амундсена, Макарова и впадине Менделеева.

Глубины на рассматриваемой площади меняются от 800 м в вершинной части отрога Геофизиков и 1400–1800 м в вершинной части поднятия Менделеева до 2600–2800 м в котловине Подводников-I и 3200–3400 м в котловине Подводников-II. Наибольшие уклоны поверхности дна характерны для склонов отрога Геофизиков, где они местами превышают 0,2, а также для склонов горы Трукшина (уклоны 0,1–0,17). Наименьшие уклоны (0,001) имеет днище котловины Подводников, представленное, за исключением порога Толля, субгоризонтальной плоской равниной. Она практически лишена существенных осложнений и только по периферии имеет очень пологий уклон.

Особенности рельефа каждой из крупных орографических форм специфичны. Отрог Геофизиков представляет собой узкое, вытянутое в меридиональном направлении поднятие с относительно плоской платообразной вершинной поверхностью и крутыми склонами. Вершинная поверхность отрога осложнена гребнями, которые не могут быть показаны в масштабе схемы, но хорошо видны на сейсмическом профиле А11–2011. В самой высокой части вершинное плато имеет отметки 800 м, но к югу и северу от нее дно ступенчато погружается до глубин 1600–1800 м. Восточный склон отрога осложнен двумя террасами на глубинах около 2000 и 3000 м. Верхняя часть склонов отрога крутая, нижняя – более пологая.

Внутренний (верхний) уступ континентального склона во впадине Подводников-I опирается на поверхность пологонаклонной равнины с отметками глубин от 1400 до 2600–2700 м. Уклоны дна составляют около 0,015°, возрастающая на склонах каньонов и межканьонных гряд, которыми изобилует уступ. Протрассированы каньоны на основании рисовки изобат на батиметрической основе. В отличие от континентальных склонов простого строения, рассматриваемый уступ имеет меньшую высоту и опирается не на абиссальные, а на батиметрические глубины. Кроме того, нижележащая поверхность не является ни абиссальной равниной, ни подножием континентального склона, как это бывает у склонов простого строения, а представляет собой всего лишь верхнюю ступень в цепочке впадин, понижающихся в северном направлении.

Западный склон поднятия Менделеева в границах листа характеризуется уклонами 0,01–0,05°. Они несколько возрастают на отдельных холмах и горах, особенно горах Трукшина и Шамшура (0,1–0,15°). В целом поднятие Менделеева имеет ступенчатое строение, причем глубина ступеней последовательно увеличивается в северном направлении. В границах листа наблюдаются три такие ступени с отметками 1800–2000 м, 2200–2400 м и 2600–2800 м. Причем самая низкая ступень представлена плоским дном прохода

Содружества. К северу от него начинается подъем дна в направлении шельфа Канады. Обращает на себя внимание отчетливо субмеридиональное простирание склонов отрога Геофизиков и западного склона поднятия Менделеева, наряду с этим фиксируется и ряд морфолинементов диагональных простираний.

Склоновые поверхности повсеместно расчленены подводными каньонами. В периферийных областях котловины Подводников их продолжают маргинальные каналы. Ввиду недостаточной изученности, и те, и другие показаны на схеме в основном там, где имелись более или менее выраженные «заливы» изобат.

Основу морфологического каркаса рельефа на рассматриваемой площади образуют линии выпуклого и вогнутого перегиба, что отражает в целом ступенчатый характер поверхности дна. Гребневые линии не имеют широкого распространения и ограничивают менее значимые осложняющие элементы. Килевые линии вдоль тальвегов подводных каньонов, ложбин и маргинальных каналов на схеме не проводились ввиду ее мелкого масштаба. Структурные (каркасные) линии служат границами элементарных поверхностей (граней рельефа). Генетическая и возрастная характеристики этих граней основаны на немногочисленных геологических данных, и поэтому в значительной мере условны.

На изучаемой площади выделен рельеф следующих групп: денудационный (включая денудационно-конструктурный), денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный.

Денудационная группа включает следующие разновидности субаквального рельефа: а) гравитационный, б) эрозионно-гравитационный, в) созданный процессами комплексной денудации и г) денудационно-конструктурный.

Гравитационный рельеф объединяет две категории склонов, которые различаются по уклонам. В отличие от денудационно-конструктурных склонов они не обнаруживают четкой приуроченности к тектоническим нарушениям. Первые, более крутые, имеют ограниченное распространение, главным образом в пределах отрога Геофизиков и в меньшей степени на отдельных горах в зоне сочленения поднятия Менделеева и хр. Альфа. Вероятно, формирование этих крутых склонов связано с высокоэнергетичными процессами, такими как обрушение и оползание. Вторые же, имеющие средние уклоны, распространены в основном в тех же районах. Сформированы они скорее сползанием и сплывами.

Эрозионно-гравитационный рельеф имеет крайне ограниченное распространение в юго-западной части листа и связан с деятельностью подводных каньонов. Формирование рельефа перечисленных категорий происходило одновременно с развитием соответствующих орографических форм. Началось оно, предположительно, в олигоцене и продолжается в настоящее время.

Рельеф, созданный процессами комплексной денудации, представлен двумя видами субгоризонтальных или пологонаклонных поверхностей. Различаются они по своему относительному батиметрическому положению. Первые представлены плато, расположенными на вершинах гор, вторые являются структурными террасами в пределах хребтов и поднятий или же на склонах гор. Выработаны обе эти категории на этапе общего выравнивания в палео-

цене. Но последующими блоковыми движениями, определившими морфоструктурный облик всей области поднятий в центре Северного Ледовитого океана, данные поверхности были выведены на разные батиметрические уровни. В субаквальных условиях и те, и другие были существенно моделированы аккумуляцией, но тем не менее их облик определяется исходной поверхностью выравнивания.

Денудационно-конструктурный рельеф представлен очень крутыми уступами, связанными с разрывными дислокациями. Особенно широко они развиты в пределах отрога Геофизиков, где также выявлены многочисленные протяженные тектоногенные уступы. Последние показаны на геоморфологической схеме внесмаштабным знаком. Склоны данной категории характерны также для гор Шамшура и Трукшина. Длительность формирования рельефа этой категории – от олигоцена до голоцена включительно.

Денудационно-аккумулятивная группа объединяет два вида склонов, в формировании которых, по имеющимся немногочисленным данным, трудно выделить примат денудации или аккумуляции. Разделяются эти два вида склонов по уклонам: а) склоны со средними и малыми уклонами, б) пологие склоны. Первые условно связываются с комплексом субаквальных склоновых денудационных процессов и частичной аккумуляцией образовавшихся при этом гравитационных масс. Вторые, предположительно, связаны с низкоэнергетичными склоновыми процессами и, аналогично предыдущим, – с аккумуляцией гравитационных осадков. Распространены оба вида склонов широко, однако вторые, более пологие, тяготеют к порогу Толля. Длительность формирования денудационно-аккумулятивных склонов – олигоцен–голоцен.

Аккумулятивная группа включает два вида батиальных равнин. В целом аккумулятивный рельеф на данной слабо изученной площади определяется более уверенно, нежели рельеф других групп. Он распространен преимущественно во впадинах. По их периферии развиты пологонаклонные равнины, образованные преимущественно за счет отложения турбидитов, поступающих с вышележащих склонов. Этот процесс существенно активизировался в сартанское время, когда практически весь шельф во время регрессии оказался осушен, а область сноса вплотную приблизилась к бровке шельфа. В последующем формирование наклонных поверхностей продолжилось вплоть до настоящего времени, хоть и не столь интенсивно. Таким образом, длительность формирования пологонаклонных батиальных равнин – поздний неоплейстоцен (сартан)–голоцен. Важно подчеркнуть, что данная категория поверхностей не является континентальным подножием, поскольку представляет собой промежуточный элемент в системе сложного континентального склона. Ниже рассматриваемых поверхностей лежат батиальные, а не абиссальные равнины. Последние же весьма удалены и располагаются за северной рамкой листа.

Центральные части днищ впадин заняты субгоризонтальными аккумулятивными равнинами, где превалирует нефелоидная седиментация. Развитие данных поверхностей, видимо, началось с оформлением самих впадин, но основное время их формирования, по существующим представлениям, приходится на плиоцен–голоцен. Продолжается оно и ныне.

По имеющимся представлениям, заложению поднятий и впадин в центральной части Северного Ледовитого океана предшествовал этап пенепленизации обширной территории, располагавшейся между современными сибирским и канадско-гренландским шельфами. Последующие процессы: дробление на отдельные блоки и их неравномерное проседание, более интенсивное во впадинах и котловинах, но имевшее меньшие суммарные амплитуды на поднятиях, привели к созданию современной морфоструктуры данной области. Отложение осадков в углублявшемся бассейне и склоновые процессы в разной степени моделировали поверхность дна. Поэтому структурная обусловленность ряда склонов проявляется в современном рельефе в завуалированном виде, а именно – в их прямолинейности и ломаном рисунке границ поверхностей. Возникновение склонов и перепады глубин обусловили развитие гравитационных и эрозионных процессов разной интенсивности. На внутреннем уступе континентального склона они активизировались в периоды регрессий, когда источники осадочных масс становились ближе. Последняя значительная регрессия и обусловленное ею усиление гравитационных процессов имели место в позднем неоплейстоцене–в сартанское время. В дальнейшем, по мере продвижения береговой линии к югу, активность гравитационных процессов на внутреннем уступе несколько снизилась. Однако сейсмические толчки, неравномерность осадконакопления и другие причины время от времени и сейчас провоцируют смещение осадочного материала вниз по склонам. Материалы сейсмического профиля А11-066 показывают, что неотектоническая активность в регионе имела место и в самое недавнее время.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития региона, зафиксированная в вещественном составе, условиях формирования и соотношениях геологических образований, подразделяется на два крупных этапа: доокеанический и синокеанический. В доокеаническом этапе можно выделить три подэтапа: раннепротерозойский (карельский), рифей-палеозойский и триас-раннемеловой. Синокеанический этап логично подразделяется на три подэтапа: апт-альбский, позднемеловой и кайнозойский. О наличии в регионе докембрийских, палеозойских и юрско-меловых образований можно судить лишь по донному каменному материалу, встречающемуся на склонах подводных гор Поднятия Менделеева и отрога Геофизиков (хр. Ломоносова), а также исходя из результатов геологического изучения арктических островов.

Об обстановках, господствовавших **в раннепротерозойский этап**, трудно судить из-за высокой степени метаморфизма горных пород этого возраста, а также из-за ограниченности полученного к настоящему моменту геологического материала. Обломки гранитов, гнейсов, различных кристаллических, кварц-мусковитовых сланцев, а также кварцитов и метавулканитов, вскрытые геологическим пробоотбором на отроге Геофизиков, указывают на формирование складчатого основания и континентальной коры.

Результаты геологического пробоотбора позволяют рассмотреть историю развития региона **на рифей-палеозойском этапе** несколько более детально. В основной части картируемой области в условиях платформы накапливались зрелые терригенные и карбонатно-терригенные осадки.

Анализ детритных цирконов из песчаников позволяет соотнести последнее с верхнерифейской и среднепалеозойской частями разреза. Более точная стратиграфическая и палеогеографическая интерпретация данных пока невозможна, поэтому на основании их анализа можно охарактеризовать лишь общие обстановки этого этапа.

В обломках терригенных пород преобладают мелкозернистые алевритовые или алевритистые песчаники, кварцевые и олигомиктовые с преимущественно массивными текстурами. Редко встречается неясно выраженная тонкая слоистость, сформированная за счет субпараллельной ориентировки чешуек слюд и иногда вытянутых зерен плагиоклазов. В составе наблюдаются хорошоокатанные зерна кварца, что характерно для очень дальнего – тысячи и первые десятки тысяч километров – переноса. Накопление таких осадков происходит, как правило, в условиях спокойного гидродинамического режи-

ма платформенных областей. Источником формирования этих образований могли служить гранитоиды и переотложенные терригенные породы. Направление сноса не ясно.

Кроме того, в районе гор Трукшина и Рогоцкого в разрезе фиксируются аркозовые и мезомиктовые песчаники, содержащие кварц с полосками Бьема или структурными дефектами, характерными для метаморфических пород, а также обломки мелкозернистых кварцитов и кремнисто-серицитовых сланцев. Скорее всего, в петрофонде этих пород доминируют гранитоиды, в подчиненном количестве метаморфические породы. Возможное направление сноса терригенного материала – с севера.

Более детально история рифей-палеозойского этапа может быть рассмотрена на базе анализа карбонатной части разреза.

К рифейской части разреза, предположительно, отнесены доломиты первичные тонкозернистые, бактериально-водорослевые и строматолитовые, отлагающиеся на мелководье, в засоленных лагунах, как правило, при спокойном гидродинамическом режиме.

Средний и поздний палеозой на основании находок органогенно-детритовых и органогенно-шламовых доломитов с многочисленными остатками остракод, криноидей, реже трилобитов, брахиопод, а также известняков с богатым комплексом фауны может быть охарактеризован открыто морскими мелководными обстановками ниже базиса штормовых волн. По некоторым данным, нельзя исключать относительно глубоководные обстановки с глубинами до 100–200 м.

Таким образом, в палеогеографическом плане рифей–палеозой основной части региона в границах современного поднятия Менделеева и впадины Подводников характеризовался морскими мелководными условиями, о чем свидетельствует накопление в регионе морских, прибрежно-морских и мелководных терригенно-карбонатных отложений. По своему характеру он был сходен с рифейско-палеозойскими бассейнами древних платформенных областей Северной Америки, Сибири, Восточной Европы.

Платформенный блок поднятия Менделеева с востока, запада и юга окружен поясами каледонского тектоногенеза. Во-первых, это хорошо изученные и описанные ранее [7] каледониды поднятия Де-Лонга. Во-вторых, раннедевонский (от 399 до 453 млн лет) возраст метаморфических преобразований пород фундамента отрога Геофизиков определен на основании датировок цирконов из роговообманкового гнейса. В-третьих, датировки поздних зон роста цирконов из ортогнейсов и метаморфизованных габбро с хр. Нордвинд также показывают развитие каледонских преобразований пород в интервале 430–500 млн лет (стендовый доклад К. Brumley, E. Miller и др. по результатам полевых работ 2008–2009, 2011 гг).

Триас-раннемеловой этап развития характеризуется резкой сменой условий осадконакопления и, как следствие, сменой карбонатного и терригенно-карбонатного осадконакопления на терригенное. Терригенные породы триаса–раннего мела фиксируются в разрезе приполюсной части хр. Ломоносова [67], а также поднятия Нордвинд [65]. Мезозойские отложения скорее всего относятся к континентальным и прибрежно-морским образованиям. Залегают они на подстилающих породах, по-видимому, с размывом, о чем свидетель-

ствуют переотложенные многочисленные полиморфиды девонско-каменно-угольного возраста, а перекрываются раннемеловыми–кайнозойскими отложениями. По крайней мере, с баррема [65, 72] начинается структурное оформление котловины Подводников. О периодическом приближении источников сноса к картируемой области могут говорить наличие в разрезе поднятия Менделеева кварцевых и петрокластических граувакк, а также мезомиктовых песчаников, близких к грауваккам. По некоторым данным (устное сообщение М. И. Тучковой), фациальные особенности триасовых песчаников позволяют предположить наличие области сноса этого времени на севере от картируемой области.

По-видимому, в раннем мелу в пределах поднятия Менделеева произошла деформация пород фундамента и чехла древней платформы. При этом дислокации были довольно слабыми, что привело к формированию структуры, не прошедшей полную складчатость и не затронутой процессами метаморфизма и магматизма. Трудно сказать, какие процессы привели к деформациям пород: наклон и деформации изгиба характерны как для условий сжатия, так и для процессов растяжения.

Примерно с апта в пределах котловины Подводников, у подножий хр. Ломоносова и поднятия Менделеева начинается накопление осадков, судя по всему, относительно мелководных. Скважиной в приполюсной части хр. Ломоносова вскрыты уплотненные пески, песчаники и аргиллиты. Позднемеловые обстановки в районе характеризовались неритовыми условиями. По всей видимости, это время заложения и развития горст-грабеновых структур и, кроме того, время оформления разломной зоны, очертившей современные границы глубоководной котловины Подводников. Заполнение осадками грабенов на поднятиях началось в апт-альбское время и закончилось полной компенсацией последних уже в палеоценовое время. В котловине апт-альбские осадки накапливались в виде непрерывной толщи. В это же время по всей территории произошло внедрение крупных интрузивных тел долеритов. По всей видимости, кроме дайкового комплекса развивались согласные интрузивные тела, внедрявшиеся в более древние слои осадочных пород. Во многих местах магма прорвалась к поверхности, образовав вулканические платообразные и конусовидные поднятия. Накапливались мощные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, уверенно диагностирующиеся на сейсмических профилях по характерной волновой картине [60]. Обширные поля платобазальтов отчетливо выражены в аномальном магнитном поле. Этап вулканического осадконакопления на рубеже кайнозоя сменился эрозией и выравниванием рельефа в пределах отрогов современного хр. Ломоносова, а также поднятия Менделеева. Перерыв в осадконакоплении на поднятиях определяется от 15 [55] до 1–2 млн лет [15]. Так или иначе, образовались выровненные поверхности горстовых структур. На Лаптевоморском шельфе, островной и материковой суше это время характеризуется режимом пенепленизации и формированием кор химического выветривания. Коры выветривания представлены пестроокрашенными глинами, реже глинами с дресвой и щебнем подстилающих пород. Максимальная мощность их на шельфе, вскрытая скважиной в проливе между Ляховскими островами, составляет 23 м [20]. В это же время в глубоководной котловине Подводников осадкона-

копление продолжается, формируется комплекс палеоценовых осадков, отсутствующих на хребтах и поднятиях.

Отложения кайнозойского возраста представлены формационно единым комплексом глин и диатомитов, в различной степени алевритистых с мало-мощными линзами тонкопесчаного материала, рассеянной мелкой галькой, многочисленными остатками микроорганизмов и микроводорослей. Поздний палеоцен ознаменовался началом новой трансгрессии и накоплением глинисто-алевритовых осадков. Т. Мур [83] на построенной кривой погружения хр. Ломоносова показывает смену мелководных условий осадконакопления более глубоководными (открытый шельф) и началом общего погружения этой области. Меняется состав осадков, в это время накапливаются биокремнистые илы, что указывает на высокопродуктивные неритовые условия. Для осадков характерно обилие органических остатков, в том числе и типично пресноводной формы *Azolla* [56]. Все это свидетельствует о том, что в кайнозойское время рассматриваемая территория вплоть до олигоцена была занята довольно мелководным опресненным палеобассейном.

Новый перерыв в осадконакоплении фиксируется на поднятиях между верхнеэоценовой и миоценовой частями разреза. Начало интенсивного формирования глубоководной котловины и соседствующих поднятий и хребтов относится к рубежу поздний олигоцен–ранний миоцен и связано с неравномерным по площади постепенным углублением бассейна и сменой мелководных осадков глубоководными. Образование морфоструктуры шло в условиях общего неравномерного погружения, определявшегося системой разломов, разбивших территорию на блоки. Амплитуда и скорость опускания тех из них, которые впоследствии остались положительными морфоструктурами, была существенно меньшей по сравнению с активно проседавшими соседними блоками глубоководной котловины. В целом же это была своеобразная система структур, состоящая из параллельно ориентированных подводных грабен и горстов, местами компенсированных осадками, а амплитуды их погружения приблизительно соответствовали современной глубине бассейна.

Ранний миоцен – это время раскрытия прол. Фрама и активного водообмена между Северным Ледовитым океаном и Атлантикой. В целом миоцен ознаменовался обширной морской трансгрессией, при этом произошел также первый в позднем кайнозое обмен фаунами между Арктическим бассейном и Тихим океаном. В океанических впадинах, начиная с этого времени, идет непрерывное пелагическое осадконакопление, на склонах широко развиты процессы массопереноса во взвеси – оползни, турбидиты, контуристы и т. д.

Плиоцен-четвертичный этап характеризуется похолоданием климата и дальнейшим углублением океанических впадин. Накапливаются нефелоидные глубоководные илы, отложения мутьевых потоков, контуристы и т. д. Определенный вклад в осадконакопление вносят паковые льды, поставляющие на дно океана грубозернистый и обломочный материал ледового разноса. Климатические изменения позднего кайнозоя зафиксированы в обогащении разреза материалом айсбергового разноса, свидетельствующего о развитии и деградации ледниковых покровов в эпохи похолоданий.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Акватория листа U-57–60 характеризуется исключительно низким уровнем геолого-геофизической изученности и практически полным отсутствием прямых сведений о вещественном составе осадочного чехла, его возрастном диапазоне, степени катагенетической преобразованности, датировке и количественном диапазоне несогласий в разрезе, не говоря уже о признаках нефтегазоносности. Поэтому возможна лишь самая предварительная оценка нефтегазоносности изученной акватории, позволяющая выполнить достаточно грубое разделение ее на площади с различными перспективами. Использовать для этого разделения можно лишь общую мощность осадочного чехла (понимая под ним апт-альбские нижнемеловые и вышележащие отложения) и вероятное отрицательное воздействие на его нижнюю часть лавовых излияний (апт-альбского возраста). В результате нами выделяются две площади с различной степенью перспективности.

Незначительная площадь у северной рамки листа занята малоперспективными землями с мощностью осадочного чехла от 2 до 3–3,5 км (плотность ресурсов до 3 тыс. т/км²). Существенно большей перспективностью (в пределах листа) характеризуются большая часть южной половины листа, тектонически соответствующая впадине Подводников (II^a на тектонической схеме) и флексуре континентального склона Восточно-Сибирской континентальной окраины (III на той же тектонической схеме), однако эта «существенно большая перспективность» в общепринятой шкале плотностей углеводородных ресурсов соответствует достаточно низкой категории перспективных площадей с плотностью ресурсов от 5 до 10 тыс. т/км².

Вещественный состав осадочного чехла, с учетом результатов бурения на хр. Ломоносова и геологического изучения арктических островов, как следует из гл. «Стратиграфия», представляется в следующем виде.

Отложения аптского–альбского ярусов (ССК-IV), с несогласием залегающие на акустическом фундаменте, – это глины, алевроиты и алевролиты, пески, песчаники с прослоями и линзами конгломератов, возможны пласты каменного угля. Мощность – от 0 до 3000 м в юго-западной части листа. На отдельных участках в составе комплекса предполагаются вулканогенно-осадочные и эффузивные породы.

Верхнемеловые отложения (ССК-III) сложены аргиллитоподобными глинами и алевролитами с прослоями песков и галечников, редко – песчаников и бурых углей. Мощность – до 3000 м (в юго-западном углу листа).

Палеоценовый комплекс (ССК-II) представлен угленосными песками и слаболитифицированными песчаниками и аргиллитами мощностью около 1000 м.

Эоцен-олигоценые отложения (ССК-I₂) – это морские и прибрежно-морские темноцветные глинистые образования с пиритовыми конкрециями мощностью от 500 до 1700 м.

Неоген-четвертичные отложения (ССК-I₁) мощностью до 1500 м и более, предположительно, представлены алевропелитами.

Существенно, что в пределах впадины Подводников и континентального склона Восточно-Сибирского моря все перечисленные ССК залегают соглас-но, а разрывные нарушения не распространяются выше палеоценового комплекса (ССК-II₁).

Исходя из изложенного, в разрезе впадины Подводников и континентального склона Восточно-Сибирского моря можно предположить развитие нефтегазоматеринских, коллекторских и изолирующих толщ. При этом более широкой распространенностью пользуются глинистые нефтегазоматеринские и изолирующие толщи, тогда как коллекторы как будто бы более характерны для нижних интервалов разреза.

Учитывая, что данный регион находится на самой начальной стадии изучения, сложно говорить о типах возможных ловушек углеводородов, но уже имеющиеся данные позволяют предположить широкое развитие ловушек разнообразных типов (тектонически-экранированных; литологических; связанных с несогласиями на бортах впадины Подводников и др.). Говорить о широком распространении структурных ловушек пока нет никаких оснований.

Учитывая известную «растянутость» зон катагенеза рассеянного органического вещества в районах с мощным мезозойско-кайнозойским осадконакоплением, в которых кровля главной зоны нефтеобразования («нефтяного окна») находится на глубинах 3–4 км и более, и значительную роль угленосных толщ в разрезе, можно предположить преимущественно газовый состав углеводородных ресурсов в недрах оцениваемой акватории.

С учетом выполненного для смежного листа U-53–56 нефтегазогеологического районирования (с оговоркой о том, что разработка схемы районирования глубоководных областей Северного Ледовитого океана находится в самой начальной стадии) перспективные площади листа U-57–60 включены в состав самостоятельной перспективной нефтегазоносной области (СПНГО) впадины Подводников–восточного склона хр. Ломоносова, (1 НГ/K₂–KZ). Количественная оценка углеводородных ресурсов этой площади представляется преждевременной. При дальнейших исследованиях следует обратить особое внимание на изучение доаптской части разреза (триасовые и более древние интервалы разреза с существенной долей карбонатных пород). Не исключено, что она представляет собой параплатформенный комплекс осадочного чехла и при относительно умеренной катагенетической преобразованности может играть положительную роль в формировании нефтегазового потенциала региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе учтены крайне важные для картируемой области геолого-геофизические данные экспедиций «Арктика-2011» и «Арктика-2012». Сейсмические и геологические результаты этих экспедиций составили основу для геологического расчленения разреза осадочного чехла и пород верхней части фундамента. На основании критического разбора существующих сейсмических моделей региона составлена авторская модель расчленения осадочного чехла. Подготовлены дополнения в Океанскую серийную легенду. Выполненная геологическая интерпретация всего объема сейсмических данных логически увязана с сейсмическими данными по смежным областям, а также по системе корреляционных ходов с реперными геологическими районами. Особое внимание в работе уделено анализу донно-каменного материала, полученного в ходе экспедиции «Арктика-2012». Впервые в геологической модели строения региона учтены все существующие геофизические и геологические данные.

В составе сейсмического разреза выделено шесть региональных отражающих горизонтов (сверху вниз): D₁, A, mBU, B₂, LCU, PU и два вспомогательных: B₁ и JU. Горизонт LCU, совпадающий с кровлей доаптских образований, на большей части листа является самым нижним рефлектором, фиксируемым в разрезе. При этом он является поверхностью акустического фундамента лишь в пределах восточной периферии хр. Ломоносова и западного склона поднятия Менделеева. На остальной части интенсивность сейсмического сигнала ниже границы LCU снижается постепенно, что может говорить о существовании под ним седиментационных комплексов в чехольном или же слабодислоцированном залегании.

В осадочном чехле картируемой области выделены следующие сейсмостратиграфические комплексы: 1) триас-нижнемеловой; 2) апт-альбский; 3) верхнемеловой; 4) палеоценовый; 5) эоцен-олигоценый; 6) миоцен-голоценовый. В составе последнего по результатам сейсмоакустического профилирования предположительно выделяются шесть подразделений морских нефелоидных и морских декливиальных образований. Составлены карты изопакит каждого сейсмостратиграфического комплекса.

Базируясь на комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, закартированы два разновозрастных комплекса магматических образований базитового состава. Высказано предположение о том, что последние широко развиты в пределах листов, однако не имеют здесь сплошного распространения, предполагаемого по некоторым современным моделям.

Установлено, что, несмотря на морфологически близкое расположение, отдельные подводные возвышенности, входящие в состав поднятия Менделеева, существенно отличаются друг от друга по комплексу фаунистических остатков, по петрографическим, литологическим особенностям ДКМ, рыхлых отложений, а также спектрами возрастов детритных цирконов. Изучение рассеянного органического вещества, содержащегося в обломках горных пород (доломитах), показало существенное различие его группового и молекулярного состава на различных полигонах, обусловленное прежде всего глубиной трансформации. Описанный выше комплекс различий строения геологического разреза не может быть объяснен с точки зрения дрифтового генезиса обломков. Следовательно, большая часть крупнообломочного материала, полученного с крутых эскарпов поднятия Менделеева в ходе экспедиции «Арктика-2012», характеризует местные источники.

Установлено, что метаморфические породы в регионе развиты локально. Средне- и сильнометаморфизованные пара- и ортометаморфиты вскрыты пробоотбором в тектонических уступах западного склона отрога Геофизиков. Очевидно, здесь обнажается каледонское складчатое основание. Слабометаморфизованные породы, возможно, присутствуют в нижних горизонтах рифей-палеозойского разреза поднятия Менделеева.

На основании геоморфологических данных в пределах листа установлены основные типы рельефа.

Денудационный рельеф выделен на верхнем уступе континентального склона, на поднятии Менделеева и отроге Геофизиков.

Денудационно-конструктивный рельеф на рассматриваемой площади представлен крутыми (0,05–0,08) и очень крутыми (около 0,1) по масштабам подводного рельефа склоновыми поверхностями, предопределенными разрывными нарушениями.

К гравитационным отнесены две категории склонов, которые в отличие от денудационно-конструктивных не обнаруживают четкой приуроченности к тектоническим нарушениям.

Субгоризонтальные денудационные поверхности выделены в пределах отрога Геофизиков, а также ступеней поднятия Менделеева.

Денудационно-аккумулятивный рельеф развит на континентальном склоне и западном склоне поднятия Менделеева.

Аккумулятивный рельеф определяется более уверенно. Он имеет место преимущественно во впадинах и по их периферии. По имеющимся представлениям, заложению поднятий и впадин в центральной части Северного Ледовитого океана предшествовал этап пенепленизации обширной территории, располагавшейся между современными сибирским и канадско-гренландским шельфами. Последующее дробление на отдельные блоки и их неравномерное проседание, более интенсивное во впадинах и котловинах и имевшее меньшие амплитуды на поднятиях, привели к созданию современной морфоструктуры данной области. Отложение осадков в углублявшемся бассейне и склоновые процессы в разной степени моделировали поверхность дна. Поэтому структурная обусловленность ряда склонов проявляется в современном рельефе в завуалированном виде: в прямолинейности склонов и ломаном рисунке границ поверхностей. Возникновение склонов и перепады глубин обусловили

развитие гравитационных и эрозионных процессов разной интенсивности, которые активизировались в периоды регрессий, когда источники осадочных масс становились ближе.

На территории листа проведено структурно-тектоническое районирование, выделены и закартированы районы, различающиеся строением осадочного чехла и фундамента. Установлено, что в пределах картируемой области сопрягаются три структуры первого порядка на корях континентального и субконтинентального типов. Самую западную часть листа занимает восточный фланг хр. Ломоносова, представленный здесь горстом отрога Геофизиков и структурной террасой его восточного склона, юго-восточный угол занимает Ломоносовско-Менделеевская флексурно-разломная зона. В пределах этих структур предполагается складчатый каледонский фундамент, активизированный в позднемезозойское и неотектонически обновленный в альпийское время.

Всю остальную часть картируемой области занимают структуры на фундаменте дорифейской консолидации, также активизированном в позднемезозойское и неотектонически обновленном в альпийское время. Центральную часть площади листа занимает впадина Подводников, разделяемая седловиной Толля на прогиб Толля на юге и прогиб Подводников на севере. Вдоль восточной рамки листов располагается западный фланг поднятия Альфа-Менделеева.

Границы основных структур района заложены по системе разнонаправленных и разновозрастных тектонических нарушений. Наиболее древней из установленных представляется система сбросов северо-западного простирания. Она дискордантна основным современным морфоструктурам и частично замаскирована более молодыми нарушениями. Субмеридиональные нарушения мелового возраста формируют сложную горсто-грабеновую структуру хр. Ломоносова (отрога Геофизиков) и блоковую структуру поднятия Менделеева. Диагональная система разломов северо-восточного простирания трассируется в картируемую область с севера и, вероятно, связана с тектоническим планом структур поднятия Альфа.

История геологического развития региона подразделяется на два крупных этапа: доокеанический и синокеанический. В составе первого можно выделить три подэтапа: раннепротерозойский (карельский), рифей-палеозойский и триас-раннемеловой подэтапы. А второй логично подразделяется на аптальбский, позднемеловой и кайнозойский подэтапы. О наличии в регионе докембрийских, палеозойских и юрско-меловых образований можно судить лишь по донному каменному материалу, встречающемуся на склонах подводных гор Поднятия Менделеева и отрога Геофизиков (хр. Ломоносова).

Дана предварительная оценка нефтегазоносности изученной акватории, позволяющая выполнить достаточно грубое разделение ее на площади с различными перспективами. Перспективные площади листа U-57–60 включены в состав самостоятельной перспективной нефтегазоносной области (СПНГО) котловины Подводников–восточного склона хр. Ломоносова, (1 НГ/К₂–KZ). Незначительная площадь у северной рамки листа занята малоперспективными землями с плотностью ресурсов до 3 тыс. т/км². Большая часть южной по-

ловины листов во впадине Подводников и флекуре континентального склона Восточно-Сибирской континентальной окраины соответствует категории перспективных площадей с плотностью ресурсов от 5 до 10 тыс. т/км². Количественная оценка углеводородных ресурсов этой площади представляется преждевременной. При дальнейших исследованиях следует обратить особое внимание на изучение доаптской части разреза (триасовые и более древние интервалы разреза с существенной долей карбонатных пород). Не исключено, что она представляет собой параплатформенный комплекс осадочного чехла и при относительно умеренной катагенетической преобразованности может играть положительную роль в формировании нефтегазового потенциала региона.

Вместе с тем, ряд проблем продолжает требовать внимательного рассмотрения. Отдельной важной и не решенной к настоящему моменту проблемой является проблема генезиса т. н. «промежуточного слоя» – толщи пород, залегающей между поверхностями акустического фундамента и кровлей консолидированного основания. По существующим геофизическим данным пока не представляется возможным однозначно решить, относится ли «промежуточный слой» к составу осадочного чехла или же он является складчатым комплексом мезозой или каледонид. Самые общие скоростные характеристики разреза, казалось бы, должны позволить сопоставить верхние горизонты акустического фундамента со вторым океаническим слоем покровных толетовых и щелочных базальтов и туфов, однако наличие достаточно протяженных рефлекторов вместо необходимых для базальтов комплекса дифрагированных волн делает такую интерпретацию маловероятной. В центральной части поднятия Менделеева наблюдается серия асимметричных «куэстоподобных» блоковых поднятий с общим моноклиальным падением пластов пород акустического фундамента на север. Кровля акустического фундамента здесь представляет собой дислоцированную поверхность, расчлененную двумя системами сбросов диагональной северо-восточной и субмеридиональной направленности. Протяженность отдельных внутренних отражающих горизонтов достигает 50 км и более. Предположение, высказанное Р. Брувол [59], о корреляции подобных участков разреза с толщами вулканогенно-осадочных пород вряд ли может объяснить большую протяженность моноклиально залегающих рефлекторов. По-нашему мнению, подобный характер залегания может быть объяснен только залеганием слабодислоцированных образований платформенного чехла. Низкие пластовые скорости в верхних горизонтах акустического фундамента могут быть объяснены распространением здесь кор выветривания и дезинтегрированных пород.

Второй проблемой, требующей скорейшего решения, является проблема генезиса донно-каменного материала, получаемого в глубоководной части СЛО при пробоотборе. Без решения этого вопроса невозможно продолжать изучение всего объема этого уникального материала. Не вдаваясь в эту весьма дискуссионную тематику, хотелось бы отметить, что авторы настоящей работы придерживаются мнения о гетерогенном составе обломков. Мы считаем, что в пробах в различной степени присутствуют обломки как эдафогенного, так и дрифтового генезиса. Их соотношение определяется в большей

степени морфологическим положением точки пробоотбора и близостью коренных выходов.

Таким образом, район восточной периферии хр. Ломоносова, южной части котловины Подводников, а также западных склонов поднятия Менделеева впервые представлен на обобщающем комплекте современной геологической основы. На базе обобщения всего доступного геолого-геофизического материала изучено геологическое строение и тектоническая структура региона. Несмотря на очень слабую и крайне неравномерную изученность района и неоднозначность интерпретации, составлен комплект обязательных карт, в которых отражены черты строения всей площади листа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Андреева И. А., Басов В. А., Куприянова Н. В., Шилов В. В. Возраст и условия формирования донных осадков в районе поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан). Материалы по фанерозою полярных областей и центральной части Срединно-Атлантического хребта (флора, фауна и биостратиграфия) // Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 211, 2007 – С. 131–152.
2. Атлас Арктики. – М.: Изд-во Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1985. – 204 с.
3. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. – М.: МинОбороны СССР, 1980. – С. 18–153.
4. Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения Арктического бассейна. – Л.: Изд-во «Морской транспорт», 1961. – 152 с.
5. Богданов Н. А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника, 2004, № 3. – С. 13–30.
6. Богдановский О. Г., Силантьев С. А., Карпенко С. Ф., Минеев С. Д., Савостин Л. А. Древние мантийные ксенолиты в молодых эффузивах о. Жохова (архипелаг Де-Лонга) // ДАН СССР, 1993, т. 330, № 6. – С. 750–753.
7. Виноградов В. А., Каменева Г. И., Явищ Г. П. О Гиперборейской платформе в свете новых данных по геологическому строению о. Генриетты // Тектоника Арктики. Вып. 1. – Л.: НИИГА, 1975. – С. 21–25.
8. Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики (геологическое описание) / Глав. ред. А. В. Сидоренко. – М.: Недра, 1970. – 584 с.
9. Геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана и его побережий. Масштаб 1 : 5 000 000 / Гл. ред. В. Д. Дибнер. – Л.: НИИГА, 1966.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист S-53–55 – Новосибирские острова. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. – 208 с.
11. Глебовский В. Ю., Зайончек А. В., Каминский В. Д., Мащенко С. П. Цифровые базы данных и карты потенциальных полей Северного Ледовитого океана // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. – С. 134–141.
12. Гуревич Н. И., Мащенко С. П., Бычкова О. Г., Абельская А. А. Новые сведения об эволюции Американо-Азиатского суббассейна (Северный Ледовитый океан), по результатам предварительной идентификации магнитных аномалий // Российский геофизический журнал, 2003, № 31–32. – С. 37–45.
13. Гусев Е. А., Лукашенко Р. В., Попко А. О., Рекант П. В., Миролюбова Е. С., Пяткова М. Н. Новые данные о строении склонов подводных гор поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // ДАН РФ, 2014, т. 455, № 2. – С. 184–188.
14. Деменицкая Р. М., Киселев Ю. Г. Особенности строения, морфологии осадочного чехла центральной части хребта Ломоносова по сейсмическим исследованиям: Геофизические методы разведки в Арктике. – Л.: Изд-во НИИГА. Вып. 5. 1968. – С. 33–46.

15. Деревянко Л. Г., Гусев Е. А., Крылов А. А. Палинологическая характеристика меловых отложений хребта Ломоносова. Проблемы Арктики и Антарктики, 2009, № 2 (82). – С. 78–84.
16. Зинченко А. Г., Ласточкин А. Н. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации применительно к задачам Госгеолкарты-1000. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. – 38 с.
17. Кабаньков В. Я., Андреева И. А., Иванов В. Н., Петрова В. И. О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника, 2004, № 6. – С. 33–48.
18. Кабаньков В. Я., Андреева И. А., Иванов В. Н. О происхождении донных осадков, поднятых на геотраверзе «Арктика-2000» в Северном Ледовитом океане (район поднятия Менделеева) // ДАН РФ, 2004, т. 399, № 2. – С. 224–226.
19. Кабаньков В. Я., Андреева И. А., Крупская В. В., Каминский Д. В., Разуваева Е. И. Новые данные о составе и происхождении донных осадков южной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // ДАН РФ, т. 419, № 5, 2008. – С. 653–655.
20. Ким Б. И., Слободин В. Я. Основные этапы развития Восточно-Арктических шельфов России и Канадской Арктики в палеогене и неогене // Геология складчатого обрамления Американо-Азиатского суббассейна. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1991. – С. 104–116.
21. Киселев Ю. Г. Глубинная геология Арктического бассейна. – М.: Недра, 1986. 224 с.
22. Крылов А. А., Шилов В. В., Андреева И. А., Миролюбова Е. С. Стратиграфия и условия накопления верхнечетвертичных осадков северной части поднятия Менделеева (американо-азиатский бассейн Северного Ледовитого Океана) // Проблемы Арктики и Антарктики, 2011, № 2 (88). – С. 7–22.
23. Лапина Н. Н., Белов Н. А. Особенности процесса осадкообразования в Северном Ледовитом океане // Современные осадки морей и океанов. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 86–97.
24. Ласточкин А. Н., Нарышкин Г. Д. Орографическая схема Северного Ледовитого океана // Вестник ЛГУ, 1989. Сер. 7. Вып. 2. – С. 45–54.
25. Ласточкин А. Н. Системно-морфологическое основание наук о Земле (геотопология, структурная география и общая теория геосистем). – СПб.: Изд-во НИИХИ, 2002. – 762 с.
26. Лебедева-Иванова Н. Н., Лангинен А. Е., Заманский Ю. Я., Сергеев М. Б. Сейсмическая модель земной коры вдоль геотраверса «Острова Де-Лонга–котловина Макарова» // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. Вып. 5. – С. 125–140.
27. Лисицын А. П. Ледовая седиментация в Мировом океане. – М.: Наука, 1994. – 448 с.
28. Методическое пособие по аналитическому геоморфологическому картографированию дна акваторий (морского и океанического дна) применительно к задачам Госгеолкарты-1000/3. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – 49 с.
29. Методические рекомендации по гранулометрическому классифицированию осадков. – Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1986. – 18 с.
30. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 288 с.
31. Морозов А. Ф., Петров О. В., Шокальский С. П., Кашибин С. Н., Кременецкий А. А., Шкатов М. Ю., Каминский В. Д., Гусев Е. А., Грикуров Г. Э., Рекант П. В., Шевченко С. С., Сергеев С. А., Шатов В. В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения, 2013, № 53. – С. 34–55.
32. Объяснительная записка к картам Арктического бассейна: Орографическая карта Арктического бассейна, Рельеф Северного Ледовитого океана. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. – 38 с.
33. Океанографическая энциклопедия. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. 631 с.

34. Орографическая карта Арктического бассейна. Масштаб 1 : 5 000 000 / Отв. ред. И. С. Грамберг, Гл. ред. Г. Д. Нарышкин. – Хельсинки: Карттакусус, 1995.
35. Остров Врангеля: геологическое строение, минералогия, геоэкология / Под ред. М. К. Косыко, В. И. Ушакова. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. – 137 с.
36. Петров К. М. Биогеография с основами охраны биосферы. – СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского университета, 2001. – С. 259–262.
37. Петров О. В., Морозов А. Ф., Лайба А. А., Шокальский С. П., Гусев Е. А., Розин М. И., Сергеев С. А., Соболев Н. Н., Корень Т. Н., Сколотнев С. Г., Дымов В. А., Бильская И. В. Архейские граниты на Северном полюсе. Строение и история развития литосферы. – М.: Paulsen, 2010. – С. 192–203.
38. Погребницкий Ю. Е., Горячев Ю. В., Трухалев А. И. Тектоническое районирование Центрально-Арктического бассейна // Геология и охрана недр, 2005, № 6. – С. 24–27.
39. Поселов В. А., Буценко В. В., Каминский В. Д., Саккулина Т. С. Поднятие Менделеева (Северный Ледовитый океан) как геологическое продолжение континентальной окраины Восточной Сибири // ДАН, 2012, т. 443, № 2. – С. 232–235.
40. Поселов В. А., Павленкин А. Д., Погребницкий Ю. Е., Буценко В. В., Сорокин М. Ю. Структура и эволюция арктической литосферы // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне / Науч. Ред. И. С. Грамберг, А. А. Комарицын. Отв. ред. В. Д. Каминский. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. – С. 94–109.
41. Пуцаровский Ю. М. Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника, 1976, № 2. – С. 3–14.
42. Рекант П. В., Гусев Е. А., Черных А. А., Зинченко А. Г. и др. Геологическая карта. Масштаб 1 : 1 000 000. Серия Океанская. Лист U-53–56 – хр. Ломоносова. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. – 66 с.
43. Рекант П. В., Гусев Е. А. Сейсмогеологическая модель строения осадочного чехла прилаптевоморской части хребта Ломоносова и прилегающих глубоководных котловин Амундсена и Подводников // Геология и геофизика, 2012, т. 53, № 11. – С. 1497–1512.
44. Рекант П. В., Миролюбова Е. С., Андреева И. А., Смирнова Л. С. Сравнительный анализ минеральных ассоциаций донных отложений прилаптевоморского сегмента хребта Ломоносова и поднятия Менделеева как один из критериев оценки источников обломочного материала // Проблемы Арктики и Антарктики, 2013, № 4 (98) . – С. 79–95.
45. Рекант П. В., Пяткова М. Н., Николаев И. Д., Талденкова Е. Е. Донно-каменный материал отрога Геофизиков как петротип фундамента южной части хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан) // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4. Спец. вып. Геология и полезные ископаемые окраинных морей Евразии. – М.: ГЕОС, 2012. – С. 29–40.
46. Российские арктические геотраверсы / Науч. ред. В. А. Посёлов, Г. П. Аветисов, В. Д. Каминский // Тр. НИИГА–ВНИИОкеангеология, 2011, т. 220. – С. 48–62, 79–107.
47. Сакс В. Н. Условия образования донных осадков в Арктических морях СССР // Тр. НИИГА, т. XXXV, 1952. – 139 с.
48. Силантьев С. А., Богдановский О. Г., Савостин Л. А., Кононкова Н. Н. Магматизм архипелага Де-Лонга (Восточная Арктика); петрология и петрохимия эффузивных пород и ассоциирующих с ними ксенолитов (острова Жохова и Вилькицкого) // Геохимия, 1991, № 2. – С. 267–277.
49. Федоров П. И., Флеров Г. Б., Головин Д. И. Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннетта (Восточная Арктика) // ДАН, 2005, т. 400, № 5. – С. 666–670.
50. Шатский Н. С. О тектонике Арктики. Избр. труды. Т. 1. – М.: АН СССР, 1963. – С. 426–444.
51. Шварцахер В., Ханкенс К. Гальки, отобранные при драгировании в центральной части Северного Ледовитого океана // Геология Арктики. – М.: Мир, 1964. – С. 419–430.
52. Центральный Арктический бассейн (карта рельефа дна). Масштаб 1 : 2 500 000. – СПб.: ГУНиО МО РФ, 2002.

53. Яшин Д. С., Алексеев И. А., Кошелева В. А., Поляк Л. В. Строение, вещественный состав и геохимия донных отложений Арктических акваторий. – Л.: ВНИИОкеангеология, 1985. – 248 с.
54. Alekseev M. N., Arkhangelov A. A., Ivanova N. M. et al. Laptev and East Siberian Seas. Cenozoic // In: Paleogeographic Atlas of the Shelf Regions of the Eurasia for the Mesozoic and Cenozoic. – Robertson Group and Geological Institute of the Academy of Sciences, Russia, 1992, v. 1, part I.
55. Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*, 2008, v. 23, p. 1–15.
56. Backmann J., Moran K., McInroy D. et al. Proceeding of Integrated Ocean // *Drilling Program*, 2006, v. 302, 169 p.
57. Brozena J. M., Childers V. A., Lawver L. A., Gahagan L. M., Forsberg R., Faleide J. I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasian Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development // *Geology*, 2003, v. 31, № 9, p. 825–828.
58. Brumley K., Miller E. L., Mayer L. A. et al. Petrography and U-Pb detrital zircon geochronology of metasedimentary strata dredged from the Chukchi Borderland, Amerasia Basin, Arctic Ocean. American Geophysical Union, Fall Meeting 2010, abstract #T31A-2144, 2010.
59. Bruvold V., Kristoffersen Y., Bernard J. Coakley, John R. Hopper Hemipelagic deposits on the Mendeleev and northwestern Alpha submarine Ridges in the Arctic Ocean: acoustic stratigraphy, depositional environment and an inter-ridge correlation calibrated by the ACEX results // *Mar Geophys Res*, 2010, № 31, p. 149–171.
60. Bruvold V., Kristoffersen Y., Coakley B. J., Hopper J. R., Planke S., Kandilarov A. The nature of the acoustic basement on Mendeleev and northwestern Alpha ridges, Arctic Ocean // *Tectonophysics*, 2011, p. 123–145.
61. Clark D. L., Kowallis B. J., Medaris L. G., Deino A. L. Orphan Arctic Ocean metasediment clasts: Local derivation from Alpha Ridge or pre-2/6 Ma ice rafting? // *Geology*, 2000, v. 28, № 12. – p. 1143–1146.
62. Embry A. F., and Dixon J. The age of Amerasia basin, in Thurston, D. K., and Fujita, K., eds., 1992 Proceedings, International Conference on Arctic Margins: U. S. Minerals Management Service OCS Study MMS 94-0040, 1994, p. 289–294.
63. Forsyth D. A., Asudeh I., Green A. G., Jackson H. R. Crustal Structure of the northern Alpha Ridge beneath the Arctic Ocean // *Nature*, 1986, 322, p. 349–352.
64. Forsyth D. A., Morel-Huissier, Asudeh I., Green A. G. Alpha ridge and Iceland - Products of the same plume? // *Journal of Geodynamics*, 1986, № 6, p. 197–214.
65. Grantz A., Clarck D. L., Phillips R. L. et al. Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin JSA // *Bulletin*, 1998, v. 110, № 6, p. 810–820.
66. Grantz, A., Hart, P. E., Childers, V. A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canadian Basin, Arctic Ocean // *Arctic Petroleum Geology: Geol. Soc. London, Mem*, 2011, 35, pp. 771–800.
67. Grantz A., Pease V. L., Willard D. A., Phillips R., Clark D. Bedrock cores from 89° North: Implication for the geologic framework and Neogene paleoceanology of Lomonosov Ridge and a tie to the Barents shelf // *Geol. Soc. Amer. Bull*, 2001, v. 113, № 10, p. 1272–1281.
68. Grikurov G., Petrov O., Shokalsky S., Rekant P., Krylov A., Laiba A., Belyatsky B., Rozinov M., Sergeev S. Zircon geochronology of bottom rocks in the central Arctic Ocean: analytical results and some geological implications. Proceedings of the Six International conference on Arctic margins (APEX-VI), U. S. Department of the Interior, 2014.
69. Hegewald A., Jokat W. Tectonic and sedimentary structures in the northern Chukchi region, Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 2013, vol. 118, p. 3285–3296.
70. Hunkins K. L., Mathieu G., Teeters S. R., Gill A. The floor of the Arctic Ocean in photographs // *Arctic*, 1970. vol. 23, № 3, p. 175–189.
71. Jakobsson M. First high-resolution chirp sonar profiles from the central Arctic Ocean reveal erosion of Lomonosov Ridge sediments // *Marine Geology*, 158, 1999, p. 111–123.

72. *Jackson H. R., Gunnarsson K.* Reconstructions of the Arctic: Mesozoic to Present // *Tectonophysics*, 1990, v. 172, p. 303–322.
73. *Jokat W.* Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, Central Arctic Ocean // *Geophysical Journal International*, 2003, vol. 152, p. 185–201.
74. *Jokat W.* The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88° N and 80° N // *Geophysical Journal Int.*, 2005, v. 163, p. 698–726.
75. *Jokat W., Ickrath M., O'Connor J.* Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean, 2013 (in press).
76. *Jokat W., Micksch U.* Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*, № 31, L02603, 2004, v. 31, p. 1–4.
77. *Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y et al.* New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // *Geophys. V. Int* 1995. 122, p. 378–392.
78. *Kassens H. and Thiede J.* Climatological significance of Arctic sea ice at present and in the past // *Reports on Polar Research. Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas*, № 144, 1994.
79. *Kumar N., Granath J. W., Emmet P. A., Helwig J. A., Dinkelman M. G.* Stratigraphic and tectonic framework of the US Chukchi Shelf: exploration insights from a new regional deep-seismic reflection survey // *Arctic Petroleum Geology. Geological Society, London, Memoirs*, 2011, 35 – 501–508.
80. *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History.* Berlin, Springer-Verlag, 1999, p. 636.
81. *Lebedeva-Ivanova N. N., Zamansky Y. Ya., Langinen A. E., Sorokin M. Yu.* Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82°N: evidence of continental crust. *Geophys. J. Int.*, 2006, 165, p. 527–544.
82. *Moran K., Backmann J., Brinkhuis H. et al.* The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature (London, U. K.)* 441 (7093), 2006, p. 601–605.
83. *Moore T. C., and the Expedition 302 Scientists.* Sedimentation and subsidence history of the Lomonosov Ridge / J. Backman, K. Moran, D. B. McInroy, L. A. Mayer and the Expedition 302 Scientists // *Proceedings IODP. Vol. 302: College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)*, 2006. – p. 1–7.
84. *Miller E., Toro J., Gehrels G. et al.* New Insights into Arctic Paleogeography and Tectonics from U-Pb Detrital Zircon Geochronology // *Tectonics*, 2006. V. 25. TC3013. doi:10.1029/2005TC001830, 2006.
85. *Phillips R. L., Grantz A.* Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic *Marine Geology* 172 (2001), p. 91–115.
86. *Piskarev A. L.* The basement structure of the Eurasian Basin and central ridges in the Arctic Ocean // *Geotectonics*, 2004, 38, p. 443–458.
87. *Rekant P. V., Gusev E. A.* Seismic geologic structure model for the sedimentary cover of the Laptev Sea part of the Lomonosov Ridge and adjacent parts of the Amundsen Plain and Podvodnikov Basin // *Russian Geology and Geophysics* 53 (2012), p. 1117–1129.
88. *Reports on Polar Research. East Siberian Arctic Region Expedition'92: The Laptev Sea. – its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux / D. Dethleff, D. Nurnberg, E. Reimnitz, M. Saarso and Y. P. Savchenko.* N 120. 1993. p.11.
89. *Sekretov S. B.* Northwestern margin of the East Siberian Sea, Russian Arctic: seismic stratigraphy, structure of the sedimentary cover and some remarks on the tectonic history // *Tectonophysics*, 2001, № 339, p. 353–383.
90. *Sweeney J. F., Weber J. R., Blasco S. M.* Continental ridge in the Arctic ridges, LOREX constraints // *Tectonophysics*, 1982, № 89, p. 217–238.
91. *Symonds Ph. A., Eldholm O., Mascle J., Moore G. F.* Characteristics of Continental Margins / P. J. Cook, Ch. M. Carleton (Ed) // *Continental Shelf Limits: The Scientific and Legal Interface – Oxford: University Press*, 2000, p. 25–63.

92. Weber J. R. The Alpha Ridge: Gravity, Seismic and Magnetic Evidence for a Homogeneous, Mafic Crust / G. L. Johnson, K. Kaminuma (eds.) // Polar Geophysics. J. of Geodynamics, 1986, v. 6, № 1–4, p. 117–136.

Фондовая

93. Винокуров И. Ю., Саккулина Т. С., Леонова Н. Е. и др. Отчет по объекту «Проведение дополнительных комплексных геолого-геофизических исследований в центральной части Арктического бассейна с целью обоснования природы Центрально-Арктических поднятий, примыкающих к ним впадин и определения положения внешней границы континентального шельфа Российской Федерации». Отчет по Государственному контракту № 15/08/20-14 от 08.10.2012 г.

94. Гапоненко Г. И., Зацепин Е. Н., Ласточкина Н. Н. Гравиметрическая карта арктического шельфа России и прилегающих областей. Масштаб 1 : 2 500 000, 1980.

95. Глумов И. Ф., Казмин Ю. Б. и др. Геологический отчет «Научно-техническое сопровождение выполнения комплексных геофизических работ методом МОВ-ОГТ на НЭС «Академик Федоров» с оценкой качества полевых материалов на соответствие требованиям НТР Комиссии ООН, обработкой и интерпретацией данных для определения внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) в СЛО по однопроцентному критерию мощности осадков». Отчет по договору с ОАО «ГНИНГИ» от 29.03.2011 г., № 2011/01-СНГ 281.

96. Голубков В. С. Региональные комплексные геофизические работы в глубоководной части Северного Ледовитого океана по определению внешней границы континентального шельфа в 1989 г. Г. Ломоносов, 1990, Фонды ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга», № 6448.

97. Губернов А. П., Малыгин Г. В., Мурашов И. А. Карта аномального гравитационного поля. Редукция в свободном воздухе. Масштаб 1 : 6 000 000, 1988.

98. Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Геофизические данные о геологическом строении советского сектора арктического бассейна. Л., Фонды «ВНИИОкеангеология», 1964.

99. Заманский Ю. Я., Голубков В. С., Кудрявцев Г. А. и др. Региональные комплексные геофизические работы по изучению геологической природы земной коры Центрального Арктического бассейна (обоснование ВГКШ России в СЛО) в 1992 г. ПМГРЭ, Ломоносов, 1993. Фонды ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга», № 6619.

100. Заманский Ю. Я., Зацепин Е. Н., Иванов В. Н. и др. Комплексные геолого-геофизические исследования в высокоширотной части Арктики на НЭС «Академик Федоров» с целью получения материалов для обоснования проекта внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) в Северном Ледовитом океане (СЛО). ПМГРЭ, 2001, Фонды ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга», № 6931.

101. Иншакова Н. Ю. и др. Обеспечение регистрации морских сейсморазведочных зондирований МОВ-МППВ в акватории Северного Ледовитого океана. ФГУНПП «Севморгео», СПб., 2011.

102. Картелев А. А., Мурашов И. А. Гравиметрическая карта. Редукция в свободном воздухе. Масштаб 1 : 2 500 000, 1995.

103. Киселев Ю. Г., Заманский Ю. Я. Строение осадочного чехла и тектоника дна Евразийского суббассейна. Отчет по теме IX.И.1 – 73-2/60I. Л., Фонды ВНИИОкеангеология, 1977, Фонды ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга», № 5130.

104. Кудрявцев Г. А. Региональные комплексные геофизические работы в глубоководной части Северного Ледовитого океана по определению внешней границы континентального шельфа в 1991 г. Ломоносов, 1992, Фонды «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга», № 6585.

105. Куликов Н. Н. Составить карту твердых полезных ископаемых Тихого океана масштаба 1 : 10 000 000 и сопутствующий комплект карт донных осадков с целью прогнозной оценки твердых полезных ископаемых океана и определения направления геоло-

горазведочных работ. Л., ВНИИОкеангеология, 1988, Фонды ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга», № 6290.

106. Семенов Ю. П., Белов Н. А., Таманова С. В., Комаров Ю. Н. Условия формирования современных отложений Арктического бассейна и накопления в них органического вещества. Л., НИИГА, 1971, Фонды ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга», № 4728.

107. Шимараев В. Н. Научно-технический отчет об аэромагнитной съемке, выполненной в южной части хребта Менделеева и котловины Макарова Северного Ледовитого океана в 1970 г. Л., НИИГА, 1971, Фонды ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга», № 04791.

Интернет-источники

108. http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/

109. <http://earth-info.nima.mil/GandG/wgs84/agp/index.html>

110. <http://walrus.wr.usgs.gov/infobank>

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Физико-географическая характеристика района	4
Геолого-геофизическая изученность района работ	6
Батиметрическая изученность	6
Сейсмическая изученность	6
Магнитометрическая изученность	7
Гравиметрическая изученность	8
Геологическая изученность	9
Сопоставление сейсмических моделей по району работ	13
Стратиграфия	17
Сейсмостратиграфическая основа расчленения геологического разреза	17
Интерпретация материалов изучения ДКМ	27
Стратиграфическая характеристика разреза	33
Литология современных донных отложений	52
Основные факторы седиментогенеза	52
Гидродинамика бассейна	54
Гранулометрический состав и вещественно-генетические типы осадков	56
Магматизм	61
Тектоника	67
Схема тектонического районирования	67
Тектонические нарушения	73
Геоморфология	75
История геологического развития	81
Оценка перспектив нефтегазоносности	85
Заключение	87
Список литературы	92

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Океанская
Лист U-57,58,59,60 – поднятие Менделеева
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*
Техническое редактирование и верстка *О. Е. Степурко*

Подписано в печать 31.03.2016. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 6,5. Уч.-изд. л. 9,77.
Тираж 150 экз. Заказ 81114028

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК
