

# **ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)**

*Серия Океанская*

**Листы Т-1,2 – поднятие Менделеева, южная часть**

**САНКТ-ПЕТЕРБУРГ**

**2018**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ  
ДЕПАРТАМЕНТ ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ ШЕЛЬФЕ  
И МИРОВОМ ОКЕАНЕ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ  
МИРОВОГО ОКЕАНА им. И. С. ГРАМБЕРГА»  
(ФГБУ «ВНИИОкеангеология»)

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

*Серия Океанская*

Листы Т-1,2 – поднятие Менделеева, южная часть

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

*Гусев Е. А., Рекант П. В., Черных А. А., Зинченко А. Г. и др. Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Океанская. Листы Т-1,2 – поднятие Менделеева, южная часть. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. 100 с.*

В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, истории геологического развития и перспективам нефтегазоносности южной части поднятия Менделеева и зоны его сочленения с Восточно-Сибироморским шельфом. Площадь листов ограничена координатами 76–80° с. ш. и 180–168° з. д., находится за пределами 200-мильной зоны Российской Федерации и в настоящее время относится к международным водам. Особые разделы посвящены выработке современной модели расчленения осадочного чехла по сейсмическим данным.

Геологическая карта данной области океана издается впервые и отражает современный уровень изученности региона.

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

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

Табл. 3, ил. 21, список лит. 181 назв., прил. 3.

#### Авторы

*Е. А. Гусев (отв. исполнитель), П. В. Рекант, А. А. Черных, А. Г. Зинченко, Е. А. Зыков, В. А. Виноградов, О. И. Супруненко, С. А. Бондаренко, Е. С. Миролюбова, А. А. Крылов, И. А. Андреева, Д. Е. Доречкина, Е. С. Новихина, Е. Г. Атсафурова, М. С. Корнева, Н. В. Шустова, М. А. Медведева, О. А. Вopiловская*

Научный редактор *С. П. Шокальский*

Эксперты д-р геол.-минерал. наук *А. Е. Рыбалко*,  
канд. геол.-минерал. наук *А. И. Трухалев*

Рекомендовано к печати  
НПС Роснедра 6 апреля 2017 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию, 2018
- © Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И. С. Грамберга, 2017
- © Коллектив авторов, 2017
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018

---

## ВВЕДЕНИЕ

Акватория листов Т-1, 2 (Океанская серия) охватывает часть Арктической континентальной окраины России, находящуюся за бровкой шельфа в Арктическом бассейне, а точнее в его амеразийской части. Западной границей серии является хребет Гаккеля, восточной – Канадская котловина. Площадь листов Т-1,2 ограничена 76–80° с. ш. и 180–168° з. д. и составляет 122 500 км<sup>2</sup>. Этот район является одним из наиболее труднодоступных и слабоизученных в данной серии листов. Вместе с тем, по своему геотектоническому положению он является весьма важным для решения проблемы продолжения континентальных структур шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей в область поднятий Амеразийского бассейна и, соответственно, для решения задачи определения внешней границы континентального шельфа России.

Район работ характеризуется глубинами дна от 500 до 3300 м, которые последовательно увеличиваются в восточном и северо-восточном направлениях. Картируемая площадь целиком принадлежит к провинции Центрально-Арктических поднятий. В границы планшета входит юго-восточная часть поднятия Менделеева, а также прилегающие к ней с востока «абиссальные» равнины: Чукотская (практически полностью) и Менделеева (частично). Термин «абиссальные» взят в кавычки, несмотря на то, что входит в официально принятые GEBCO топонимы [179], поскольку данные равнины не соответствуют определению абиссальных равнин по морфологии, глубине и местоположению в пределах континентальной окраины. Морфологически данные равнины являются террасами. Глубины в их пределах составляют 2200–2300 м (у Чукотской) и 3000–3300 м (у равнины Менделеева), что значительно меньше 4000 м, которые признаются в настоящее время характерными для абиссальных равнин [46, 180]. Согласно статье 76 Конвенции ООН по морскому праву 1982 г. и Научно-техническому руководству Комиссии ООН по границам континентального шельфа, абиссальные равнины принадлежат к океанскому дну [18, 181]. Названные же равнины, как это было выяснено геоморфологическими и геофизическими исследованиями по проблеме ВГКШ, являются ступенями континентальной окраины [158]. Вдоль восточной рамки листов протягивается крайняя западная часть Чукотского плато, продолжающего шельф Чукотского моря. Крайний юго-восточный угол планшета захватывает континентальный склон, расположенный ниже бровки шельфа Чукотского моря. Это только верхняя часть континентального склона сложного строения (так называемый его внутренний склон), опирающаяся на поверхность Чукотской равнины, а основание располагается много севернее

рамки данного листа и даже листа U-1,2 на контакте с Канадской глубоко-водной котловиной, а точнее входящей в ее состав небольшой впадины Наутилус. С позиций Пересмотренного представления на установление в соответствие Внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Северном Ледовитом океане, вся площадь данного листа, как и расположенного севернее листа U-1,2, целиком располагается в пределах континентальной окраины Евразии, а именно, входящего в ее состав сложного континентального склона [158].

Основой для карт комплекта послужили результаты российских и зарубежных экспедиций последних лет. Используются новые сейсмические данные, полученные иностранными экспедициями с борта ледоколов «Полярштерн» (Институт полярных исследований им. А. Вегенера, Германия, 2008 г.), «Хили» (Геологическая служба США, 2005 г.). Привлечены также высококачественные сейсмические и геологические данные комплексной российской экспедиции «Арктика-2012».

Представляемый комплект геологических карт и объяснительной записки к ним является своего рода квинтэссенцией наших современных представлений о геологии и минеральном потенциале данного региона. Работы по составлению комплекта современной геологической основы листов T-1,2 проводились в отделе геологического картирования ФГБУ «ВНИИОкеангеология» с привлечением сотрудников отдела нефтегазоносности Арктики и Мирового океана. Геофизическая основа листов составлена сотрудниками отдела системных геолого-геофизических исследований.

### **Физико-географическая характеристика района**

поднятие Менделеева вместе с хребтом Альфа образуют трансокеаническое горное сооружение, которое непрерывно прослеживается от Евразийского шельфа до континентальной окраины Канадского Арктического архипелага. Граница между двумя составляющими проходит несколько севернее 83° с. ш. На западе (за границей листов) поднятие Менделеева сопрягается с котловиной Подводников, на востоке – с «апофизами» Канадской котловины: впадинами Чукотской и Менделеева. поднятие Менделеева, а также примыкающие к нему впадины, представляют собой серию погруженных блоков континентальной окраины. За южной рамкой листов находится верхний из таких блоков – терраса Кучерова. Именно к ее основанию и примыкает седловина с отметками глубин 1400–1700 м, часть которой, осложненную плато Арлис, можно видеть в юго-западном углу площади. Эта седловина, в основном расположенная западнее границы планшета, так же как и терраса Кучерова, является важным связующим элементом в морфоструктуре зоны сочленения шельфа и поднятий дна глубоководного бассейна. поднятие Менделеева в морфологическом отношении представляет собой систему террас и седловин, разделенных склонами от очень крутых до склонов средней крутизны и пологих. Высота склонов при этом измеряется первыми сотнями метров. Ступени поднятия имеют глубины 1400–1600 (1700) м, 1800–2000 м, 2000–2300, 2300–2400 м. Скачкообразное изменение глубин в пределах поднятия Менделеева происходит в северо-восточном и восточном направлениях.

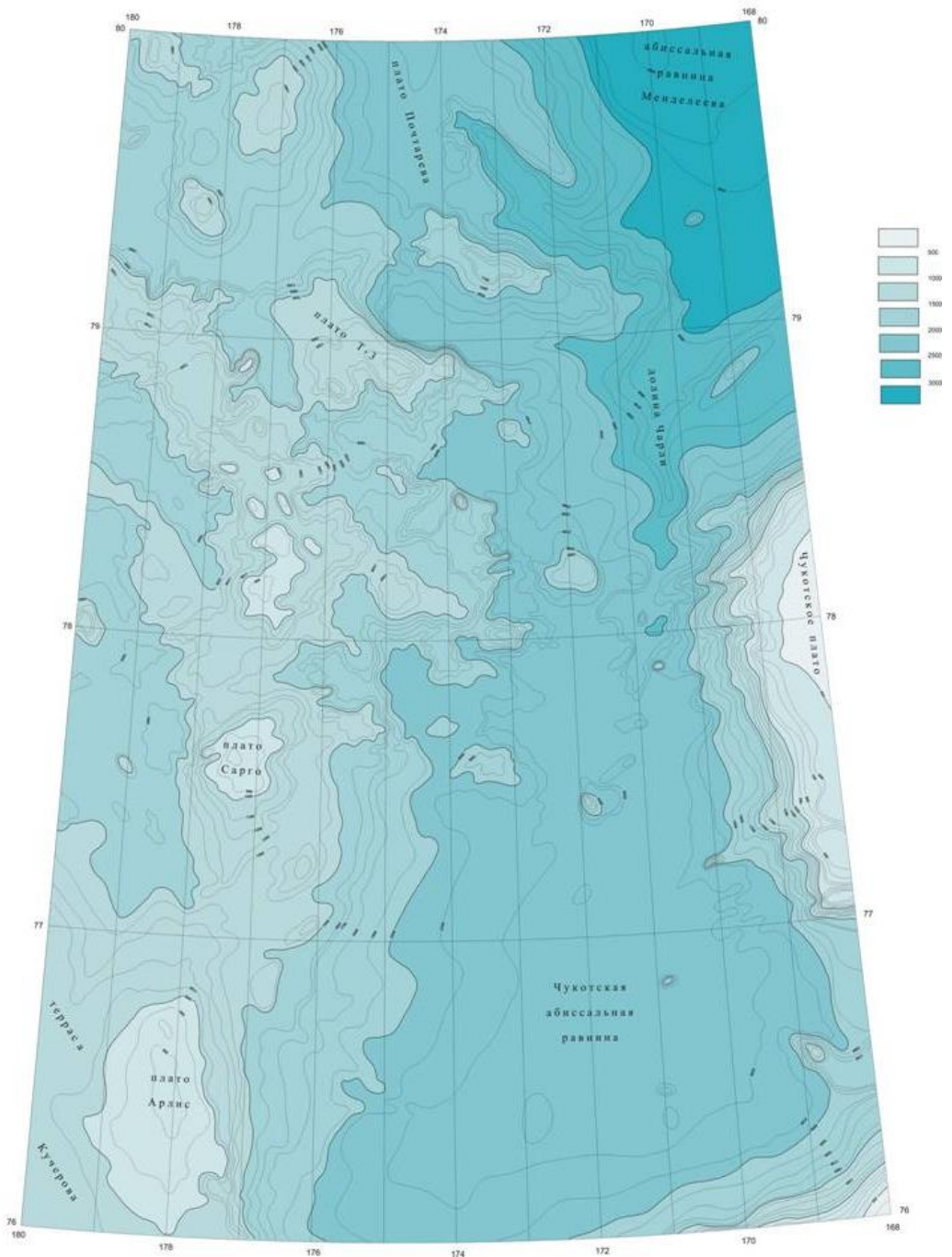
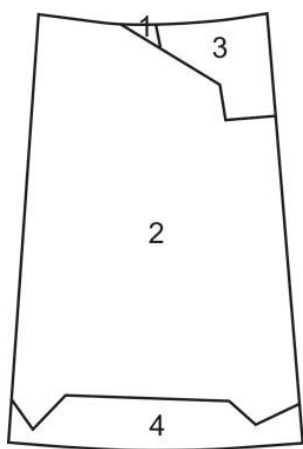


Рис. 1. Батиметрическая основа листов Т-1,2, составленная ГУНиО в 2005 г.  
 Автор – В. А. Серов. Сечение рельефа – 100 м.

Причем в последнем случае с более существенными перепадами. Ступени поднятия Менделеева в разной степени осложнены структурно обусловленными возвышенностями и невысокими горами, преимущественно с платообразными вершинами. Большинство из них безымянные. Однако наиболее крупные имеют названия. С севера на юг это плато Т-3, Сарго и Арлис [110]. Что же касается плато Почтарева у северной границы площади, то в морфологическом отношении оно представляет собой террасу. Она протягивается в северо-западном направлении далеко за пределы листа.

Абсолютные отметки вершин подводных гор поднятия Менделеева в пределах листов Т-1,2 составляют от  $-600$  до  $-1000$  м. Относительная высота плато Арлис и Сарго составляет  $400-500$  м. Чукотское плато отличается крутыми и высокими склонами ( $1300-2000$  м), которые на западе опираются на батинальные, а на севере на абиссальные глубины. Вершинная часть плато находится на глубинах  $400-600$  м. Плоские субгоризонтальные глубоководные равнины Чукотская и Менделеева лежат на уровнях  $-2200-2300$  м первая и  $-2800-3300$  вторая. Они отделены друг от друга узкой и невысокой перемычкой, но при этом соединяются узкой долиной Чарли [110]. Ранее эту долину именовали ущельем Арлис [88, 98].

Батиметрическая основа листов Т-1,2 составлена в 2005 г. Центральным картографическим производством Главного Управления по Навигации и Океанографии (ГУНиО) Министерства обороны Российской Федерации (рис. 1). Обеспеченность батиметрической основы данными показана на рис. 2. Для изучения структуры рельефа отдельных районов использовались также данные детальных промеров многолучевым эхолотом, выполненных в 2010–2011 гг. ГНИНГИ [1], а также полученных с подводных лодок в экспедиции «Арктика-2012» [30, 31, 93].



**Рис. 2. Батиметрическая изученность площади листов Т-1,2.**

- 1 – промер галсами через 30 км, 1970 г.
- 2 – промер галсами через 60 км, 1967 г.
- 3 – одна глубина на площадь  $5 \times 10$  км, 1974 г.
- 4 – одна глубина на площадь  $10,7 \times 1,7$  км, 1980–1982 гг.

Климат района суровый, арктический. Одним из основных факторов, формирующих климат на исследуемой территории, является приток солнечного тепла. Более 80 % солнечной радиации, поступающей на поверхность аркти-

ческих льдов, отражается и в нагреве нижнего 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/см<sup>2</sup>. 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/см<sup>2</sup>, а годовая величина суммарной радиации составляет 65–75 ккал/см<sup>2</sup> [3].

Площадь листов труднодоступна из-за тяжелой ледовой обстановки, в редкие годы в конце лета паковые льды отступают к северу. Такие аномальные условия наблюдались в 2007, 2010 и 2012 гг. Летом температура отличается исключительной устойчивостью (–5–10 °С) благодаря однородности подстилающей поверхности (тающий лед), тогда как зимой ее значения могут достигать –28–32 °С. Ветры в течение года умеренные до сильных, неустойчивые по направлению. Облачность зимой невелика и составляет 4–5 баллов. С июня по сентябрь облачность резко возрастает и повсеместно превышает 9 баллов. Вероятность ясного неба зимой составляет 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 [3].

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. 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 обитают преимущественно в южной части площади.

## **ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА РАБОТ**

### **Геологическая изученность**

В 1968–1969 гг. на поднятии Менделеева проводились комплексные исследования со льда американской дрейфующей станции «Чарли», кроме сейсмических исследований, проводилось фотографирование морского дна – донный пробоотбор. Материалы опубликованы в геофизическом журнале [110]. В 1982 г. на дрейфующей станции СП-26 наряду с сейсмическими исследованиями проводился донный пробоотбор с помощью грунтовой трубки. Две колонки, отобранные на поднятии Менделеева, были детально исследо-



ваны [32, 71, 136]. Донные осадки, отобранные в разных советских экспедициях, были всесторонне изучены, результаты изложены в монографии [7].

Геологической службой Соединенных Штатов Америки (USGS) в 2005 г. с борта линейного ледокола береговой службы США «Хили» (HEALY) был произведен донный пробоотбор с помощью грунтовой трубки и драги [94].

В 2005 г. в рамках листов проводились геологические исследования с борта НЭС «Академик Федоров» грунтовой трубкой (6 м) и бокскорером, всего 15 станций. В 2007 г. с этого же судна произведен отбор проб с помощью 4-метровой грунтовой трубки на 2 станциях на восточном склоне поднятия Менделеева [27, 28].

В 2008 г. на площади листов проводились научно-исследовательские экспедиционные работы с ледокола «Полярштерн» (Polarstern). Отобраны донные пробы с помощью бокскорера, гигантского коробчатого пробоотборника и грунтовой трубки [146].

В 2012 г. в рамках экспедиции «Арктика-2012» выполнены комплексные геолого-геофизические исследования, включающие геологический пробоотбор драгой, телегрейфером, гидростатической трубкой и глубоководное бурение с борта ледокола «Капитан Драницын», а также отбор проб манипулятором научно-исследовательской подводной лодки [61, 93, 153]. Впервые подтверждены предположения советских исследователей [7, 8], что на склонах подводных гор поднятия Менделеева существуют обнажения коренных литифицированных пород, являющихся одним из основных источников донного каменного материала, широко распространенного на склонах и у их подножий [30, 31, 109а].

### **Изученность магнитометрическими съемками и характеристика использованных магнитометрических материалов**

Район листов Т-1,2 магнитометрическими методами изучен слабо. В пределы листа попадают в основном окончания маршрутов аэромагнитных съемок (АМС) масштабов 1 : 2 000 000–1 : 4 000 000. Исключением является юго-западная часть площади. Работы здесь проводились, как правило, совместно с подразделениями Министерства обороны РФ – Главным Управлением навигации и океанографии и Северной Гидрографической экспедицией Краснознаменного Северного флота (ГУНиО и СГЭ КСФ).

Окончания разрозненных маршрутов АМС масштаба 1 : 3 000 000 [156] (рис. 3, съемка № 6) заходят на площадь листов с разных направлений. Работы были выполнены НИИГА и ГУНиО. Съемка залетана на высоте 600 м и отличается крайне низкой точностью и привязкой ( $\pm 20$ –25 км) измерения АМП ( $\pm 20$  нТл). Использовались радионавигационная система РЫМ и аэромагнитометры АММ-13 и ППМ.

В южной части листов находятся фрагменты маршрутов АМС, проведенной Полярной геофизической экспедицией (ПГЭ) и НИИГА в 1966 г. [176] (рис. 3, съемка № 1). Работы выполнены на площади 832 000 км<sup>2</sup>, общая протяженность маршрутов – 28 000 пог. км.

Рекогносцировочные работы масштаба 1 : 4 000 000 проводились на высоте 300 м с использованием стандартной аппаратуры (АММ-13 и ППМ). Сред-

неквадратическая погрешность (СКП) съемки составила  $\pm 38$  нТл. Плановая привязка осуществлялась радионавигационной системой (РГС) «Поиск» и визуально по планшетам масштабов 1:500 000 и 1:100 000 с ошибкой  $\pm 1000$ –3800 м. Применение РГС «Поиск» не обеспечило высокой точности плановой привязки маршрутов над морем.

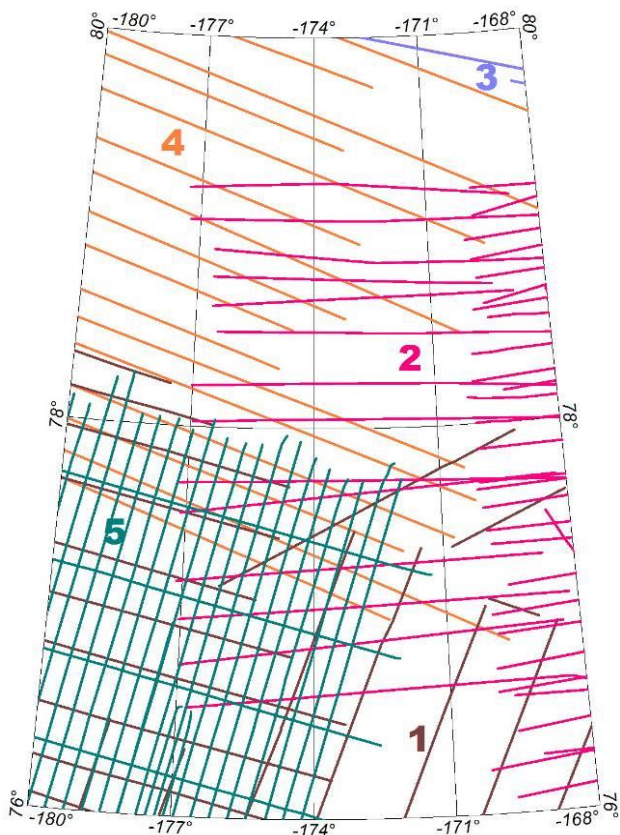


Рис. 3. Схема использованных магнитометрических материалов по листам Т-1,2.

Для измерения вариаций магнитного поля Земли использовались три МВС типа ААНИИ-56, которые располагались в аэропорту Апапельхин, бух. Сомнительная и на Ледовой базе № 3. Дополнительно были привлечены материалы магнитной обсерватории в пос. Уэлен.

Авторами были построены карты графиков  $(\Delta T)_a$  и изодинам аномального магнитного поля восточной части Восточно-Сибирского и западной части Чукотского морей в масштабе 1:2 000 000. Проведены расчеты глубин залегания верхних кромок намагниченных тел и величин их намагниченности. Материалы съемки совместно со сводными гравиметрическими картами были использованы для составления геолого-тектонической схемы строения дна Восточно-Сибирского и западной части Чукотского морей.

С востока на площадь листов заходят окончания АМС, проведенной ПГЭ совместно с Северной геофизической экспедицией Краснознаменного северного флота [167] (рис. 3, съемка № 2). Съемка отработана на самолете ЛИ-2 на высоте 600 м в масштабах 1:2 000 000–1:4 000 000 с использованием аэромагнитометров АММ-13 и ППМ. Всего пройдено 31 000 пог. км профилей. СКП съемки составила  $\pm 27$  нТл. Несмотря на применение РГС «Поиск», погрешность плановой привязки превысила  $\pm 15$ –38 км.

В северо-восточный угол листов Т-1,2 попадает фрагмент одного профиля съемки 1971 г. [163] (рис. 3, съемка № 3). АМС проведена на самолете ЛИ-2 на высоте 600 м с помощью стандартной аппаратуры (АММ-13 и ППМ) в масштабах 1:2 000 000. Всего залетано 23 300 пог. км профилей. Применялась штурманская привязка, при которой неизбежна значительная ошибка в определении местоположения – в среднем  $\pm 5700$  м. СКП съемки составила  $\pm 118$  нТл.

Значительную часть площади листов с северо-запада занимают маршруты съемки 1971 г. масштаба 1:2 000 000 [169] (рис. 3, съемка № 4). При ее производстве использовалась стандартная магнитометрическая аппаратура АММ-13 и ППМ. Маршруты залетаны на высоте 300 м, всего пройдено 30 080 пог. км. Для определения местоположения самолета использовались штурманские средства аэронавигации, а также астрономические наблюдения. Средняя точность координирования составила  $\pm 6,7$  км (от 12,2 до 5,6 км). Погрешность аэромагнитной съемки в среднем равна  $\pm 108$  нТл.

Юго-западную часть листов занимает площадная высокоточная АМС масштаба 1:1 000 000, проведенная в рамках проекта «Арктика-2005» [171] (рис. 3, съемка № 5). Работы осуществили ВНИИОкеангеология и ПМГРЭ.

Аэромагнитная съемка выполнялась по прямолинейным профилям субмеридионального простирания, удаленным друг от друга на 10 км. Секущие маршруты располагались ортогонально рядовым через 20–30 км. В центральной части площади работ пройдены два детализационных профиля через 5 км. В качестве основного регистрирующего устройства использовался рубидиевый квантовый магнитометр АКМ.

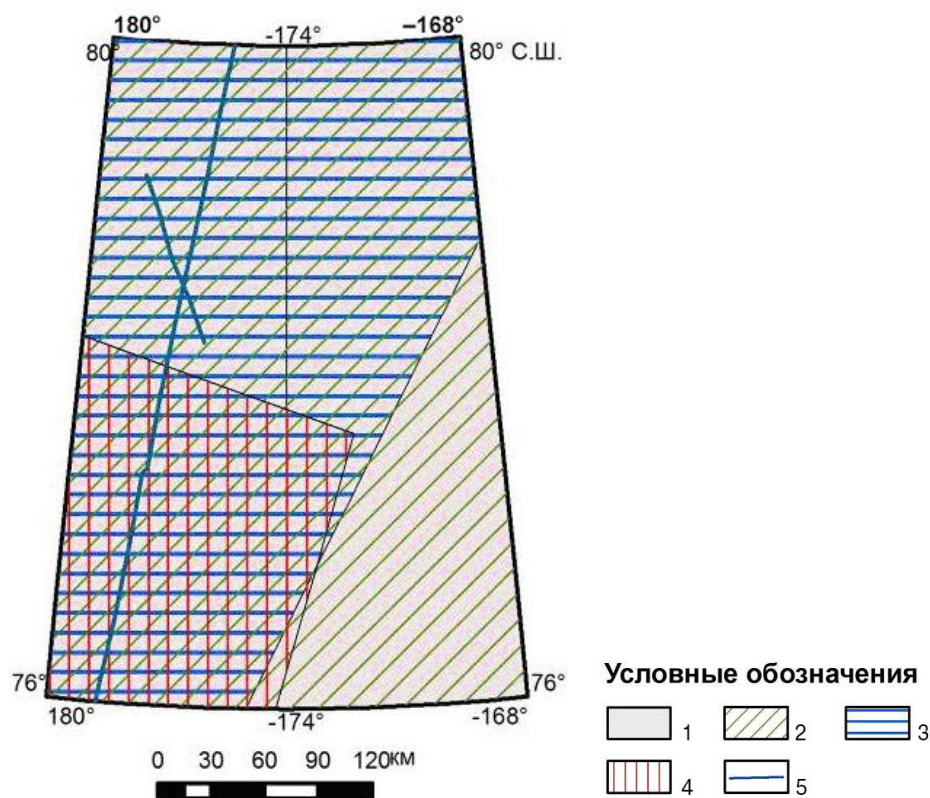
Полеты проводились на самолете ИЛ-18Д на высоте 500 м. Они сопровождалась синхронными наблюдениями на магнитовариационной станции (МВС), расположенной на окраине г. Певек. Среднеквадратичная погрешность съемки после увязки составила  $\pm 4,1$  нТл. Нормальное магнитное поле Земли рассчитывалось по международной модели IGRF-2005 с поправочными коэффициентами для августа 2005 г. и высоты 500 м.

### **Изученность гравиметрическими съемками и характеристика использованных гравиметрических материалов**

Рассматриваемые листы достаточно плохо изучены в гравиметрическом отношении. В основном результаты отечественных наблюдений доступны лишь в виде обобщений (сводных карт) масштабов от 1:2 500 000 [154, 160] до 1:6 000 000 [155] (рис. 4). Эти карты были оцифрованы во ВНИИОкеангеология и использованы при создании открытой для опубликования сводной

цифровой модели АГП (ЦМ АГП ВНИИО) Северного Ледовитого океана – матрицы с размером ячейки  $10 \times 10$  км [21].

В основу перечисленных карт были положены результаты наледных наблюдений, выполнявшихся в 1960–1970-х гг. в рамках Высокоширотных воздушных экспедиций (ВВЭ) «Север», организованных совместно с ВМФ СССР. Наблюдения осуществлялись при авиадесантной съемке масштаба  $1 : 2\,000\,000$  и мельче. Использовались самолеты АН-2 или вертолеты МИ-4. Измерения проводились с помощью гравиметров ГАК-3М с погрешностью  $\pm 1\text{--}2$  мГал. Одновременно сейсмическим методом отраженных волн или эхолотом определялись глубины дна океана с погрешностью  $\pm 30$  м. Пункты наблюдений привязывались астрономическим способом с ошибкой, не превышающей  $\pm 1$  км.



**Рис. 4. Схема отечественной гравиметрической изученности (открытые материалы).**

1 – гравиметрическая карта арктического шельфа России и прилегающих областей. Масштаб  $1 : 2\,500\,000$ , 1980. Авторы Г. И. Гаполенко, Е. Н. Зацепин, Н. Н. Ласточкина; 2 – карта аномального гравитационного поля. Редукция в свободном воздухе. Масштаб  $1 : 6\,000\,000$ , 1988. Авторы А. П. Губернов, Г. В. Мальгин, И. А. Мурашов; 3 – гравиметрическая карта. Редукция в свободном воздухе. Масштаб  $1 : 2\,500\,000$ , 1995. Авторы А. А. Картелев, И. А. Мурашов; 4 – аэрогравиметрические наблюдения в полосе геотранверса «Арктика-2005». Масштаб  $1 : 1\,000\,000$ ; 5 – наледные гравиметрические наблюдения в рамках проекта «Арктика-2005».

Таким образом, на площади рассматриваемых листов наиболее достоверными из отечественных открытых гравиметрических данных являются: ЦМ 10 × 10 км [21] и карта изолиний А. А. Картелева с соавторами масштаба 1 : 2 500 000 [164].

В 2005 г. были проведены комплексные геофизические исследования в рамках проекта «Арктика-2005», в том числе площадная аэрогравиметрическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 [171], результаты которой закрывают юго-западный квадрант листов Т-1,2 (рис. 4). Гравиметрические работы осуществили ВНИИОкеангеология и ПМГРЭ, ниже приводится их краткое описание.

Сейсмические исследования на геотраверсе «Арктика-2005» сопровождались наледными гравиметрическими наблюдениями и опорными маятниковыми измерениями поля силы тяжести на борту НЭС «Академик Федоров». Эти измерения проводились в авиадесантном варианте с бортов двух вертолетов МИ-8 вдоль профилей ГСЗ и МПВ во всех точках постановки сейсморегистраторов сразу по завершении взрывных работ. Оценка погрешности наблюдений проведена только по внутреннему контролю, она не превышает ±0,60 мГал. Точность определения координат точек авиадесантных наблюдений составила ±30 м.

Аэрогравиметрические измерения проводились попутно и в методическом отношении были подчинены аэромагнитной съемке. Попутный (в методическом отношении) характер аэрогравиметрической съемки привел к ряду неблагоприятных факторов, сказавшихся на качестве полученных результатов. Предварительно была отбракована некачественная и искаженная информация и к обработке было принято 52 % исходной информации. Вторым этапом обработки состоял в вычислении аномалий поля силы тяжести в редукции в свободном воздухе вдоль каждого маршрута. Они рассчитывались с использованием нормального поля по формуле Гельмерта минус 14 мГал и приводились к уровню моря (по данным радиовысотомера). Далее данные увязывались. До увязки СКП съемки составила ±6,5 мГал, а после увязки ±4,6 мГал (по 95 точкам пересечения). В дальнейшем сглаженные маршрутные данные увязывались по средним значениям. В результате дополнительной увязки по 234 точкам пересечения СКП съемки уменьшилась до ±3,5 мГал.

Информация, представленная на сводной карте поля силы тяжести, позволила выявить главные особенности гравитационного поля исследуемого региона, провести его районирование. Отмечена взаимосвязь между рельефом морского дна и генеральными особенностями аномального магнитного и гравитационного полей.

В 2008 г. была опубликована 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 гравитационного поля, созданная в рамках ArcGP (ЦМ ArcGP), базируется на результатах наземных и наледных съемок, аэросъемок, наблюдений с подводных лодок и данных спутниковой альтиметрии [124] и свободно распространяется через интернет.

## Сейсморазведочные материалы

Представления о глубинном строении площади листов Т-1,2 основываются на материалах отечественных и зарубежных исследований (рис. 5). Наиболее достоверные и информативные материалы в этом районе были получены в последние пять лет.

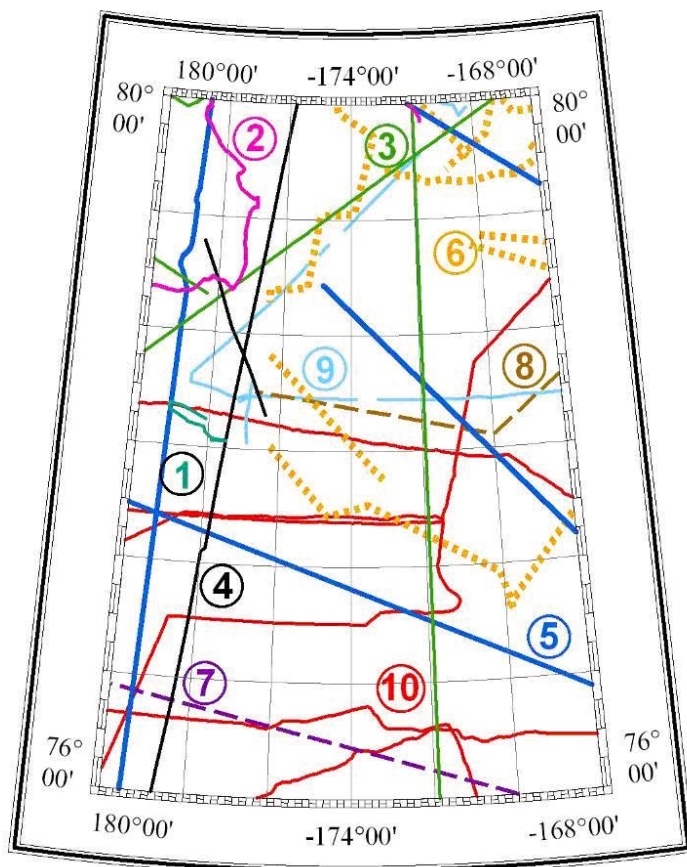


Рис. 5. Схема сейсмической изученности листов Т-1,2:

1 – дрейф СП-22, 2 – СП-26; 3 – компилятивные сейсмотиметрические профили; 4 – «Арктика-2005»; 5 – «Арктика-2012»; 6 – линия дрейфа станции Т-3; 7 – Arlis II; 8 – Alpha; 9 – HOTRAX-05; 10 – Polarstern-2008.

Началом сейсмических исследований глубоководной части СЛО следует считать 1952 г. Именно с этого года ВВС США приступили к геофизическим исследованиям. База Т-3 находилась на ледовом острове Флетчер. Со станции Т-3 выполнено наибольшее количество исследований МОВ в Амеразийском бассейне, в основном на хребте Альфа и, частично, в примыкающей части

Канадского бассейна, несколько пересечений хребта Менделеева и Чукотского купола сделаны в начале 1950-х годов и между 1962 и 1974 годами. Сотрудники Арктической исследовательской лаборатории (ARL) ВМС США осуществляли программу геофизического изучения глубоководной части СЛО, в которую входили навигационные измерения, глубинное зондирование, наблюдения гравитационного и магнитного полей, регистрация сейсмических волн, пробоотбор и фотографирование дна. Система имела недостаточную мощность, поэтому отражения от фундамента и низы осадочной толщи получить не удалось. К тому же, качество записи было низким [110].

Вторая ледовая станция научно-исследовательской лаборатории ВМС США в Арктике (ARLIS II) была развернута в 1961 г. на ледяном острове примерно в 350 км к северо-западу от мыса Барроу на Аляске. Научная программа включала батиметрические измерения, гравиметрические наблюдения и непрерывное сейсмическое профилирование. На станции Arlis II исследования МОВ имели меньший объем, но были лучшего качества.

В конце мая 1957 г. в точке с координатами  $79^{\circ}$  с. ш.,  $159^{\circ}$  з. д. началась научная деятельность на станции ALPNA, но из-за подвижек и разрушения льда в августе 1958 г. лагерь был заброшен. Однако сохранялась заинтересованность в продолжении исследований, начатых на станции ALPNA, поэтому в апреле 1959 г. силами Воздушного флота Аляски с помощью ВМФ была устроена станция CHARLIE (также известная как АЛЬФА-II) в точке  $75^{\circ}$  с. ш.,  $158^{\circ}$  з. д. Научная работа велась с июня 1959 до января 1960 г., когда льдина треснула, и из-за сокращения взлетно-посадочной полосы станцию CHARLIE пришлось эвакуировать [140]. Практически на всех перечисленных зарубежных ледовых станциях выполнялись также наблюдения МПВ, часто использовавшие ту же аппаратуру, что и при работах МОВ.

В западной части листов Т-1,2 начинался дрейф научной станции «Северный полюс-22» [24, 166]. В ходе работ был получен непрерывный опорный профиль МОВ длиной 1470 пог. км по трассе дрейфа станции. В результате интерпретации полученных материалов изучены рельеф дна, строение осадочной толщи и поведение поверхности фундамента вдоль линии дрейфа.

В северо-западный угол листов попадает фрагмент линии дрейфа станции «Северный полюс-26» 1983–1984 гг. [152]. Сейсмические работы проводились методом отраженных волн по системе дискретных пространственных наблюдений. Привязка осуществлялась спутниковой навигационной системой с погрешностью  $\pm 200$ – $300$  м. В результате были изучены рельеф дна, строение осадочной толщи, рельеф акустического фундамента восточного склона хребта Менделеева и прилегающей части абиссальной равнины Североморцев вдоль линии дрейфа станции.

В результате авиадесантных зондирований МОВ, выполнявшихся в период с 1963 по 1992 год, материалы по которым являются закрытыми для использования, глубоководная часть СЛО практически полностью оказалась покрыта площадной гидрографической сейсмической съемкой в масштабе, близком к  $1 : 1\,500\,000$  [170]. На основе этих сейсмозондирований, которые ортогонально сносились в полосу 25 миль на осевой профиль с учетом данных батиметрии, были созданы компилятивные сейсмотиметрические профили. Часть из них попадает в рамки рассматриваемых листов.



Морские комплексные геолого-геофизические исследования на поднятии Менделеева и в зоне его сопряжения с материковой окраиной выполнялись в составе экспедиции «Арктика-2005» с борта НИС «Академик Федоров» [171]. Основной вид исследований экспедиции – наледные сейсмические наблюдения вдоль опорного профиля – включал глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ), зондирования методом преломленных волн (МПВ) и зондирования методом отраженных волн (МОВ). Наледные работы выполнялись авиадесантным способом с использованием двух вертолетов МИ-8.

Было отработано три расстановки ГСЗ, составивших непрерывный субмеридиональный профиль длиной 600 км, который пересек зону сочленения поднятия Менделеева с шельфом и прошел вдоль глубоководного гребня поднятия [12].

Наблюдения МПВ выполнены на «секущей» расстановке для изучения строения верхней коры. Максимальная длина годографов достигала 120 км.

Сейсмозондирования МОВ выполнялись последовательно на каждой точке наблюдений профилей ГСЗ и МПВ. После выполнения комплексной интерпретации получены сейсмические и геолого-геофизические разрезы, карты мощности осадочного чехла и земной коры, карты аномальных геопотенциальных полей, структурно-тектонические карты, уверенно подтверждающие континентальную природу поднятия Менделеева и обосновывающие его тесную структурную и историко-генетическую связь с прилегающим шельфом, а также созданы новые карты ВГКШ РФ в Амеразийском суббассейне.

В северной половине листов находятся несколько профилей, полученных в 2005 г. в ходе экспедиции «НОТРАХ05» (Healy-Oden Trans-Arctic Expedition) [103]. Летом 2005 г. ледокол «Healy» Службы Береговой Охраны США пересек СЛО от Аляски (Датч Харбор) до Норвегии (Тромсё) для сбора геофизических данных и получения образцов керна с мелководья с целью лучшего понимания палео-океанографической, литологической и тектонической истории Арктического бассейна. На борту «Healy» был установлен современный эхо-сонар с многолучевой батиметрической технологией для картографирования морского дна, что позволяло проводить измерения в полосе около 3 км по маршруту прохождения судна и создавать 3-D модели топографии морского дна. Всего в этой экспедиции было получено около 2200 км сейсмических профилей, 730 км из которых проходили через западный фланг Чукотского плато, Чукотско-Менделеевскую котловину и над хребтом Менделеева. Профиль МПВ выполнен вдоль профиля МОВ с использованием того же источника сейсмических колебаний и однокомпонентных морских радиогидроакустических буев. Основной задачей обработки данных МПВ являлось построение глубинно-скоростной модели.

Через площадь листов также проходят профили МОВ ОГТ, выполненные исследователями Института А. Вегенера (AWI, Германия) с борта ледокола «Polarstern» в ходе экспедиции «ARK-XXIII/3» в 2008 г. [112, 113, 118]. Длина сейсмической записи составила 12 с.

При помощи 12 одноразовых сейсмических буев были получены также данные широкоугольного МОВ и МПВ. Максимальное удаление от буя составило 34 км.



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 [61, 62, 153]. В работах экспедиции «Арктика-2012» были задействованы дизель-электрические ледоколы (ДЭЛ) «Капитан Драницын» и «Диксон». ДЭЛ «Капитан Драницын» осуществлял проводку во льдах ледокола «Диксон». С борта ледокола «Диксон» выполнялись сейсмические работы МОВ ОГТ, МОВ-МПВ (зондирования с поверхности воды) и ГСЗ с использованием донных станций. Площадь исследуемых листов пересекают сейсмические профили: в юго-западной части отрезок профиля ARC-1216, отработанный с косой 600 м, и с востока почти параллельно 78° с. ш. заходит начало профиля ARC-1203, пройденного с длинной косой (4500 м). Сейсмические работы ГСЗ были выполнены специалистами ОАО «Севморгео» на профиле МОВ-ОГТ ARC-1203 с использованием многокомпонентных автономных донных сейсмических станций самовсплывающего типа.

Главным итогом работ экспедиции «Арктика-2012» стала взаимоувязанная сейсмогеологическая модель осадочного чехла и верхней части фундамента Северного Ледовитого океана в области Центрально-Арктических поднятий (комплексные геолого-геофизические разрезы земной коры; карты фактического материала, схемы геолого-геофизических реконструкций и пр.). Получены материалы, уверенно подтверждающие континентальную природу поднятия Менделеева и обосновывающие его тесную структурную и историко-генетическую связь с прилегающим шельфом.

---

---

## СТРАТИГРАФИЯ

В пределах листов Т-1,2 по результатам изучения интерпретации сейсмических данных и данных донного опробования был установлен сложный комплекс осадочных и магматических образований, слагающих осадочный чехол и акустический фундамент. Стратифицированные отложения разделены на вспомогательные подразделения (сейсмокомплексы, сеймоподкомплексы, сеймопачки). Картографируемые подразделения в целом соответствуют легенде Океанской серии листов Геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 и дополнениям к ней.

### *Сеймостратиграфическая основа расчленения осадочного чехла*

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 [80] и U-57–60, выполненного тем же коллективом авторов. Схема базируется на основных положениях сейсмической модели, предложенной Ю. Г. Киселевым [45] для приломаносовской части арктического бассейна.

Принимая во внимание положение картируемой области на стыке структур поднятия Менделеева с континентальной окраиной Восточно-Сибирского моря, для корреляции, описания сейсмических свойств ССК и их последующей стратиграфической привязки нами активно использовался весь доступный материал по площади листов [100, 101, 117, 153], а также площадям, смежным с запада [80], юга [112, 113] и востока [122].

Несмотря на некоторые региональные особенности, сейсмический разрез в целом сохраняет принципиальное сходство с описанным нами ранее для смежных листов U-53–56 и U-57–60. Как и на смежных листах, основным сейсмическим репером, разделяющим сейсмический разрез на мезозойскую и кайнозойскую части, является отражающий горизонт МВU.

Всего в составе сейсмического разреза в пределах большей части картируемой территории было выделено шесть опорных отражающих горизонтов (D<sub>1</sub>, А, МВU, В<sub>2</sub>, Ф<sub>а</sub> (LCU)) и один вспомогательный D<sub>2</sub>. Отражающие горизонты ограничивают четыре ССК в составе осадочного чехла, а также два ССК в составе верхней части акустического фундамента. Сейсмокомплексы 3 и 4 образуют комплекс выполнения понижений рельефа акустического фундамента, а ССК-I и II представляют собой горизонтальнослоистую толщу, перекрывающую все неровности субстрата.

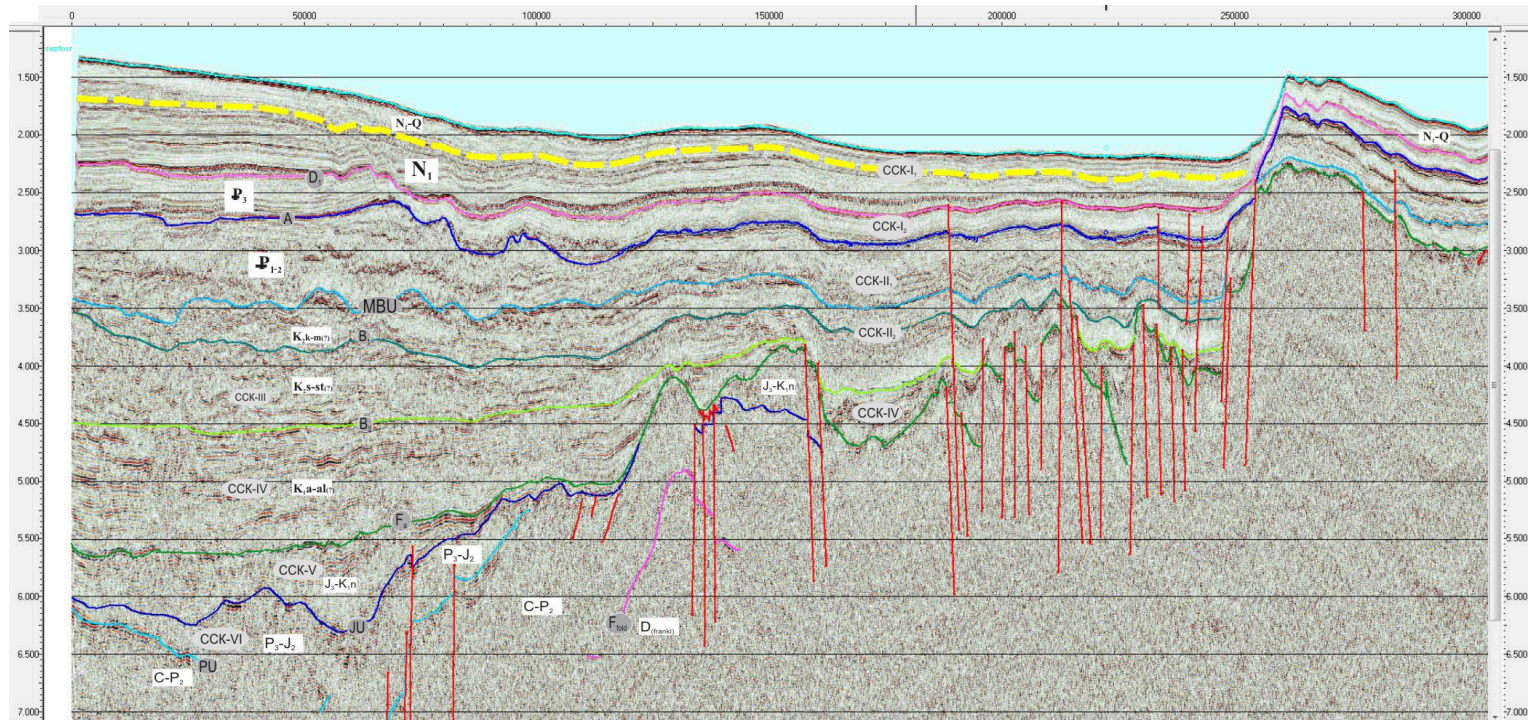


Рис. 6. Расчленение разреза на сеймокомплексы по фрагменту профиля МОВ ОГТ 1201. Составил П. В. Рекант.

настоящая работа		Винокуров и др., 2013ф			Bruvoll et. al., 2010 г.	ОАО «Севморгео» Кузнецова И.Ф., Каленич А.П., 2011 г.		ОАО ДМНГ	
Поднятие Менделеева	Прогиб Вилькицкого	Поднятие Менделеева	Окраинные прогибы	Прогиб Вилькицкого		Южно-Чукотский прогиб	Прогиб Вилькицкого	шельф Чукотского моря	
								Северо-Чукотский осадочный бассейн	Лонгско-Чукотский осадочный бассейн

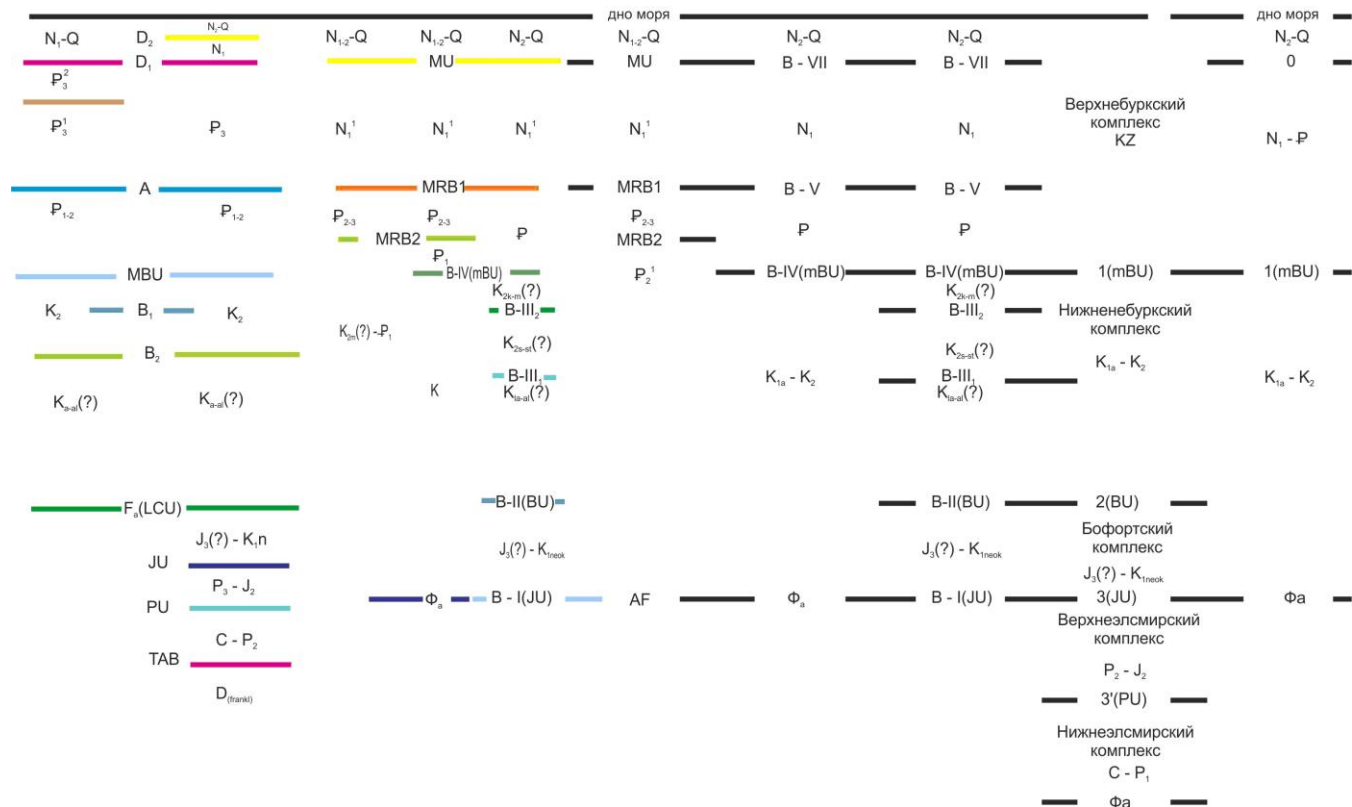


Рис. 7. Схема корреляции сейсмических горизонтов, выделенных разными авторами. Составил П. В. Рекант.

В юго-западной части площади, в пределах северного замыкания прогиба Вилькицкого осадочный чехол характеризуется большей мощностью и большим стратиграфическим диапазоном. В прогибе Вилькицкого выше поверхности фундамента (ТАВ) выделяются еще три ССК (рис. 6). Схема корреляции сейсмических горизонтов, выделенных разными авторами, представлена на рис. 7.

Оценка скоростных характеристик разреза приводится по материалам опубликованных данных по региону [100, 101, 112, 113, 153]. При разборе часть данных была критически пересмотрена, часть отбракована. В основном были отбракованы данные, полученные в местах резкого воздымания или понижения поверхности акустического фундамента и основных опорных горизонтов, что приводило к заметным искажениям скоростных характеристик разреза.

После этого было проведено сопоставление сейсмической модели, предлагаемой в настоящей работе, с данными определения скоростных характеристик разреза по показаниям сейсмозондов (ГСЗ, МОВ и МПВ), которое показало сходимость результатов. Ниже приводится описание волновых характеристик разреза сверху вниз.

Сейсмокомплекс ССК-I на всей площади уверенно подразделяется на два сеймоподкомплекса ССК-I<sub>1</sub> и ССК-I<sub>2</sub>.

Миоценовый сеймоподкомплекс ССК-I<sub>1</sub> устанавливается в самой верхней части сейсмического разреза и ограничен в кровле отражающим горизонтом D<sub>2</sub>, в подошве – D<sub>1</sub>. Сопоставление принятой в настоящей работе схемы расчленения сейсмического разреза с существующими моделями показывает, что по своему сеймостратиграфическому объему ССК-I<sub>1</sub>:

а – коррелируется с верхней частью первого структурного этажа, выделенного Ю. Г. Киселевым [45];

б – включает в себя два сейсмокомплекса LR-5 и LR-6, выделенных В. Йокатом [119] в гребневой части хребта Ломоносова;

в – коррелируется с толщей отложений, ограниченной снизу ОГ U<sub>0</sub> [141];

г – сопоставляется с сейсмическим комплексом M<sub>1</sub> по данным [101].

На большей площади картируемой области ССК-I<sub>1</sub> вместе с подстилающим его ССК-I<sub>2</sub> входит в состав внутренне-согласной параллельнослоистой толщи.

На большей части картируемой области ССК-I<sub>1</sub> согласно залегает на поверхности ССК-I<sub>2</sub>, и лишь на поднятиях акустического фундамента по отражающему горизонту D<sub>1</sub> фиксируется видимое несогласие с подстилающими образованиями за счет уменьшения мощности ССК-I<sub>2</sub> и его перехода в состояние т. н. «конденсированного разреза». В пределах западных склонов поднятия Менделеева по отражающему горизонту D<sub>1</sub> фиксируется несогласие эрозионного типа, подробно описанное в работе Брувол и др. [101].

Весьма схожая картина описана и на хребте Ломоносова, на нескольких его пересечениях – как минимум от 83 до 88° с. ш. как на восточном, так и на западном его склонах. Региональное проявление подобного несогласия позволяет нам экстраполировать данные бурения с приполюсного сегмента хребта Ломоносова, где эта граница стратиграфически привязана к подошве миоцена, непосредственно в районе работ.

Волновая картина этого ССК характеризуется четкой параллельно-слоистой записью, сложенной среднеамплитудными рефлекторами, параллельными дну и облегающими 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 гребневых участках поднятия Менделеева. Описанное выше обстоятельство позволило нам проводить удаленные корреляции с геологическими материалами по прилегающим районам.

Наблюдается незначительное усиление амплитуды внутренних рефлекторов ССК- $I_1$  в районе подножья континентального склона Восточно-Сибирского моря. Это может быть логично объяснено увеличением содержания грубой фракции в отложениях из-за приближения к источникам сноса на шельфе Восточно-Сибирского моря.

Пластовые скорости осадков, слагающих этот ССК, колеблются в пределах 1,5–1,7 км/с [45, 119, 153, 162]. Сходные значения пластовых и граничных скоростей показывают результаты последних сейсмических исследований на Чукотском куполе [100, 101]. Здесь установлен сейсмокомплекс, характеризующийся граничной скоростью 1,8 км/с и пластовыми скоростями в пределах ССК от 1,5 до 1,7 км/с.

На континентальном склоне к северо-востоку от Новосибирских островов С. Б. Секретовым также выделяется внутренне конформная толща постоянной мощности с пластовыми скоростями до 1,7–1,95 км/с, ограниченная в подошве горизонтом  $U_1$ . Непосредственно у бровки шельфа эта граница также имеет вид эрозионного несогласия.

Подобная выдержанность скоростных характеристик позволяет уверенно говорить о наличии в составе этого ССК нелитифицированных пелагических или «синокеанических» отложений. Для ССК- $I_1$  в пределах картируемой области наиболее характерны мощности от 500 до 700 мс (350–550 м). В пределах поднятий они могут сокращаться до 200–300 мс, а у подножья континентального склона увеличиваться до 1100 и даже 1500 мс (до 1100 м).

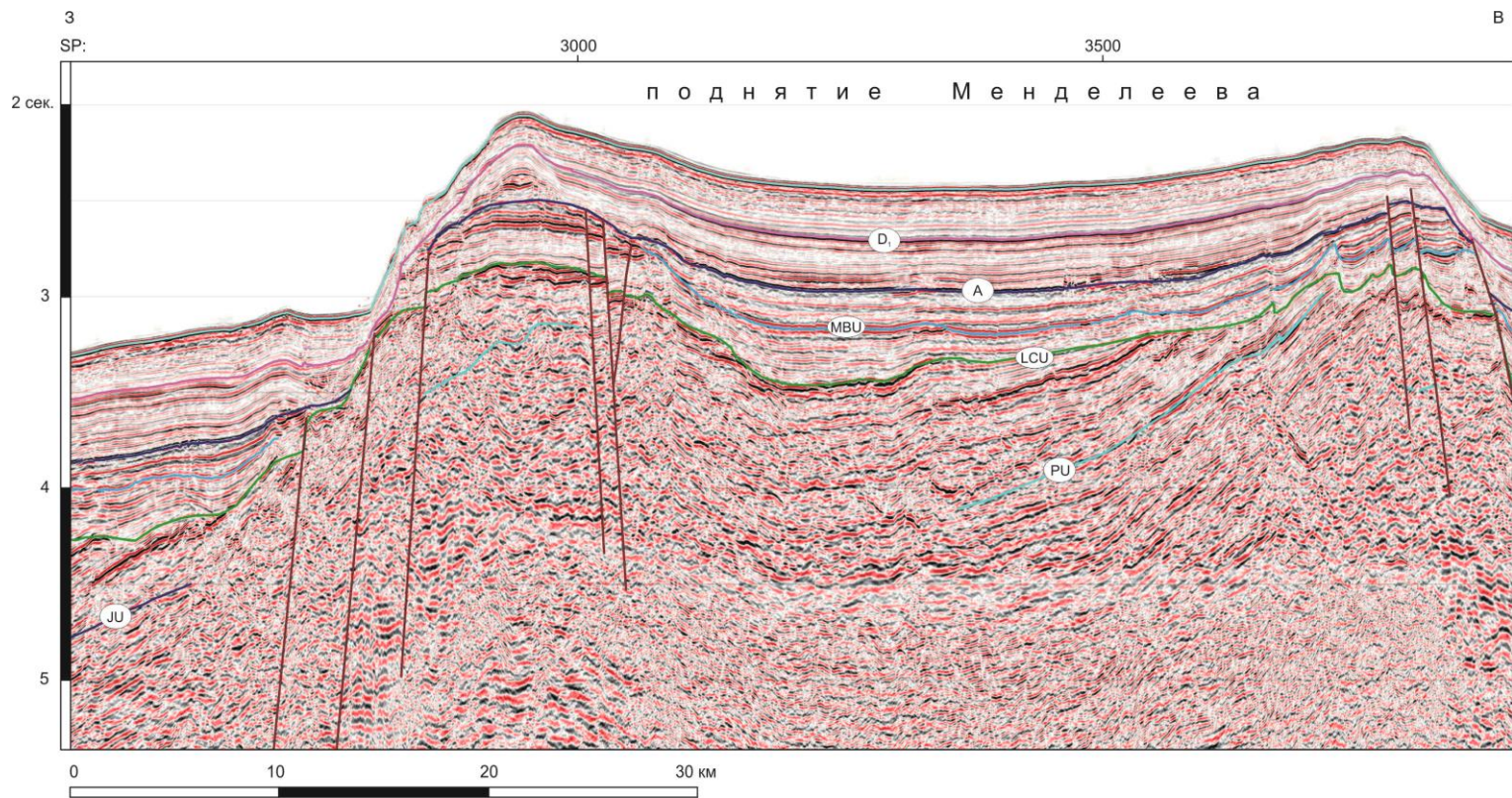
Характер изменения мощности ССК- $I_1$  свидетельствует о том, что основные источники терригенного материала во время его формирования находились в пределах шельфа Восточно-Сибирского моря.

Олигоценый сейсмоподкомплекс ССК- $I_2$ , как уже было показано выше, слагает нижнюю часть параллельно-слоистой сейсмоакустической толщи, конформной на большей части картируемой области. На склонах подводных гор в гребневой зоне поднятия Менделеева граница  $D_1$  приобретает несогласный характер (рис. 8).

Корреляция с существующими моделями строения чехла показывает, что ССК- $I_2$  сопоставляется:

- а – с нижней частью первого структурного этажа, по Ю. Г. Киселеву [45];
- б – LR3 + LR4, по модели В. Йоката [119];
- в – ССК M2a + M2b по модели В. Брувол [100] для поднятия Менделеева;
- г – ССК, заключенного между ОГ  $U_1$  и  $U_3$ , по модели С. Б. Секретова [141].





**Рис. 8. Фрагмент временного сейсмического профиля ARC12-04 [153] через центральную часть поднятия Менделеева. Рисунок иллюстрирует наличие стратифицированной толщи осадочных образований ниже поверхности LCU (SP 3150–3600). На западном склоне поднятия Менделеева наблюдается эрозионное несогласие по горизонту D<sub>1</sub> (SP 2800–2900).**

ССК- $I_2$  ограничен в кровле горизонтом  $D_1$  и горизонтом А в подошве. Волновая картина в целом сходна с перекрывающим его ССК- $I_1$ , однако отличается меньшей динамической выдержанностью и выраженностью. На большей части картируемой площади для этого ССК характерна полупрозрачная волновая картина, сложенная низкоамплитудными плоско-параллельными рефлекторами. На большей части картируемой области ССК- $I_2$  согласно залегает на подстилающих образованиях ССК- $II_2$ .

Мощности сеймоподкомплекса на большей площади листа варьируют в пределах 600–1200 мс (~500–1100 м). Однако на западной периферии картируемой области ССК- $I_2$  значительно уменьшается в мощности, переходя в так называемое «состояние конденсированного разреза». При этом резко уменьшаются мощности элементарных слоев, ограниченных внутренними изохронными рефлекторами, что связано с резким уменьшением скорости осадконакопления преимущественно глубоководных отложений в дистальных частях бассейна. В этом случае на сейсмических профилях фиксируется видимое несогласие между подстилающими (ССК- $I_2$ ) и перекрывающими (ССК- $I_1$ ) отложениями. Увеличение мощностей этого сеймокомплекса в районе подножья континентального склона свидетельствует о преобладающем сносе осадка с шельфа Восточно-Сибирского моря.

Скоростные характеристики сеймоподкомплексов изменяются в незначительных пределах. Пластовые скорости осадочных образований, входящих в состав ССК- $I_2$ , определенные по результатам МОВ [45, 100, 159, 162], находятся в пределах 1,8–2,2 км/с.

Палеоцен-эоценовый ССК- $II$  ограничивается в кровле региональным сейсмическим опорным горизонтом А. В пределах глубоководных котловин ССК- $II$  ограничен в подошве горизонтом mBU и согласно перекрывает ССК- $III$ , на поднятиях с несогласием залегает на кровле разновозрастных образований.

Волновая картина этого ССК в пределах картируемой области достаточно изменчива: от выразительных слегка волнистых параллельных рефлекторов до слабых низкоамплитудных отражающих площадок по всему разрезу. Вниз по разрезу сеймокомплекса амплитуда внутренних отражений значительно снижается. Практически повсеместно в его кровле фиксируется цуг высокоамплитудных рефлекторов, что позволяет уверенно диагностировать этот комплекс в разрезе.

Нижнюю часть ССК слагают акустически полупрозрачные отложения. По своему стратиграфическому объему он сопоставляется с ССК  $U_3$ – $U$  [141] и с ССК  $M2b$  [101].

Мощность этого ССК в пределах картируемой области варьирует от 100 до 1250 м, несколько увеличиваясь в южной части и сокращаясь над выступами акустического фундамента. Скорее всего, формирование этого ССК в районе происходило за счет привноса осадков с прилегающего шельфа Восточно-Сибирского моря, а также за счет размыва субстрата поднятия Менделеева. Интервальные скорости меняются здесь в пределах 1,8–2,3 км/с.

Верхнемеловой ССК- $III$  в кровле ограничен горизонтом mBU, который является опорным сейсмическим репером для сибирского шельфа. Внутри ССК- $III$  прослеживается локальный сейсмический рефлектор  $B_1$ , стратигра-



фическая привязка которого пока не ясна. В подошве фиксируется горизонт В<sub>2</sub>. Волновая картина этого ССК представлена протяженными плоскопараллельными среднеамплитудными рефлекторами. Латеральная выдержанность динамических характеристик невысокая. 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 2,2 до 4 км/с.

Привлечение к корреляции сейсмических данных со смежных площадей [141] позволяет скоррелировать этот сейсмокомплекс с ССК, заключенным между границами U и S. ССК-III является комплексом выполнения локальных грабенов и прогибов на склонах поднятия Менделеева. Максимальные мощности фиксируются у подножия континентального склона (около 1000 м), постепенно уменьшаясь к северу до 200–500 м. Такая локализация депоцентров осадконакопления датирует время активизации тектонических движений и усиления размыва окружающих положительных форм рельефа.

Апт-альбский ССК-IV является самым нижним (уверенно выделяемым в волновой картине) сейсмическим комплексом, ограниченным снизу горизонтом LCU. В кровле он ограничен горизонтом В<sub>1</sub>. Комплекс имеет ограниченное распространение: в нижней части континентального склона в южной части листа, а также в локальных грабенах и прогибах на поднятии Менделеева. 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.

Мощности ССК-IV увеличиваются в южном направлении. В области континентального склона мощности достигают 3000 м и имеют тенденцию увеличения далее на юго-запад. Привлечение данных по смежным областям [141] 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, широко распространенными в разрезе в гребневой зоне поднятия Менделеева.

ССК-V сопоставляется с бофортским синрифтовым комплексом, установленным сейсмическими работами на Аляскинском шельфе [122]. Непосредственно в пределах картируемой области установлен только в пределах прогиба Вилькицкого.

ССК-VI выделяется на сейсмических разрезах ниже кровли акустического фундамента. ССК-V ограничивается горизонтом LCU в кровле и горизонтом PU в подошве. Волновая картина комплекса неупорядочена для большей части территории, и изредка образована серией слабых непротяженных рефлек-

торов. Чаще всего они образуют согласную моноклиналичную толщу с углами падения до  $10^\circ$ . Подошва сейсмокомплекса сопоставляется с отражающим горизонтом PU на Алякинском шельфе, однако в пределах площади листа на профилях МОВ ОГТ не фиксируется. Мощность комплекса на большей части картируемой области составляет 700–2000 м.

### ***Стратиграфическая характеристика разреза*** **АРХЕЙ–НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ**

Нерасчлененные архейско-нижнепротерозойские образования (AR-PR<sub>1</sub>) в пределах картируемой площади залегают ниже поверхности акустического фундамента и интерпретируются в качестве кристаллического фундамента. О наличии в разрезе комплекса древних метаморфических образований, коррелируемых с консолидированным основанием, говорит практически повсеместное распространение магматических, метаморфических и терригенных образований с цирконами архейско-раннепротерозойского возраста в ядрах [40, 84, 61, 134]. Достаточно информативными являются результаты определения цирконов из рыхлых отложений грунтовых трубок, которые, как известно, являются основным коллектором детритных цирконов [38, 40].

Кроме того, пересчеты пластовых и граничных сейсмических скоростей, выполненные в пределах картируемой области [44, 153, 162], показывают наличие на глубинах от 8 до 11 км толщи высокоскоростных образований.

Данные о составе и особенностях пространственного распределения блоков горных пород консолидированного основания в пределах листа получены по результатам драгирования крутых эскарпов на поднятии Менделеева [61].

Выходы пород консолидированного основания непосредственно к поверхности дна наблюдаются в наиболее крутых уступах на склонах гор поднятия Менделеева, что хорошо видно по сейсмическим данным, а также подтверждено непосредственными наблюдениями с борта научно-исследовательской подводной лодки [30, 31].

В составе архейско-протерозойского комплекса образований предполагаются гнейсы, граниты, кварц-мусковитовые, кварц-хлоритовые сланцы, а также кварциты [134]. Мощность архейско-протерозойской толщи не установлена.

### **РИФЕЙ–НИЖНЯЯ ПЕРМЬ**

Рифей–нижнепермские образования (RF-P<sub>1</sub>), по сейсмическим данным, залегают ниже отражающей границы  $\Phi_{кр}$ , характеризующейся граничными скоростями от 5,2 до 5,9 км/с и фрагментарно проявленной на 1–3 км ниже поверхности акустического фундамента. Эта граница интерпретируется нами как кровля преимущественно карбонатной толщи. Изредка эта граница приближается к поверхности акустического фундамента и даже выступает на поверхности морского дна, как, например, на приметном эскарпе в западной

части листов Т-1,2 (см. геологический разрез Б<sub>1</sub>–Б<sub>2</sub> к карте доплиоценовых образований). Мощность рифей-нижнепермских образований в пределах поднятия Менделеева составляет 1–2,5 км. Характер изменения мощности толщи в пределах глубоководной котловины Менделеева не установлен. Нижняя граница толщи предполагается весьма условно. Верхняя граница сопоставляется со среднепермским перерывом в осадконакоплении (255–270 млн лет) [144], предшествующим смене преимущественно карбонатного осадконакопления в палеозое терригенным в мезозое в восточной Арктике. Верхняя часть комплекса с преимущественно карбонатным составом вскрыта при донном пробоотборе на хребте Норд-Винд А. Гранцем [108].

В кембрийско-ордовикской части предполагаются разнообразные карбонатные породы от серых и буровато-серых тонкозернистых до крупнокристаллических, органогенных, оолитовых, доломитизированных известняков и доломитов. Возраст этой толщи обосновывается [108] 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, аммоноидеи, остракоды, морские ежи, и трилобиты.

Результаты донного пробоотбора на поднятии Менделеева (экспедиция «Арктика-2012») показывают, что наряду с весьма сходным составом карбонатов, которые слагают около 50–70 % обломков, обнаружен аналогичный комплекс фаунистических остатков. В рамках листов Т-1,2 на северном склоне плато Т-3 на полигоне № 0 был проведен донный пробоотбор с помощью драги [61].

В составе драгированных обломков преобладают карбонатные породы (74–76 % от общего числа донного каменного материала), преимущественно доломиты, известняков мало (11–14 %). Значительная часть доломитов сильно перекристаллизована, не несет никакой информации о возрасте и обстановках осадконакопления. Реже встречаются водорослевые (лагунные?) и оолитовые доломиты. Последние свидетельствуют о мелководной обстановке осадконакопления с активной гидродинамикой. Часто встречаются окремненные доломиты. Встреченные в доломитах редкие остатки кораллов и тентакулит, по мнению О. Л. Коссовой, позволяют предположительно датировать отложения силуром– девоном. Выделенные Т. Ю. Толмачевой тентакулиты показывают тот же возраст [121а]. Образцы с мшанково-остракодовой ассоциацией с фораминиферами, предположительно, могут быть датированы нижней пермью. По этим образцам реконструируются обстановки открытого шельфа умеренных глубин.

В образце с этого же полигона № 0 были обнаружены тонковетвистые мшанки из отряда *Trepotomida*, может быть *Discrytella* sp., возраст, предположительно, пермский. Обстановки осадконакопления – теплое мелководье, умеренная гидродинамика, возможно рыхлый грунт. Ветвистые мшанки широко развиты в пермских отложениях северного полушария. Кроме того, Т. Ю. Толмачевой (ВСЕГЕИ) был проведен анализ карбонатных пород на микрофауну. В одной из проб найдены остракоды, дакриоконариды, беззамковые брахиоподы, бактериальные филаменты(?), а также спикулы губок.

Песчаники на полигоне № 0 преимущественно мелкозернистые светло-серые или белые рыхлые, слабосцементированные, с массивной текстурой. При изучении под микроскопом выявлено, что состав обломочной части – полимиктовый или кварцево-полимиктовый (кварц, фрагменты кремнистых пород, микрокварциты, фрагменты кислых эффузивов, плагиоклаз, микроклин, в качестве аксессуарных минералов присутствуют слюды, эпидот). Генетические типы кварца указывают на преимущественное поступление материала из метаморфических толщ, реже молодых гранитоидов. Цемент преимущественно поликомпонентный, кремнисто-слюдистый, слюдистый, участками кварцевый регенерационный. Изредка в песчаниках встречены крошечные фрагменты минерализованных (окремненных) высших растений.

## ВЕРХНЯЯ ПЕРМЬ–НИЖНИЙ МЕЛ

Верхнепермско-неокомовые (баррем) ( $^{\circ}P_3-K_{br}$ ) отложения образуют преимущественно терригенную толщу, в пределах поднятия Менделеева залегающую непосредственно под поверхностью акустического фундамента. Отложения с несогласием (перерыв) залегают на размытой кровле карбонатной толщи и имеют повсеместное распространение на картируемой площади. Мощность терригенной толщи поздней перми–неокома в пределах поднятия Менделеева преимущественно составляет 1–2 км.

В центральной части поднятия Менделеева вблизи кровли сейсмокомплекса фиксируется моноклиальное залегание рефлекторов с углами падения до  $10^{\circ}$  на север. Результаты геологического пробоотбора в пределах поднятия Менделеева говорят о наличии в составе толщи песчаников, алевролитов и аргиллитов [35, 36, 37, 39]. Реже встречаются карбонатные породы.

Возможные аналоги описаны на хребте Нордвинд [108]. 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 (оксфорд–титон, по определениям Д. Вол [108], 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. 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.

Верхнепермский–нижнемеловой комплекс из складчатого состояния в пределах поднятия Менделеева переходит в чехольное в прогибе Вилькицкого. При этом он подразделяется на два сейсмокомплекса: верхнепермский–среднеюрский и верхнеюрский–нижнемеловой.

## **ВЕРХНЯЯ ПЕРМЬ–СРЕДНЯЯ ЮРА**

Верхнеэлсмирский сейсмокомплекс ( ${}^sP_3-J_2$ ) выделяется в юго-западной части листов Т-1,2 в пределах прогиба Вилькицкого. По аналогии с составом верхнеэлсмирского комплекса на аляскинском шельфе состав верхнепермского–среднеюрского сейсмокомплекса, предположительно, представлен песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами. Сейсмические данные указывают на спокойное, типично чехольное залегание этой толщи. Граница чехольного залегания проведена достаточно условно, так как вблизи северной границы прогиба Вилькицкого заканчиваются высококачественные сейсмические данные, выполненные с длинной косой и начинаются профили, полученные с короткой косой.

## **ВЕРХНЯЯ ЮРА–НИЖНИЙ МЕЛ**

Бофортский сейсмокомплекс ( ${}^sJ_3-K_1$ ) так же, как и верхнеэлсмирский, выделяется в юго-западной части листов Т-1,2 в пределах северо-западной части прогиба Вилькицкого. Предположительно, представлен алевролитами, аргиллитами, песчаниками и конгломератами. С несогласием перекрывает поверхность акустического фундамента прогиба Вилькицкого (ТАВ), являющейся здесь кровлей складчатого франклинского комплекса.

## **МЕЛОВАЯ СИСТЕМА**

### **НИЖНИЙ ОТДЕЛ**

#### **Аптский–альбский ярусы**

Отложения аптского–альбского ярусов ( ${}^sK_1a-a_1$ ) предполагаются в нижней части разреза осадочного разреза поднятия Менделеева и объединены нами в ССК-III. Они несогласно залегают на образованиях акустического фундамента и ограничены в подошве несогласной границей ОГ  $\Phi_a$  в кровле ОГ  $B_1$ .

В составе комплекса предполагаются образования, сходные с отложениями балыктахской свиты на о. Котельный [50, 121], а также с нижней частью осадочного выполнения грабен на Лаптевоморской континентальной окраине [17]. 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 и достигая своего максимума (более 1000 м) в центральной и юго-западной частях листа.

### **ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ**

В пределах картируемой области отложения верхнего мела ( ${}^sK_2$ ) объединены в ССК-II<sub>2</sub>, который распространен повсеместно на поднятии

Менделеева, в Чукотской котловине и в прогибе Вилькицкого. Утоняется и иногда отсутствует в пределах горстов на поднятии Менделеева. В подошве он ограничен ОГ В<sub>1</sub>, в кровле – ОГ В. Мощность толщи закономерно уменьшается от котловин и прогибов в сторону поднятия Менделеева. Максимальных значений (до 3000 м) мощность верхнемеловых отложений достигает у подножия КС в юго-западном углу листа. Отложения данного сейсмокомплекса несогласно залегают на образованиях апта–альба или на акустическом фундаменте, ограничиваясь в этом случае сейсмической границей ОГ Ф<sub>а</sub>.

В составе разреза верхнемеловых отложений предполагаются образования, аналогичные отложениям Бунговской и Деревяннгорской свит [23]. По составу это, предположительно, аргиллитоподобные глины и алевролиты с прослоями песков и галечников, изредка песчаников и бурых углей. Пластовые скорости отложений, слагающих данный сейсмокомплекс, находятся в пределах 3,2–4,5 км/с.

### Аптский–кампанский ярусы

В пределах поднятия Менделеева широко распространены вулканогенно-осадочные и эффузивные породы ( $\beta$ К<sub>1а</sub>-К<sub>2</sub>км) высокоширотной арктической крупной магматической провинции (HALIP) [105, 132, 149], аналогичные коррелятным образованиям поднятия Де-Лонга [89]. Об этом свидетельствуют высокие пластовые скорости (до 4,5 км/с) в нижней части этой толщи и характерная для вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций сейсмическая запись. Волновая картина, характерная для вулканогенных образований, часто оказывается весьма близкой к волновой картине акустического фундамента, что затрудняет их разделение. Пересчеты кромок магнитоактивных тел, по имеющимся магнитометрическим данным, по своим глубинам в основной массе попадают в состав данного сейсмокомплекса.

Имеющиеся сейсмические и гравимагнитные данные дают основание предполагать, что аптские–кампанские вулканиты на поднятии Менделеева не имеют сплошного развития. В пределах листа они залегают в виде автономных щитовых вулканических образований, обычно соответствующих платообразным горам в осевой части поднятия Менделеева. Вулканические постройки нарушены дизъюнктивными и эрозионными процессами и перекрыты осадочным чехлом значительной мощности. Иногда они прорваны интрузивно-вулканогенными образованиями миоцена.

На склоне плато Т-3 в 2012 г. была пробурена скважина, в которой были вскрыты трахиандезиты и трахибазальты. По данным U-Pb анализов захваченных цирконов, они имеют позднепермский возраст (260 млн лет) [61]. Однако полученные позднее <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датировки, как по образцам из скважины на склоне плато Т-3, так и по другим районам поднятия Менделеева, хребта Альфа и Чукотского поднятия, свидетельствуют о трех эпизодах магматической активности в пределах всего региона: 112 млн лет (альб), 100 млн лет (альб–сеноман) и 85–73 млн лет (кампан) [128]. По соотношениям La–Y–Nb базальтоиды плато Т-3 располагаются главным образом в поле континентальных базальтоидов, частично попадая также в поле известково-щелочных

базальтоидов и базальтоидов внутриконтинентальных рифтов [40, 61, 134]. Кроме того, можно отметить, что базальтоиды поднятия Менделеева близки к соответствующим породам Земли Франца-Иосифа, но достаточно далеко отстоят от базитов хребта Гаккеля, которые расположены в поле пород Е-типа MORB.

Севернее, в пределах листов U-57–60 вулканиты этого возраста пробурены на горе Трукшина [61, 134], где они представлены нормальнощелочными базальтами и трахиандезитами и андезибазальтами. На диаграмме  $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  выявляется сходство как по кремнекислотности, так и по уровню общей щелочности трахибазальтов поднятия Менделеева с базальтами северной оконечности хребта Нортвинд, а также с покровами трахибазальтов арх. Де-Лонга.

## ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

### ПАЛЕОЦЕН–ЭОЦЕН

Отложения палеоцена–эоцена ( $^sP_{1-2}$ ) в пределах картируемой области объединены в ССК-II<sub>1</sub>. В подошве он ограничен ОГ В, в кровле – опорным ОГ А. На большей площади картируемого листа эти отложения согласно залегают на верхнемеловых образованиях. В пределах поднятия Менделеева отложения палеоцен-эоценового сейсмокомплекса несогласно залегают на более древних образованиях.

Вместе с подстилающими породами палеоцен-эоценовые отложения слагают толщу выполнения понижений рельефа акустического фундамента. Большинство разрывных нарушений, затрагивающих породы фундамента и нижнюю часть чехла, заканчиваются вблизи кровли палеоцен-эоценового сейсмокомплекса. Мощность толщи в пределах листа достаточно выдержана и составляет 300–600 м, слегка увеличиваясь к подножью континентального склона (около 1000 м) и несколько уменьшаясь на поднятии Менделеева. Пластовые скорости отложений составляют 2,8–3,2 км/с [153].

Информация о составе отложений этого возрастного диапазона может быть экстраполирована из смежных на юге площадей. В целом этот период на материковом обрамлении выделяется как время тектонического покоя и пенепленизации. На Новосибирских островах образованиям данного возрастного диапазона соответствует палеоценовая кора выветривания [23]. В пределах материкового обрамления Восточно-Сибирского шельфа эти отложения представлены тонкопереслаивающимися глинами, алевролитами и алевроитистыми песками. Стабильная волновая картина этого ССК на большой площади позволяет предполагать сходный состав отложений вплоть до подножья континентального склона. Учитывая также данные глубоководного бурения на хребте Ломоносова [96] и, кроме того, данные по пластовым скоростям [153], можно предположить в составе этого ССК уплотненные пески и слаболитифицированные песчаники и аргиллиты, содержащие агглютинированные фораминиферы, динофлагелляты, а также споры и пыльцу в нижней части и кремнистые илы со значительным содержанием биокремнезема в верхней [95].

Единственным местом в акватории листов, где отложения палеоцен-эоцена были изучены, находится в пределах одного из самых контрастных обрывистых склонов, пересекаемых линией сейсмического профиля ARC-1201. Этот район был обследован в 2014 г. с борта научно-исследовательской подводной лодки [85а; 144а]. Манипулятором подводной лодки были отобраны образцы пород непосредственно из обнажений на склоне подводной горы. В коллекции присутствуют два образца известняка, отобранные из обнажения с глубины 1282 м и скатившийся вниз по склону с глубины 1488 м. Оба образца пелитоморфной структуры образованы тонкозернистым кальцитом. В породе содержится 15–20 % обломочных зерен, в основном кварца. Из образцов выделены раковины бентосных и планктонных фораминифер, а также остракоды. Из фораминифер определены *Eoglobigerina varianta* Subbotina, *E. compressa* Plummer, *E. trivialis* Subbotina, *Discorbis* sp., *Eponides ornata* (D'Orb), *Eponides* sp., *Dentalina insulsa* Cushman, *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Rhezakina* sp. (определения М. А. Устиновой, ГИН РАН) [174]. Кроме того, Е. М. Тесаковой (МГУ) определены остракоды *Trachyleberis aculeata* (Bosquet, 1852), *Aulocytheridea criptopustulata* Scheremeta, 1966. Комплекс фораминифер предположительно сопоставляется с датским ярусом палеоцена, остракоды – также с нижним палеоценом.

## ОЛИГОЦЕН

Отложения олигоцена ( $^{\circ}P_3$ ) в пределах картируемой области входят в состав ССК- $I_2$ , ограниченного в подошве отражающим горизонтом А (LU). Мощности этого комплекса осадков изменяются в пределах от 500 до 1100 м, плавно уменьшаясь на поднятиях и закономерно увеличиваясь в центральной части Чукотской котловины и в прогибе Вилькицкого. 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 облекающей неровности подстилающего рельефа. Исключение составляет район долины Чарли и западного склона Чукотского плато, где неотектоническими нарушениями затронут весь осадочный чехол.

Пластовые скорости осадочных образований, входящих в состав этого комплекса, определенные по результатам МОВ [162] и ГСЗ [153], находятся в пределах 2,0–2,5 км/с, что может свидетельствовать о присутствии в разрезе слаболитифицированных отложений. Судя по данным глубоководного бурения [96], отложения представлены морскими и прибрежно-морскими плотными глинистыми образованиями серого, темно-серого цветов. В них могут быть распространены небольшие пиритовые конкреции и кремнистые микрофоссилии.

## Нижний олигоцен

Нижнеолигоценовый сейсмоподкомплекс ( $^{\circ}P_3^1$ ) выделен только на разрезе. Сейсмоподкомплекс локализован в пределах гребневой зоны поднятия Менделеева и характерен слабослоистой или осветленной



сейсмической записью. Предположительно, представлен песками, алевритами, пелитами. Мощность сейсмокомплекса – не более 400 м.

### **Верхний олигоцен**

Верхнеолигоценовый сеймоподкомплекс ( ${}^sP_3^2$ ) выделен в пределах океанской серии листов впервые. Сеймоподкомплекс выделяется только на разрезе, локализован в пределах понижений в гребневой зоне поднятия Менделеева, характерен хаотической или осветленной сейсмической записью, обычной для оползневых тел. Предположительно, представлен песками, алевритами, пелитами. Мощность сейсмокомплекса – не более 100–150 м.

## **НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА**

### **МИОЦЕН**

Отложения миоцена ( ${}^sN_1$ ) в пределах картируемой области объединены в состав ССК-I<sub>1</sub>, который ограничен в кровле поверхностью морского дна, в подошве – ОГ D<sub>1</sub>. Отложения повсеместно распространены в пределах картируемой области и согласно залегают на отложениях эоцена–олигоцена и миоцена. Для данной толщи отложений характерны мощности от 10 м на поднятиях гребневой зоны хребта до 100 м и более в южной части листов. На большей части площади района отложения этого возраста залегают в ненарушенном состоянии, спокойно облекая неровности подстилающего рельефа.

Геолого-геофизических данных о строении плиоценовых и четвертичных отложений недостаточно для детального расчленения этой части разреза.

Пластовые скорости осадочных образований, входящих в состав этого комплекса, обычно не превышают 1,6–1,7 км/с [119, 153, 165]. Эти данные в совокупности с результатами глубоководного бурения за пределами картируемой области [126], а также данные проботбора непосредственно в районе исследований свидетельствуют о наличии в разрезе нефелоидных и декливиальных алевропелитов серого и/или коричневого цвета.

Наряду с осадочными породами, в разрезе миоценового комплекса предполагаются вулканогенно-осадочные и эффузивные породы ( $\beta N_1$ ), аналогичные коррелятным образованиям о. Жохова [85, 89]. Об этом свидетельствует характерная для вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций интрузивно-протрузивного типа сейсмическая запись. Миоценовые вулканогенные образования прочитываются на сейсмических профилях в виде штоков и протрузий, часто деформируя, воздымая вышележащие толщи осадков, в результате чего они выражены в рельефе морского дна. Пересчеты кромок магнитоактивных тел, по имеющимся магнитометрическим данным, по своим глубинам иногда соответствуют идентифицированным по сейсмическим данным штокам.

### **ПЛИОЦЕН–ГОЛОЦЕН**

Плиоцен-четвертичные отложения залегают на нижележащих доплиоценовых образованиях и формируют почти сплошной плащ осадков на всей

площади листов Т-1,2. Исключение составляют крутые склоны северо-западного простирания, заложенные по неотектоническим нарушениям. Отсутствие рыхлого чехла на поверхности этих склонов подтверждено с помощью профилографа, а также непосредственными наблюдениями с исследовательской подводной лодки [30, 31]. Часто в эскарпах крутых склонов обнажаются коренные породы фундамента.

Региональное распространение каждого из комплексов плиоцен-четвертичных осадков по площади листов Т-1,2 и полное почти отсутствие сейсмоакустических профилей вынуждает картировать эти комплексы, используя геоморфологическую информацию – формы рельефа, в пределах которых распространены те или иные субгены океанских осадков.

В настоящее время имеются две точки зрения на оценку скоростей накопления плиоцен-четвертичных осадков в пределах поднятия Менделеева. По так называемой «древней» модели скорости составляют миллиметры в год [2, 32, 102, 114, 133], хотя согласно «молодой» модели, они могут достигать сантиметры в год [48, 94, 136, 138]. По нашим оценкам с применением метода избыточного  $^{230}\text{Th}$  для колонок АF-00-07, АF-00-02 и АF-0731 (табл. 1), находящихся в разных частях поднятия Менделеева, полученные датировки свидетельствуют о низких скоростях осадконакопления на поднятии Менделеева в течение последних 300 тыс. лет [27, 28]. Значения в диапазоне 0,11–0,437 см/1000 лет близки к скоростям осадконакопления, полученным по другим колонкам поднятия Менделеева: ~0,15 см/тыс. лет по методу избыточного  $^{230}\text{Th}$  и  $^{231}\text{Pa}$  [130] и ~0,27 см/тыс. лет по  $^{10}\text{Be}$  [142]. Таким образом, нами выбрана «древняя» модель расчленения плиоцен-четвертичного осадочного чехла поднятия Менделеева. Далее приводятся результаты изучения колонки АF-0731, которую мы выбрали в качестве опорной для листов Т-1,2.

Кроме того, определен изотопный состав Sr в карбонате ископаемых фораминифер из колонки АF-0731, а полученное значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в них впервые использовано для уточнения возраста и скорости накопления плейстоценовых осадков поднятия Менделеева. Концентрация и изотопный состав Sr в карбонате раковин фораминифер определены из двух аликвот, полученных при растворении одной микронавески (4 мг). Образец был предварительно промыт очищенной водой в ультразвуковой ванне, а затем растворен в 0,5N HCl по методике [49]. Изотопный состав Sr измерен на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в двух образцах, (0.709151 и 0.709154) согласуются в пределах аналитической точности приборных измерений (табл. 1). Среднее значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в образцах пересчитанное в возрастные единицы согласно алгоритму LOWESS 4b/5, равно  $670 \pm 50$  тыс. лет назад. Полученный SIS-возраст ископаемых фораминифер ( $670 \pm 50$  тыс. лет назад) согласуется с U-Th датировкой осадка, содержащего органические остатки, ~710 тыс. лет назад. Это подтверждает, что осадки нижней части колонки АF-0731 относятся к раннему неоплейстоцену. При этом скорость накопления нижних слоев осадка варьировала в пределах 0,5–0,6 см/тыс. лет, что близко к скорости седиментации верхних слоев 0,44 см/тыс. лет. Эти выводы склоняют принять «древнюю» модель, разработанную более 30 лет назад [102] и др.

Результаты радиохимического анализа колонки АФ 0731

Интервал, см	$^{238}\text{U}$ , р/мин на г	$^{234}\text{U}$ , р/мин на г	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}$ , р/мин на г	$^{232}\text{Th}$ , р/мин на г	$^{230}\text{Th}$ изб.	Fe, %	$^{230}\text{Th}^*$ изб.	Возраст** (Т), тыс. лет
0–2	1,512 ± ± 0,062	1,507 ± ± 0,061	0,997 ± ± 0,047	18,989 ± ± 0,159	2,957 ± ± 0,063	17,482 ± ± 0,159	2,62	667,25 ± ± 6,07	2,3 ± ± 0,3
15	1,465 ± ± 0,077	1,362 ± ± 0,074	0,930 ± ± 0,058	5,366 ± ± 0,141	2,988 ± ± 0,091	4,004 ± ± 0,159	5,36	74,7 ± ± 2,97	34,3 ± ± 4,8
47	1,846 ± ± 0,056	1,805 ± ± 0,055	0,978 ± ± 0,036	6,517 ± ± 0,113	2,578 ± ± 0,071	4,712 ± ± 0,126	5,44	86,62 ± ± 2,32	107,6 ± ± 15,0
80	1,313 ± ± 0,070	1,213 ± ± 0,067	0,924 ± ± 0,060	1,685 ± ± 0,057	2,877 ± ± 0,062	0,471 ± ± 0,088	2,48	18,99 ± ± 3,55	183,1 ± ± 25,6
310	1,350 ± ± 0,043	1,318 ± ± 0,042	0,977 ± ± 0,037	2,096 ± ± 0,052	2,933 ± ± 0,061	0,778 ± ± 0,067	3,66	21,26 ± ± 1,83	–

Примечание.  $^{230}\text{Th}^*$  изб – нормализованный на Fe;

\*\*Возраст рассчитан из  $^{230}\text{Th}^*$  изб.

Кроме того, на восточном отроге поднятия Менделеева отобрана колонка KD12-03-10С, детально изученная. Длина керна 575 см, осадки представлены слоистыми алевропелитами с чередованием слоев различных оттенков коричневого цвета – более или менее темных, желтоватых, сероватых, шоколадно-коричневых.

Датирование карбонатных остатков фораминифер из колонки KD12-03-10С выполнялось методом Sr-изотопной хеостратиграфии (SIS), который опирается на изменения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в океане в геологическом прошлом. Концентрация Sr определена в трех образцах, изотопный состав Sr приведен в табл. 2. Концентрация Sr в трех образцах (930–970 мкг/г) с глубины 244–291 см несколько меньше, чем в современных океанических фораминиферо-вых илах. Это предполагает, что образцы в колонке KD12-03-10С могли частично потерять стронций в ходе диагенетической перекристаллизации. Измеренное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в фораминиферах скорректировано на значение в стандартном образце EN-1. В случае отсутствия диагенетической перекристаллизации фораминифер их возраст в колонке KD12-03-10С в интервале 244–291 см, определенный методом SIS, соответствует среднему неоплейстоцену, что в целом подтверждает модель, разработанную по микрофаунистическим данным и содержанию IRD.

**Результаты определения концентрации и изотопного состава Sr  
в раковинах фораминифер из колонки KD12-03-10С.**

№ п/п	Интервал отбора, см	Доля примеси, %	Sr, мкг/г	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr коррект.	Возраст, млн лет SIS
1	244–246	30	970	0,709165 0,709168	0,2–0,3
2	264–266	23	960	0,709163 0,709159	0,4–0,5
3	288–291	14	930	0,709160 0,709162	0,4–0,5

При составлении карты плиоцен-четвертичных образований расчленение разреза на комплексы производилось с учетом возможности отображения картируемых подразделений в масштабе 1 : 1 000 000. Картирование плиоцен-четвертичных отложений проводилось на геоморфологической основе, с показом фаций различных типов глубоководных отложений. Поэтому на карте плиоцен-четвертичных образований выделяются нерасчлененные комплексы с широким возрастным диапазоном. Предполагаемая полная мощность плиоцен-четвертичного чехла в пределах листов оценивается в 40–60 м. Максимальная мощность приурочена к континентальному склону Восточно-Сибирского моря, а также к подножиям склонов подводных гор в южной части площади листов.

Для картирования важными являются возрастные границы, которые могут быть легко идентифицированы в колонках донных осадков. Обычно на пиках биопродуктивности легко определяется пятая морская изотопная стадия (МИС 5) (рис. 9), кроме того, иногда удается идентифицировать МИС 11. Поэтому картируются плиоцен-нижнеплейстоценовые осадки и средненеоплейстоцен-голоценовые. Кроме того, часть геоморфологических элементов, имеющих наиболее свежий облик, определяется нами как формы, образовавшиеся в МИС 2–МИС 1. К таким относятся глубоководные каньоны и долины на склонах гор поднятия Менделеева и на континентальном склоне, которые заполнены потоковыми турбидитовыми осадками, а также конусы выноса в местах выхода каньонов к подножиям склонов, где формируются дельтовые фации турбидитов.

Предположительный литологический состав всех указанных ниже подразделений устанавливается на основании комплексного анализа данных литологии поверхностных осадков, и осадков, вскрытых грунтовыми трубками, а также геоморфологических данных с учетом закономерностей распределения гранулометрических типов глубоководных отложений в различных морфоструктурах.

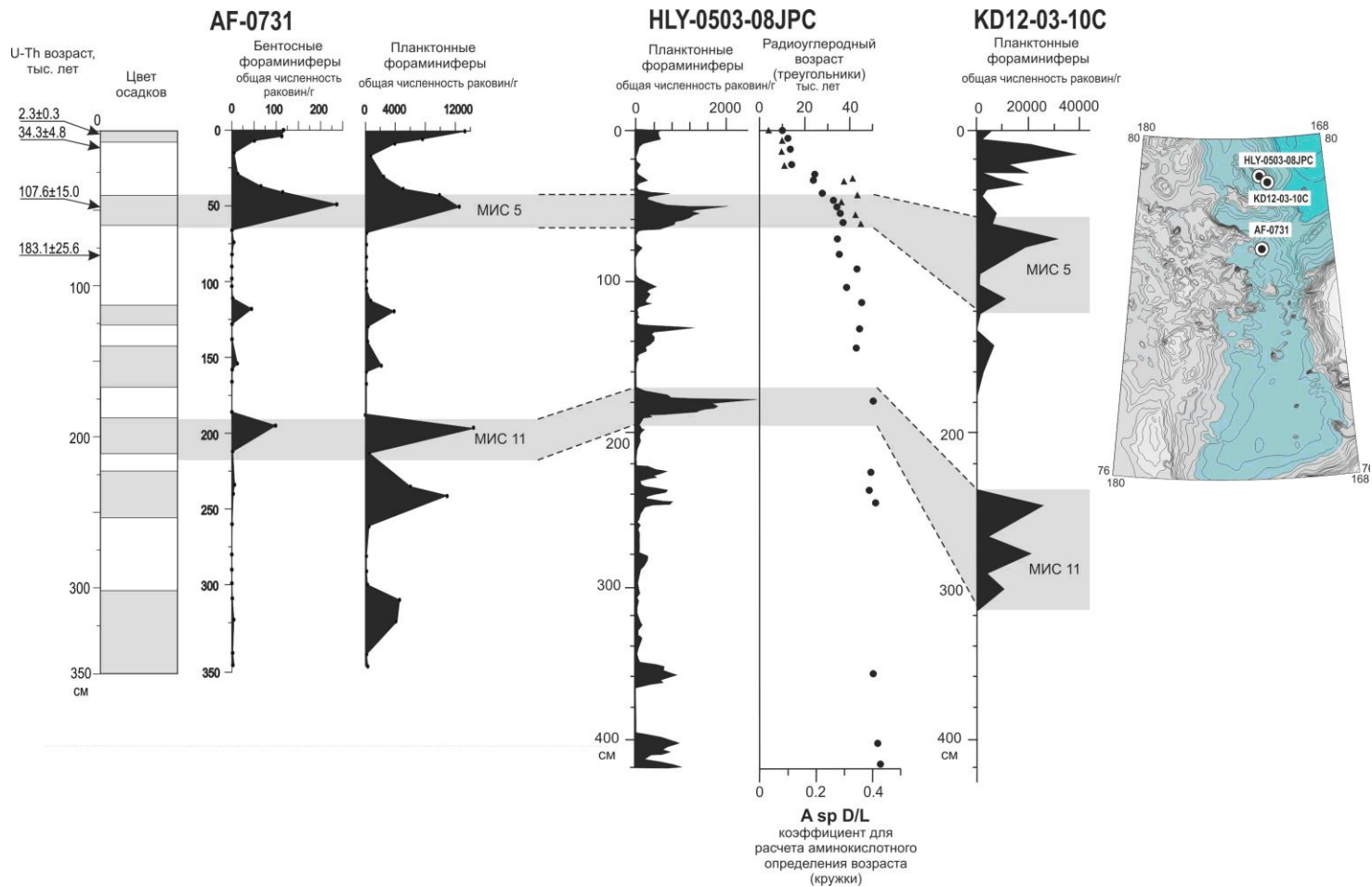
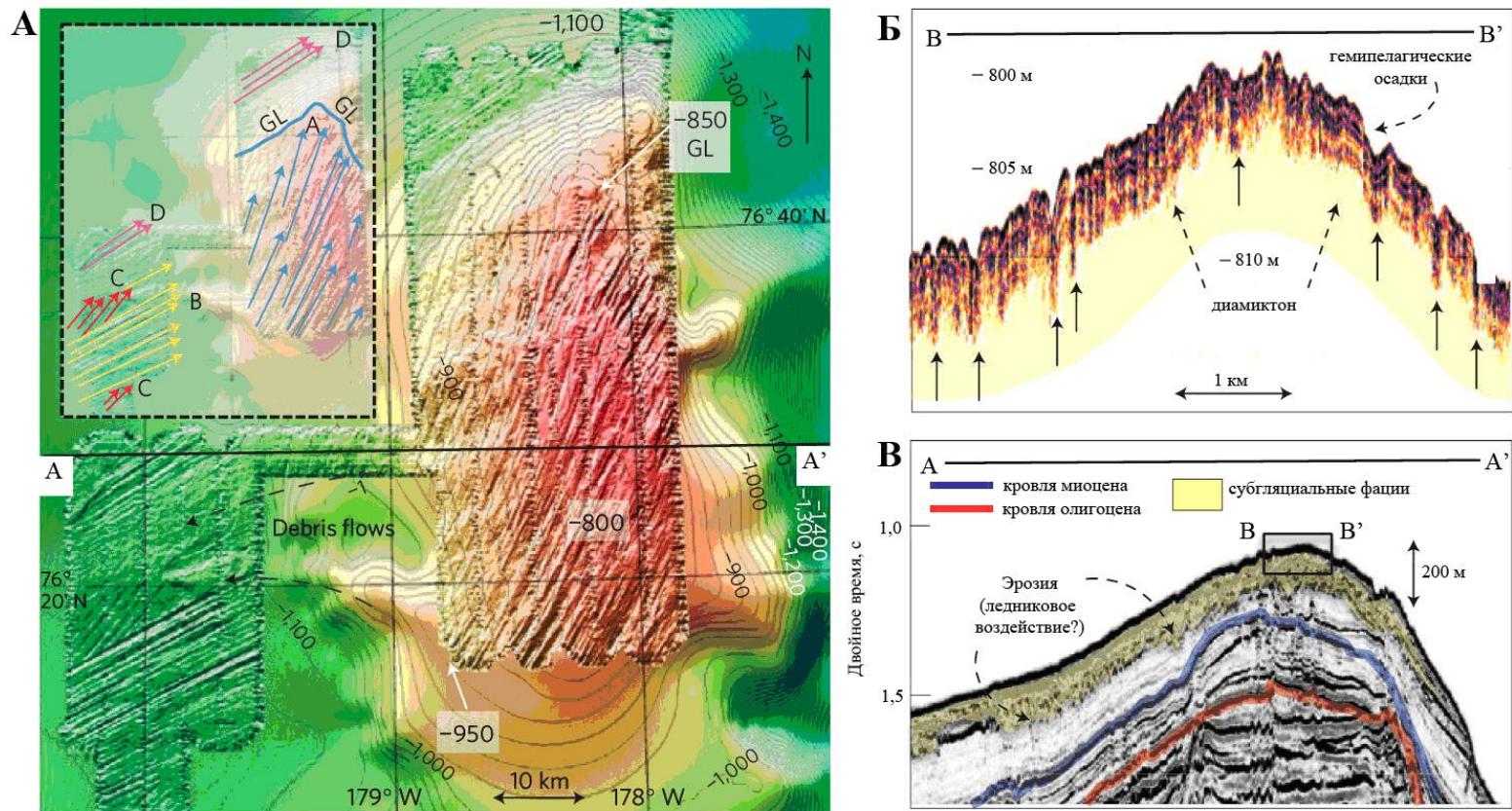


Рис. 9. Корреляция колонок AF-0731, HLY-0503-08JPC и KD12-03-10C.



**Рис. 10. Эрозионные ложбины на плосковершинной поверхности плато Арлис [129].**

А – батиметрическая карта, составленная по данным многолучевого эхолотирования, Б и Б' – фрагменты сейсмоакустического и сейсмического профилей, показывающих строение осадочного чехла плато Арлис.

На карте нашли отражение также некоторые геоморфологические элементы, в частности недавно обнаруженные параллельные борозды, покрывающие плосковершинные поверхности некоторых гор поднятия Менделеева. Наиболее четко выражены они на плато Арлис (рис. 10). Борозды интерпретируются как ледниковая штриховка [129], либо как линейные промоины, выработанные придонными течениями [29]. Генезис этих интересных структур требует дальнейшего изучения, пока недостаточно данных для их корректной генетической интерпретации.

В составе чехла плиоценовых и четвертичных образований на исследуемой площади, предположительно, выделяются семь подразделений:

1) морские нефелоидные отложения плиоцена–нижнего неоплейстоцена ( $mnN_2-I$ );

2) морские декливиальные отложения плиоцена–нижнего неоплейстоцена ( $mdN_2-I$ );

3) морские нефелоидные отложения плиоцена–голоцена нерасчлененные, пелагические фации ( $mn_pN_2-II$ );

4) морские декливиальные отложения среднего неоплейстоцена–голоцена ( $mdII-II$ );

5) морские нефелоидные отложения среднего звена неоплейстоцена–голоцена ( $mnII-II$ );

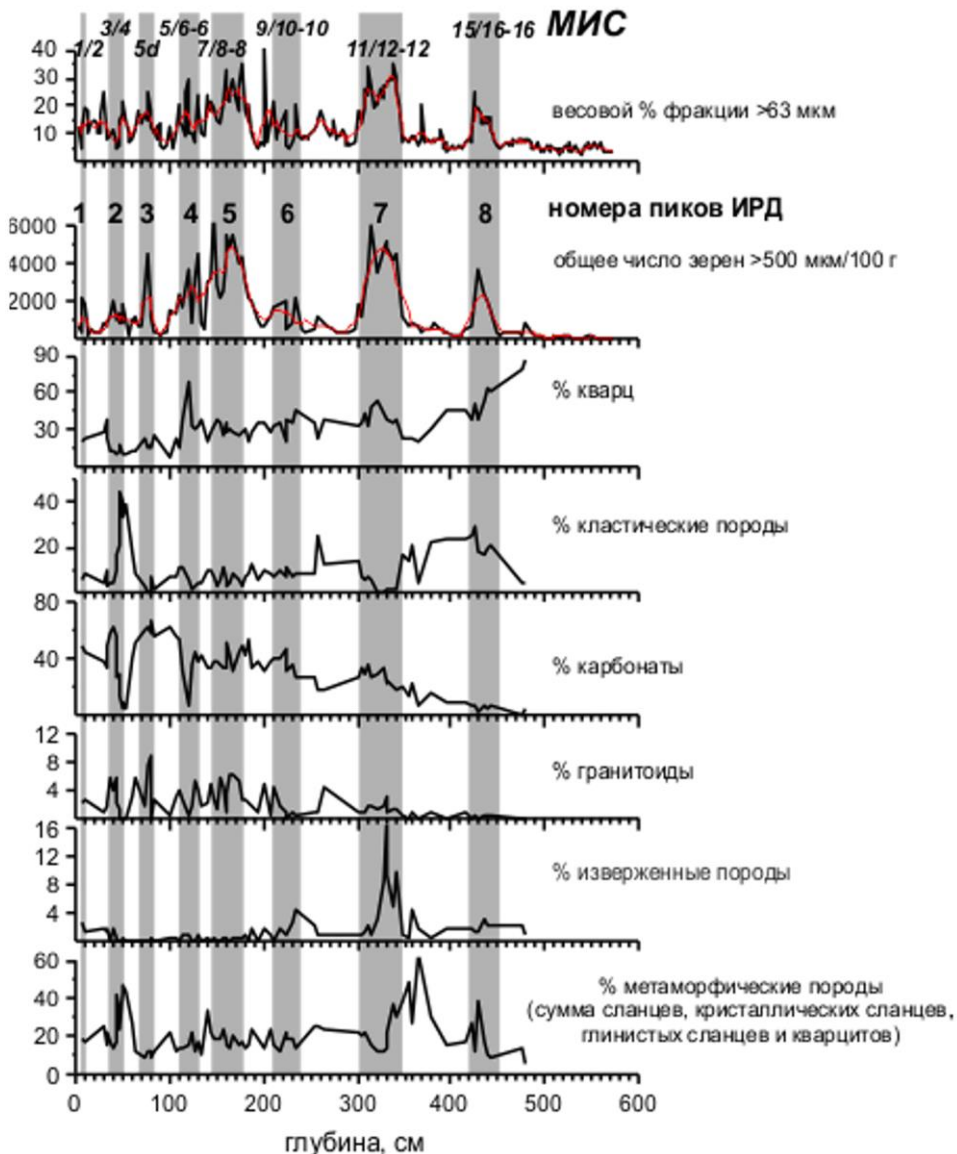
6) морские турбидитовые отложения четвертой ступени верхнего неоплейстоцена–голоцена, потоковые фации ( $mt_pIII_4-II$ );

7) морские турбидитовые отложения четвертой ступени верхнего неоплейстоцена–голоцена, дельтовые фации ( $mt_dIII_4-II$ ).

Морские нефелоидные отложения плиоцена–нижнего неоплейстоцена ( $mnN_2-I$ ) формируют покровно-облекающие, плащеобразные формы, которые перекрывают нижележащие доплиоценовые образования. Предположительно, они развиты на равнинных участках поднятия Менделеева (плато Почтарева, Арлис, Сарго и др.), а также на Чукотском плато в восточной части листа. По данным грунтового опробования определяется достаточно однородный литологический состав, преимущественно представленный пелитами. В пределах листов Т-1,2 отложения этого возраста изучены в основании колонки KD12-03-10С. Согласно комплексу полученных данных, мы оцениваем возраст основания разреза как МИС 21 [87], т. е. примерно в 850 тыс. л. н. Исходя из этого, мы получаем среднюю скорость седиментации для периода аккумуляции осадков колонки в 0,7 см/тыс. лет. Это практически совпадает с оценками, полученными Л. Поляком с соавторами [138] для данного региона. «Доледниковый» период определяется как время до начала масштабных плейстоценовых оледенений Америки и первого выраженного пика крупнозернистого терригенного материала в колонке, т. е. до МИС 16 (445–575 см) (рис. 11).

Этот промежуток разреза представлен слоем однородного темно-коричневого алевропелита с незначительным содержанием крупнозернистого материала. В составе последнего преобладает кварц, что указывает на преобладающий ледовый разнос терригенных обломков. Вероятно, сокращенный, преимущественно сезонный, ледовый покров был причиной повышенной биопродуктивности и растворения карбонатных остатков микрофоссилий,





**Рис. 11.** Изменения весового процентного содержания фракции >63 мкм, количества и петрографического состава терригенных обломков >500 мкм (IRD) по разрезу колонки KD12-03-10C и предполагаемая возрастная привязка пиков IRD к морским изотопным стадиям (MIS) [87].

Серым фоном и цифрами выделены восемь пиков содержания IRD. Наклонным шрифтом показаны номера MIS. Красная линия на двух верхних графиках показывает сглаженное осредненное значение по 5 точкам.



содержание которых в осадках этого периода крайне мало, причем это касается не только карбонатных раковин, но также и агглютинированных. Преобладание в комплексе планктона субполярного вида *Turborotalita egelida* указывает на сокращенный сезонный ледовый покров в «доледниковое» время.

Выше по разрезу колонки (325–445 см) идентифицируется как интервал МИС 12–16 [87]. Этот период характеризуется направленным похолоданием и ростом покровных ледников на американском континенте до размеров, позволивших им достичь побережья Северного Ледовитого океана и начать поставлять айсберги. Это нашло отражение в резких пиках содержания материала ледового и айсбергового разноса, которые мы сопоставляем с МИС 12 и МИС 16 (рис. 11). Первый крупный пик материала ледового и айсбергового разноса, который мы вслед за Р. Штайном с соавторами [146] относим к МИС 16, характеризуется тремя основными чертами – преобладанием кварца, появлением карбонатов и наличием базального прослоя глинистых окатышей. Первая черта скорее всего указывает на существенную составляющую материала ледового разноса, т. е. на наличие сезонного ледового покрова. Судя по нашим данным, растворение карбонатных остатков микрофоссилий, аналогичное наблюдаемому в осадках «доледникового» периода, свидетельствует о сравнительно высокой биопродуктивности и наличии сокращенного летнего ледового покрова. Наблюдаемое в период между МИС 16 и МИС 12 сокращение количества *Turborotalita egelida* в составе планктона, свидетельствующее о похолодании, мы связываем с уменьшением влияния тихоокеанских вод.

Мощность отложений по площади листов Т-1,2 мы оцениваем в 5–40 м.

Морские декливиальные отложения плиоцена–нижнего неоплейстоцена ( $mdN_2-I$ ) условно выделены на склоновых участках, входящих в состав поднятия Менделеева, а также на западном склоне Чукотского плато. Они перекрываются толщей декливиальных отложений среднего неоплейстоцена–голоцена. Предполагается достаточно однородный литологический состав, представленный в основном алевропелитами и пелитами с песчаным материалом. Мощность пачки варьируется в среднем от 5 до 40 м.

Морские нефелоидные отложения плиоцена–голоцена нерасчлененные, пелагические фации ( $mn_pN_2-II$ ) выделены по аналогии с соседними листами в пределах абиссальных равнин Менделеева и Чукотская. На поверхность морского дна эта толща выходит в виде обширного поля на глубинах от 2200 до 3300 м в северо-восточной и юго-восточной частях листа. Предполагается достаточно однородный литологический состав, представленный бигранулярными осадками переходного типа, предположительно, алевропелитами и пелитами. Ожидаемая мощность – от 5 до 50 м.

Морские декливиальные отложения среднего неоплейстоцена–голоцена ( $mdII-II$ ) выходят на поверхность морского дна на склонах поднятий и террас, залегая на морских декливиальных отложениях плиоцена–нижнего неоплейстоцена. Предполагается преимущественно алевропелитовый состав с песчанистой примесью. Полная мощность их – от 2 до 6 м.

Морские нефелоидные отложения среднего звена неоплейстоцена–голоцена (mnlI–H) залегают на морских нефелоидных отложениях плиоцена–нижнего неоплейстоцена на глубинах от 400 до 2700 м. Развита на равнинных участках поднятия Менделеева (плато Почтарева, Арлис, Сарго), Чукотского плато и верхнего уступа континентального склона Чукотского сектора.

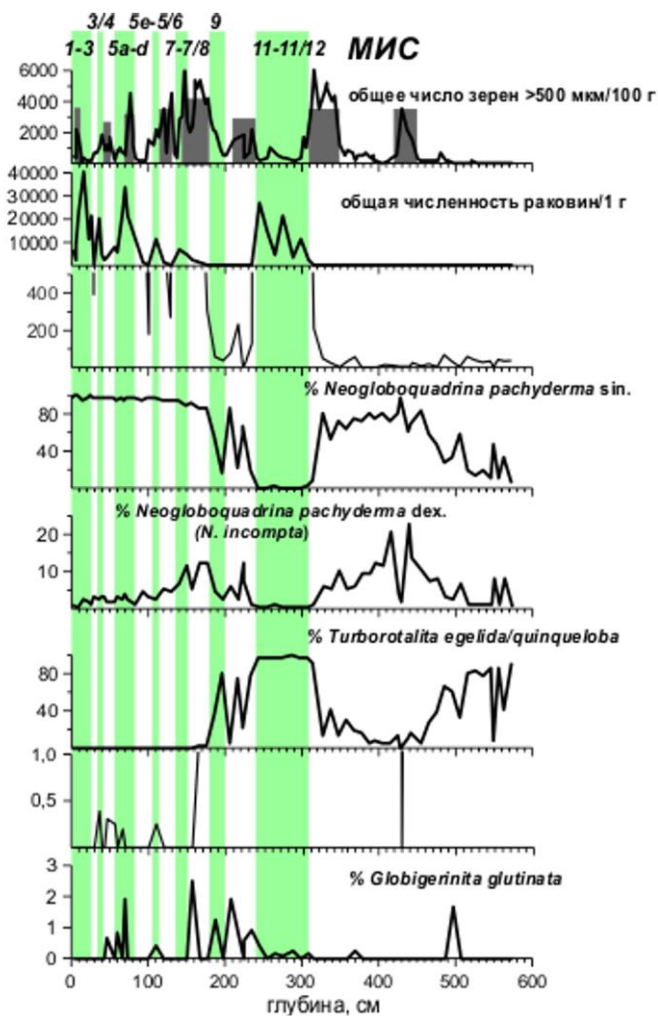


Рис. 12. Распределение численности и видового состава планктонных фораминифер в разрезе колонки KD12-03-10C и предполагаемая возрастная привязка пиков содержания планктонных фораминифер к морским изотопным стадиям [87]. Темным фоном выделены 8 пиков ИРД.

Светлым фоном выделены интервалы повышенной численности планктонных фораминифер. Наклонным шрифтом показаны номера МИС. На графике – содержания видов. Вид *Turborotalita egelida* объединен с родственным видом *T. quinqueloba*, но необходимо отметить, что *T. egelida* не встречается в осадках выше 160 см.

По данным грунтового опробования, осадки представлены алевропелитами и пелитами. Наиболее полно осадки этого возрастного диапазона изучены в колонке КД12-03-10С. Период МИС 11 (245–325 см) является важным стратиграфическим репером разреза, это ярко выраженное плейстоценовое межледниковье, определяемое по малому содержанию крупнозернистого материала, пику численности и разнообразия микро- и макрофауны (рис. 12) и резкому преобладанию *Turborotalita egelida* среди планктонных фораминифер. В осадках, соответствующих МИС 11, многочисленны остатки всех исследованных нами групп, включая макропланктон, представленный раковинами птеропод. Многообразие бентосных фораминифер, доминирование эпифаунного вида *Cibicidoides wuellerstorfi*, обилие шельфовых видов свидетельствуют о том, что ледовый покров продолжал оставаться сезонным, не очень сплоченным, что способствовало достаточно высокой продуктивности. Период МИС 7–10 (130–245 см) можно считать переходным к позднеплейстоценовому времени особенно контрастных ледниково-межледниковых изменений. Рост количества карбонатов среди обломков в составе пиков материала ледового и айсбергового разноса свидетельствует об усилении ледниковой экзаркации палеозойских пород Лаврентийским щитом.

В течение МИС 7–10 произошло становление многолетнего ледового покрова, сокращение численности микрофоссилий и постепенная смена фауны: исчез субполярный вид *T. egelida* и некоторые стратиграфически значимые виды бентосных фораминифер, в составе остракод доминирование от видов рода *Cytheropteron* перешло к видам рода *Polyscope*. Последнее свидетельствует об общем «ледниковом» характере этого периода с пониженным уровнем моря, сокращением влияния тихоокеанских вод, об увеличении мощности галоклина и смещении в глубь атлантических вод. Период МИС 1–6 (0–130 см) резко выраженных ледниково-межледниковых контрастов начинается со стадии МИС 6, которая в разрезе колонки КД12-03-10С коррелируется с интервалом преобладания в составе крупнозернистых обломков кварца над доломитами на глубине 110–130 см. Граница стадий МИС 5/6 соответствует самому большому пику облегчения значений  $\delta^{18}\text{O}$  за счет поступления огромного количества талых вод после масштабного оледенения стадии МИС 6. Интервал вслед за дегляциацией характеризуется крайне низкой численностью микрофоссилий, именно с этого времени появляются остракоды вида *Acetabulastoma arcticum* (индикатора многолетнего ледового покрова) и бентосные фораминиферы вида *Oridorsalis tener* (индикатора олиготрофных придонных условий ледовитого бассейна). Похолодание МИС 4, вероятно, из-за низких скоростей осадконакопления, практически не выражено в изотопных кривых, и только граница стадий МИС 3/4 прослеживается по негативным пикам  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в сочетании с пиком ледово-айсбергового материала с высоким содержанием карбонатов. Интересно, что в начале этого пика кластические породы преобладали над карбонатами. Возможно, это был материал евразийского происхождения, принесенный на хребет Менделеева в результате смещения системы течений Трансполярного дрейфа на восток в пределы круговорота Бофорта. Верхние 45 см осадков соотносятся со стадиями МИС 1–3. Резкое возрастание содержания кварца на глубине 15–30 см может быть отражением события опреснения и сброса вод подпруженных озер на севере Евразии начала

МИС 3. Вероятно, это имеет место во многих колонках из Амеразийской Арктики, интервал последнего ледникового максимума МИС 2 практически не выражен в осадочной летописи ввиду чрезвычайно низких скоростей осадконакопления из-за наличия мощного многолетнего ледового покрова. Очень высокий максимум содержания всех микрофоссилий в этом интервале, превышающий таковой для межледниковий МИС 11 и МИС 5, может быть «артефактом» низких скоростей седиментации в условиях развитого многолетнего ледового покрова. Видовой состав микрофауны имеет современный облик и соответствует условиям активного взаимодействия вод Северной Атлантики и Арктики.

Мощность отложений на площади листов Т-1,2 варьирует в диапазоне от 2 до 6 м.

Морские турбидитовые отложения четвертой ступени верхнего неоплейстоцена–голоцена, потоковые фации ( $mt_p III_4-N$ ) распространены на восточном и внутренних локальных склонах поднятия Менделеева, на крутом западном склоне Чукотского плато. Предполагается алевропелитовый состав. Мощность – от 1 до 8 м.

Морские турбидитовые отложения четвертой ступени верхнего неоплейстоцена–голоцена, дельтовые фации ( $mt_d III_4-N$ ) формируют обширные конусы выноса на склонах, окружающих Чукотскую абиссальную равнину и в долине Чарли в южной, юго-восточной и восточной частях площади листов. Предполагается алевропелитовый и пелитовый состав отложений. Мощность – от 1 до 8 м.

---

---

## ЛИТОЛОГИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

### Исходные данные и принцип построения карты

Современные донные отложения акватории листа Т-1,2 изучены грунтовым опробованием в малой степени и крайне неравномерно. Объем аналитических данных незначителен. Кроме того, за годы работы происходили некоторые изменения как в методике пробоотбора, так и в детальности последующей лабораторной обработки, что в какой-то мере затрудняет обобщение имеющихся данных. Поэтому о литологических типах осадков большей части рассматриваемой акватории можно делать лишь предположительные выводы, основываясь на общих закономерностях седиментогенеза в полярной области и особенностях условий накопления и постседиментационных преобразований осадков в условиях арктических хребтов и глубоководных впадин.

В основу литологической карты положены данные грунтового пробоотбора, полученные в разные годы с дрейфующих станций СП и высокоширотных экспедиций. Использованы материалы по 43 грунтовым станциям СП, в том числе 23 станции отобраны с СП-8, СП-12, СП-13, СП-16, СП-20 (с 1960 по 1971 год), участие геологов в этих работах не предусматривалось, отбор образцов донных отложений проводился только при промерных и океанологических наблюдениях, описание колонок не проводилось. Отбор донных проб осуществлялся небольшими грунтовыми трубками, длина которых не превышала 1 м, а диаметр 40 мм. С СП-26 (20 проб) были отобраны геологическим отрядом при помощи грунтовых прямоточных трубок ПГТ-2,5 диаметром 89 мм. Гранулометрический анализ проводился с разделением на 5 или 7 фракций [152, 173].

Использованы материалы полевых работ, проводимых с борта НЭС «Академик Федоров» в 2005 г. Пробоотбор проводился грунтовыми трубками и грейфером, кроме того, проводилось драгирование крутых склонов. Гранулометрический анализ проб, отобранных грунтовой трубкой и грейфером, проводился в лаборатории ВНИИОкеангеология водно-ситовым способом по методике Петелина с разделением на 13 фракций. Данные драгирования учтены при анализе распределения крупномерного ДКМ.

Использованы данные полевых работ, проводимых с борта ДЛ «Капитан Драницын» в 2012 г. В пределах площади листа пробоотбор велся на шести полигонах: 01, 02, 05, 06, 08, 09. Поскольку основной задачей рейса был сбор и изучение крупномерного ДКМ, все эти полигоны расположены в пределах очень крутых склонов. Пробоотбор проводился грунтовой трубкой, грейфе-

ром и драгой. Гранулометрический анализ проб, отобранных грунтовой трубкой и грейфером, проводился водно-ситовым способом по методике Петелина с разделением на 13 фракций. Данные драгирования учтены при анализе распределения крупномерного ДКМ.

При изучении закономерностей распределения псефитов использованы данные фотофиксации, полученные с американской дрейфующей станции Т-3.

Также учтены опубликованные данные опробования высокоширотного рейса «Polarstern-2008», но их использование затруднено в связи с тем, что при обработке этих данных исследователи пользовались другой классификационной шкалой.

Предполагаемые границы распределения осадков разных гранулометрических и генетических типов проведены на основании небольшого количества фактических данных с учетом рельефа и морфологии дна, направления поверхностных и глубинных течений. Рассмотрены и учтены факторы, влияющие на распределение частиц различной гранулометрической размерности, а также механизмы возможного переотложения осадков.

Ввиду того что пробоотбор и обработка в разные годы проводились по разным методикам, прямое сопоставление фактических данных не всегда корректно, поэтому при составлении карты в значительной степени использовались геоморфологические признаки и общие закономерности распределения осадочного материала.

### Гранулометрический состав донных осадков

Основная часть фактического материала, использованного при построении карты, – результаты анализов станций грунтового опробования, выполненные с дрейфующих станций «Северный полюс». К сожалению, в разные годы анализы проводились по разным методикам и разделение проводилось либо на 5, либо на 7 фракций, что дает только самые общие представления о типе осадков и затрудняет интерпретацию седиментационных режимов. Для возможности использования они были объединены в 4 фракции – гравий (>1 мм), песок (1–0,1 мм), алеврит (0,1–0,01 мм), пелит (<0,01 мм) (табл. 3), по классификации П. Л. Безрукова и А. П. Лисицина [6].

Таблица 3

Гранулометрический состав донных осадков, отобранных в южной части поднятия Менделеева

Номер СП, год	Номер станции	Глубина, м	Интервал	Гравий	Песок	Алеврит	Пелит
				>1,0	1,0–0,1	0,1–0,01	<0,01
СП-8 1959–1960	5	1900	0–1	0,0	21,4	24,8	53,8
	7	1978	0–1,5	0,0	3,1	26,4	70,5
	9	1488	0–1	0,0	5,8	39,1	55,1
	10	1413	0–0,5	0,0	4,2	32,7	63,2
	11	2212	0–1	0,0	5,4	35,3	59,3
	12	893	0–1	0,0	4,8	32,7	62,5

Номер СП, год	Номер станции	Глубина, м	Интервал	Гравий	Песок	Алеврит	Пелит
				>1,0	1,0–0,1	0,1–0,01	<0,01
СП-8 1960–1961	1	1345	0–3	0,0	8,4	27,9	63,7
	2	1745	0–3	0,0	6,2	26,9	67,0
СП-12 1963–1964	1	554	0–3	0,0	6,1	30,1	63,9
	2	2141	0–5	0,0	6,1	25,7	68,2
	3	2252	0–3	0,0	7,6	27,5	65,0
	4	1448	0–7,5	1,7	7,1	32,8	58,4
	5	1561	0–6	0,0	4,7	30,1	65,2
	6	1997	0–7,5	1,2	6,1	30,3	62,4
	7	1602	0–6	3,2	7,1	26,9	62,9
	8	2100	0–3,5	0,0	7,9	33,4	58,7
СП-13 1964–1965	6	208	0–4,5	0,0	2,8	37,6	59,6
СП-16 1968–1969	1	1026	0–5	0,0	0,5	19,2	80,2
	2	1019	0–6	0,0	1,0	20,3	78,7
	6	1568	0–6	0,4	2,5	16,5	80,6
	7	1070	0–3	4,9	3,1	22,6	69,4
СП-20, 1970–1971	6	961	0–2,5	0,1	3,3	27,9	68,7
	7	1690	0–3	0,0	3,0	16,0	81,0
СП-26, 1982–1984	2	990	0–15	0,2	2,6	12,0	84,4
	3	990	0–8	0,4	4,0	16,4	79,2
	4	1154	0–12	0,8	6,4	19,6	72,8
	5	1435	1–5	0,1	4,3	14,0	81,6
	6	1640	3–5	0,4	3,6	12,0	83,6
	19	1450	3–4	0,4	3,6	17,2	78,8
	24	1410	0–2	2,0	3,6	12,8	81,6
	26	1170	0–3	0,8	5,6	17,2	76,0
	40	1855	0–10	0,4	2,4	8,2	89,1
	44	1360	2–5	0,0	2,4	15,6	81,6
	46	1850	5–9	0,4	5,6	12,8	80,8
	47	1545	0–3	0,4	4,8	12,0	82,4
	49	2370	0–6	0,2	3,0	6,4	90,0
	50	2370	0–6	0,2	2,2	8,4	88,8
	51	2037	2–6	0,2	3,4	9,8	86,0
	65	2680	4–5	0,7	5,4	11,4	82,0
	67	2090	0–3	0,4	3,2	10,8	85,2
	69	2305	2–4	0,5	7,7	13,0	78,5
70	2550	2–4	0,4	8,3	12,3	78,8	
71	2170	3–5	0,0	5,3	14,0	79,8	

Наибольшее количество пелитового материала отмечается на станциях отобранных СП-26, причем изучение распределения пелитовой фракции из образцов, отобранных со всех СП, плохо коррелируется с рельефом, поэтому

мы предполагаем, что такое различие связано, скорее, с неодинаковыми погрешностями различных методик выполнения анализов и различными подходами к пробоподготовке. Единственная точка, в которой осадок сложен чистым пелитом, попадает в область субгоризонтальной равнины дна глубоководной депрессии, созданной океанической нефелоидной седиментацией при участии продуктов дальнего переноса. Но наличие единственной точки не позволяет делать какие-либо обобщения и выделять поля чистых пелитов.

На крутых склонах подводных гор (полигоны опробования рейса «Арктика-2012») отмечается повышенное содержание гравийной, песчаной и алевритовой фракций (табл. 4), на основании чего можно предположить, что кроме эолово-водного механизма поставки и ледового разноса, активно присутствуют гравитационные процессы. В пределах опробованных полигонов драгированием также поднято значительное количество обломков галечной и валунной размерности.

Т а б л и ц а 4

**Содержание крупных фракций в пробах из драг и грунтовых трубок, отобранных в южной части поднятия Менделеева**

Номер станции	Интервал, см	Гравий	Песок	Алеврит	Пелит
KD-12-TO-03g	0–2	1,4	7,8	15,7	75,1
KD-12-00-05g	0–4	8,8	16,8	24,6	49,5
KD-12-00-08C	4–8	9,0	5,4	14,5	71,0
KD-12-03-10C	0–03	0,1	0,9	16,5	82,4

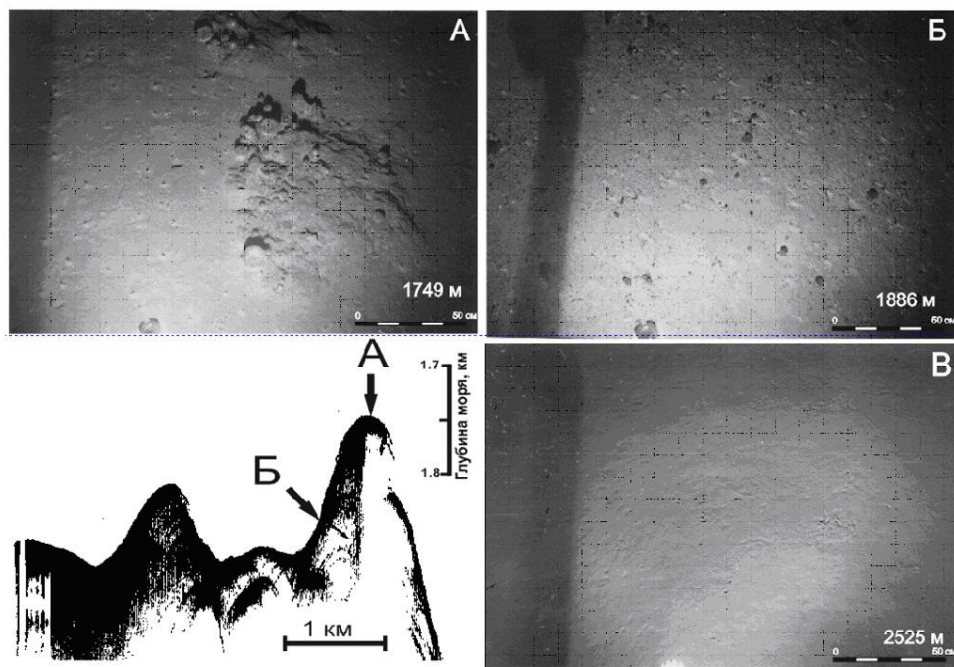
Области полярного седиментогенеза в целом свойственны превалирование хорошо сортированных осадков, относительно невысокие скорости осадконакопления и замедленность химических и биологических процессов. Преобладание в областях питания процессов физического выветривания и вызванная неблагоприятными для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

Насколько можно судить при столь малой изученности, на акватории листов Т-1,2 практически повсеместно развиты современные осадки, отличающиеся сугубо кластическим вещественно-генетическим составом. Отмечается незначительная примесь биогенного материала, представленного фораминиферами и редкими спикулами кремниевых губок. Поэтому основной характеристикой, отражающей условия осадконакопления, является гранулометрический состав. Литологический состав слоя современных донных осадков является довольно монотонным, представленным преимущественно пелитами с незначительной примесью алевритового материала, что является следствием однообразия гидродинамических обстановок. Песчаная примесь встречается в очень незначительных количествах, и ее распределение весьма незаконно-



мерно. Обогащение отдельных площадей песчаной составляющей может быть связано с перемывом отложений придонными течениями и выносом более тонкого материала.

Крупномерный обломочный материал гравийно-галечно-валунного состава распространен повсеместно, но крайне неравномерно. Единичные крупные обломки во множестве зафиксированы в большом количестве в процессе фотофиксации с дрейфующей американской станции Т-3 (рис. 13) [131].



**Рис. 13. Фотографии поверхности дна, выполненные с дрейфующей станции Т-3 на поднятии Менделеева.**

А – на вершине локальной возвышенности в точке № 67-22 ( $79^{\circ} 53,6'$  с. ш.,  $173^{\circ} 48'$  з. д.). Б – на склоне крутизной  $13^{\circ}$ . В – у подножия возвышенности в точке 67-15 ( $79^{\circ} 36,6'$  с. ш.,  $171^{\circ} 35'$  з. д.). Внизу слева – положение станций на сейсмоакустическом профиле [131].

В пределах акватории листов на крутых подводных склонах выделены предполагаемые области распространения полимиктитов (ПМ) галечно-гравийно-песчано-алевритово-пелитовых с примесью фрагментов блоково-глыбовой размерности. Процентное соотношение гранулометрических классов установить невозможно, т. к. для установления соотношения валунно-галечной составляющей с мелким и тонким осадком нужен очень большой объем анализируемой пробы. Кроме того, это соотношение сильно изменчиво по разрезу и по площади. В ходе рейса «Арктика-2012» отложения такого типа установлены на полигонах 00 и 03, остальные площади предполагаемого распространения обвальнo-оползневых полимиктитов приведены по геоморфологическим признакам.

## **Факторы, влияющие на распределение различных гранулометрических типов**

Для того, чтобы ограничить предполагаемые поля распределения рыхлых отложений, рассмотрим механизмы поставки частиц различной размерности.

В самом общем виде ясно, что распределение частиц по размерам зависит от крупности исходного кластического материала, от преобразования начальных размеров зерен в процессе транспортировки осадка водными или воздушными потоками, от интенсивности воздействия на осадок гидродинамики среды.

Значительное количество обломочного материала поступает в бассейн с речным стоком, но в зонах маргинальных фильтров [55] происходит осаждение практически 100 % песчано-алевритового материала и до 95 % пелитового. Незначительное количество выносится в акваторию речными льдами в весенне-летний период, но весьма значительная часть речного льда тает в пределах шельфовых морей, таким образом поставку обломочного материала в океанический бассейн за счет речного стока можно считать весьма несущественной.

Абразия морских берегов и поступление в бассейн обломочного материала с припайным морским льдом и айсбергами можно рассматривать как более существенный источник обломочного материала. Отколовшиеся припайные льдины и айсберги крупных размеров могут транспортировать обломочный материал на весьма значительные расстояния, исчисляемые сотнями и тысячами километров. За счет очень медленной оттайки и постепенной разгрузки осадочный материал, поставляемый таким образом, распространяется по всей акватории. Поставка материала этим путем контролируется поверхностными течениями. Однако трудно признать этот механизм основным в формировании донных осадков, т. к. соотношения крупно-, мелко- и тонкообломочного материала в осадке и в плавучих льдах сильно различны.

Поступление эоловым путем можно рассматривать для частиц преимущественно пелитовой и, в меньшей степени, алевритовой размерности. Перенос частиц воздушным путем возможен на десятки, сотни, а для очень тонких – и на тысячи километров. Поскольку акватория листов Т-1,2 практически круглогодично покрыта сплоченным льдом, прямой эоловый транспорт может поставить в бассейн весьма незначительное количество материала пелитовой размерности. Но при разгрузке аэрозолей на поверхности шельфовых морей, свободных ото льда, за пределами зон маргинальных фильтров возможна дальнейшая транспортировка водным путем на весьма значительные расстояния.

Частицы пелитовой размерности менее 0,001 мм оседают в водной среде со скоростью до нескольких сантиметров в сутки, и их осаждение на глубинах более 1000 м происходит на расстоянии нескольких тысяч километров от места попадания их в водную среду в составе органо-минеральных комплексов. Таким образом, их распределение в значительной степени контролируется течениями как поверхностными, так и на глубине. Для частиц пелитовой размерности, составляющих значительную часть современных осадков, такой механизм поставки является преимущественным.

Частицы алевроитовой и песчаной размерности поступают в осадок в значительной степени за счет ледового разноса, в т. ч. золово-ледового, в меньшей степени локально – на крутых склонах в составе гравитационных оползней – размыв коренных отложений.

Частицы гравийно-галечной и более крупных размерностей распространены повсеместно, но крайне неравномерно на большей части акватории; весьма незначительное количество, единичные находки – продукт ледового разноса, на крутых склонах – обвалы, оползни – контролируется геоморфологическим фактором.

Чистые пелиты, т. е. осадки, сложенные пелитовой фракцией более чем на 90 %, в пределах картируемой области установлены только на одной точке, которая попадает в область субгоризонтальной равнины дна глубоководной депрессии, созданной океанической нефелоидной седиментацией при участии продуктов дальнего переноса, также можно предположить их присутствие в глубоководных впадинах, но для того чтобы иметь основания закартировать эти области, необходимо подтвердить это пробоотбором грейфером или дночерпателем с лабораторным анализом на 19 или 13 фракций.

Пелиты алевроитистые с содержанием пелитовой фракции 75–90 %, алевроитовой 25–10 % занимают примерно 65–70 % акватории листов. Сортированность этих осадков в основном хорошая. Преобладание такого типа осадков свидетельствует о спокойной придонной гидродинамике. В алевроитовой составляющей пелитового осадка преобладает мелкозернистый алевроит.

Алевроитовые пелиты (АПл) развиты в областях устойчивой аккумуляции и относительно спокойной гидродинамики. Наблюдающееся некоторое укрупнение размерности обусловлено движением придонных водных масс и, возможно, разносом материала, формирующегося при абразии дна на Чукотском плато. Не исключены и отдельные вариации, связанные с частичной разгрузкой материала, транспортируемого льдами. Сортированность алевропелитов – от средней до хорошей. Соотношение пелитовой и алевроитовой размерности изменчиво, с преобладанием пелитовой в пределах 53,8–82,6 %. В алевроитовой фракции заметно преобладает мелкозернистый алевроит. Песчаная фракция в среднем дает 4–7 %.

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. Следовательно, донная абразия и денудация невозможны без вовлечения тектонических факторов.

Притом, что преобладание в осадках пелитовой фракции отвечает общим закономерностям осадконакопления и характерно для изученного района, в целом по акватории содержание песчаной фракции меняется в довольно широких пределах: от 0,0 на абиссальной равнине до 19,4 % на склоне Чукотского поднятия. На современном уровне изученности установить четкие закономерности в распределении песчаной фракции не удастся. Почти повсеместно относительно спокойная гидродинамика не приводит к выносу наиболее мелких частиц и опесчанивания осадка не происходит. Распределение гравия не показательно, его содержания колеблются от 0 до 1 %, повышаясь на единичных станциях (в частности на поднятии Менделеева) до 2,0–4,9 %.

## Гидродинамика бассейна

Суммарное направление движения вод на акватории листов Т-1,2 определяется взаимодействием постоянных и дрейфовых течений, создающих достаточно сложную схему их движения. Приливо-отливные течения в данном регионе проявляются слабо [64]. Циркуляция вод рассматриваемой части Арктического бассейна достаточно сложна. В районе хребта Менделеева сопрягаются слабовыраженные циклонические Канадский и Евразийский круговороты [173]. Исследования, проведенные в северных частях хребта Ломоносова, показали наличие современных придонных движений водных масс в направлении, поперечном хребту, с максимальными скоростями, превышающими 12 см/с [115]. С этим согласуются представления о движении холодных вод, пересекающих поднятие Менделеева с востока на запад под углами от 45 до 90° и погружающихся в котловину, порождая вдольсклоновые течения. Своеобразие гидрологического режима акватории выражается в сложной стратификации водных масс и разнонаправленности поверхностных и глубинных течений (наиболее ярко проявляющейся в южной части акватории).

Вся толща океанических вод делится на три легко различаемых горизонта: холодные поверхностный и придонный и относительно теплый срединный [19, 66]. Первый горизонт мощностью не более 250 м представлен поверхностными арктическими водами с отрицательными температурами. Верхний его слой характеризуется пониженной соленостью [4, 66], которая объясняется как притоком опресненных вод речного происхождения, так и постепенным таянием дрейфующих льдов. 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) [64]. Воды второго горизонта характеризуются низкоположительными температурами, соленостью, близкой к нормальной морской [66], и несут с собой фораминиферовый планктон, который постепенно переходит в осадок [83]. Эти плотные воды распространяются в виде медленного течения. Ниже находятся холодные воды третьего горизонта, распространяющиеся до дна глубоководных впадин [66]. Их соленость – около 35‰ [4]. Придонные воды перемещаются в направлении, не зависящем от движения поверхностных, хотя в северной части в целом выдерживается ориентация на север и северо-запад. В южной части акватории листов близость континентального склона приводит к преобладанию субпараллельного течения [4, 64].

Таким образом, верхний горизонт вод поставляет золотой, ледовый и речной материал. Второй горизонт содержит взвеси и зоопланктон. Воды третьего горизонта осуществляют перераспределение локального материала в результате размыва дна течениями и влияют на рассеивание терригенного материала, принесенного водами двух верхних горизонтов. (Это подтверждается и результатами детального гранулометрического анализа осадков, отобранных в рамках экспедиции «Арктика-2005» на поднятии Менделеева, показавшим, что придонные течения переносили преимущественно смешанные осадки местного происхождения [47]).

Для характеристики гидрологического режима бассейна на карте стрелками показываются только основные направления постоянных морских течений (поверхностных и на глубине 1000 м). Скорости поверхностных течений преимущественно до 10 см/с.

Схема постоянных течений на литологической карте приводится по литературным [19] и картографическим данным [4, 64, 123, 173].

### **Вещественный состав и генетические типы современных осадков**

В пределах картируемых листов в ходе рейса «Арктика-2012» в пределах полигона 03 установлена область с развитием мощных корок железо-марганцевых конкреций (ЖМК).

По мере удаления от областей сноса характерные черты состава терригенно-минералогических провинций ослабевают, минеральный состав осадков осредняется, что связано со значительным перемешиванием взвешенного материала, сносимого с различных участков в процессе транспортировки, и механической дифференциацией осадочного материала. Отчетливо преобладающими в тяжелой подфракции мелкоалевритовой фракции являются только четыре группы: моноклинных пироксенов (16,5–36,7%), обыкновенной роговой обманки (7,1–23,1%), минералов группы эпидота–цоизита (4,9–18,4%) и черных рудных (0,9–19,1%). Остальные минералы встречаются, как правило, в количествах, не превышающих 10%. Повышенные, по сравнению с фоновыми, содержания черных рудных минералов отмечены на Чукотском плато и в зоне вероятного разноса его терригенного (абрадированного) материала.

Незначительное количество грунтовых станций не позволяет фиксировать все различия в литологическом составе осадков. Ясно, что на большей части площади листа преобладают режимы преимущественной и устойчивой аккумуляции со сходным уровнем поступления материала. Также очевидно, что генезис осадков морской. Льды, несомненно, играют какую-то роль в осадкообразовании, но роль подчиненную.

По химическому составу осадки бедны ведущими компонентами, являясь преимущественно безжелезистыми (менее 5%) и слабомарганцевистыми. Из-за незначительного развития в регионе диатомовых водорослей и других кремнесодержащих организмов, содержание аморфного кремнезема составляет доли процента [19, 177].

На поднятии Менделеева выделена зона вероятного распространения терригенных слабокарбонатных осадков [4], в рамках листа – небольшим контуром на самом севере. Она недостаточно подтверждена опробованием, однако слабоизвестковистые осадки (с количеством  $\text{CaCO}_3$  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 [19]. По данным Яшина и Кошелевой, наибольшие концентрации  $\text{CaCO}_3$  отмечены на гребне хребта Менделеева в интервалах глубин от 1000 до 2000 м. На склонах хребта и во впадинах его количество уменьшается [177].

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 листов Т-1,2 примерно две трети обломков представлены гравийно-дресвяной фракцией, треть – галечно-щебнистой. Встречаются и отдельные не крупные валуны. Средний коэффициент окатанности, согласно полевому определению, варьирует в незначительных пределах: от 0,12 до 0,22. Соотношение песчано-алеврит-пелитовых зерен и обломков изменяется по латерали от 10 к 90 до 50 к 50 по мере удаления от обрывов или склонов.

Почти в каждой пробе рейса «Арктика-2012» присутствуют хорошоокатанные обломки, отнесенные к материалу ледового разноса. Но их среднее количество не превышает 1–5 %. 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, своеобразии 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 крутые и очень крутые уступы и даже склоны со средними уклонами, подверженные денудации, могут быть зонами смещения обломочного материала с естественным гравитационным переносом от вершины к подножию. То есть большинство обломков является эдафогенным компонентом осадков. Существенная же часть осадков в зоне поднятий, состоящая из тонкозернистой фракции, может сочетать в себе в разных пропорциях как переотложенный материал, так и современный.

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, 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.

---

## 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 внутриматитного магматизма зрелой коры континентального типа [41, 67, 105, 106, 107, 109, 125, 132, 148, 149, 151]. С. Б. Секретов [141] делает вывод о возможном присутствии магматических образований в нижней части осадочного чехла в пределах континентального склона Восточно-Сибирского моря на основании анализа интервальных скоростей вдоль профилей МАГЭ 90800 и 90801. Многие исследователи связывают магнитные аномалии хребта Альфа с многоэтапным проявлением основного магматизма, начиная с мелового времени [147].

Расчет параметров намагниченных тел [41] показал, что область Центрально-Арктических поднятий 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, 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 [72, 73].

Непосредственно на площади листов Т-1,2 при помощи сейсмофациального анализа удалось выделить тела основных эффузивов (базальты) и связанных с ними интрузивных образований (долериты). Произведенный расчет глубины залегания верхних кромок магнитоактивных тел на картируемую площадь подтвердил наличие вулканитов и интрузивов в составе акустического фундамента, реже – в осадочном чехле. Позднее такие выводы были подтверждены результатами геологического пробоотбора экспедиции «Арктика-2012». Здесь при драгировании склонов подводных гор и возвышенностей был установлен представительный комплекс обломков базальтов и долеритов, предположительно, эдафогенного генезиса, приуроченных к крутым тектоническим уступам. Кроме того, на крутом эскарпе плато Т-3 (полигон № 0) была пробурена неглубокая скважина КД12-00-33в непосредственно в коренном выходе (рис. 14, 15).

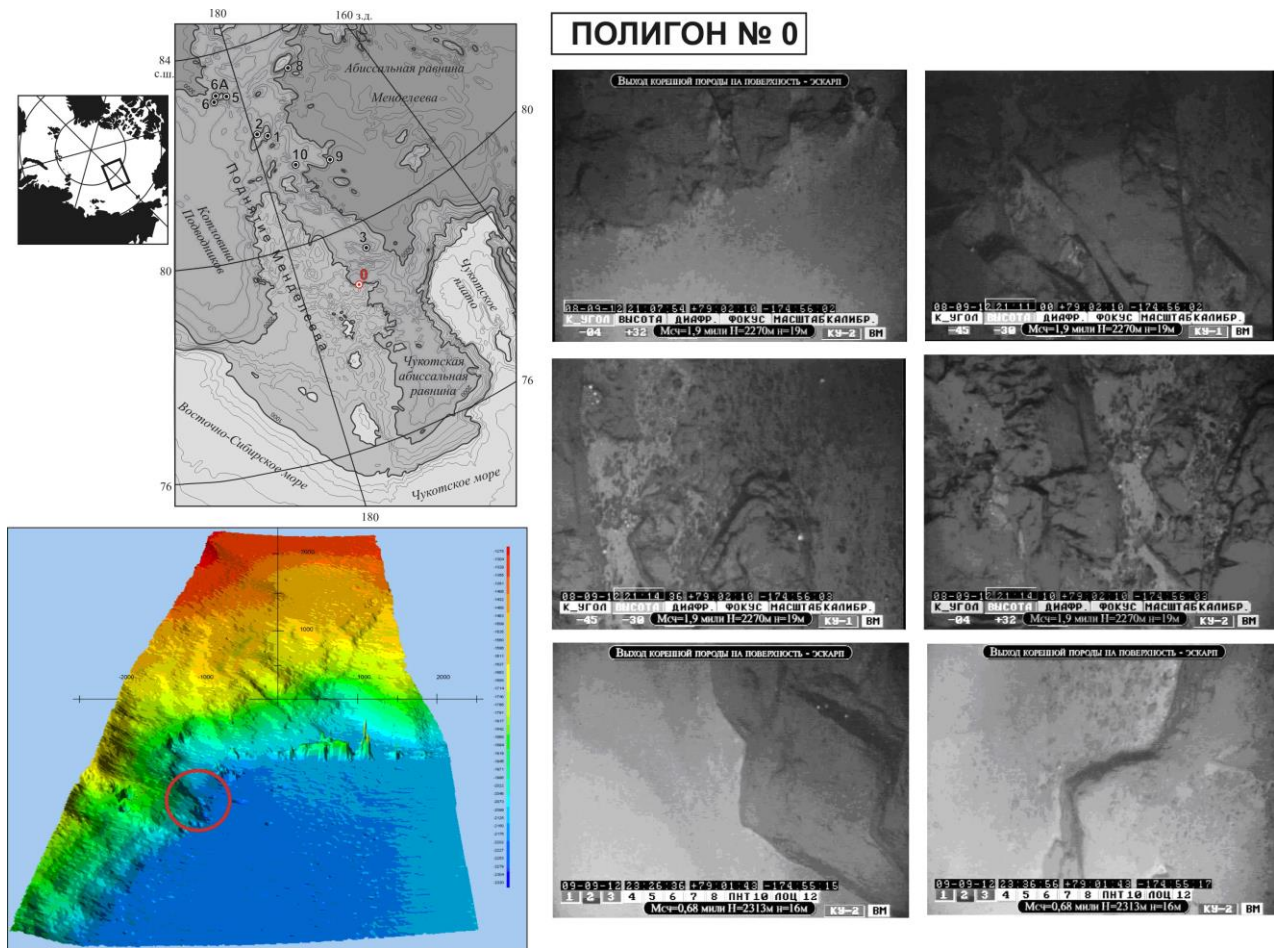


Рис. 14. Выступы коренных магматических пород, вскрытых бурением.



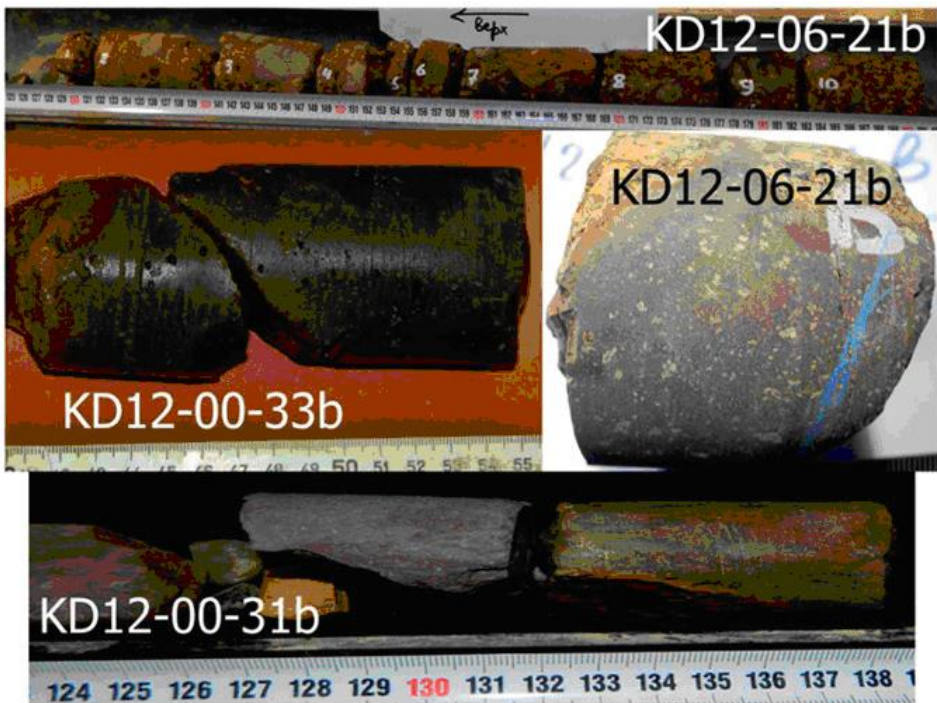


Рис. 15. Базальты из керна скважин неглубокого бурения на поднятии Менделеева.

В миндалекаменном трахибазальте из керна скважины обнаружено 25 зерен циркона. Два самых молодых зерна показали пермский возраст трахибазальтов ~260 млн лет. Кроме того, выделилось пять возрастных кластеров унаследованных цирконов: позднеархейский – 2,7 млрд лет (3 зерна); палеопротерозойский – 1,9 млрд лет (6 зерен); раннерифейский – 1,65 млрд лет (7 зерен); позднерифейский от 0,8 до – 1,1 млрд лет (5 зерен); ранневендский – 668 млн лет (одно зерно) [61]. Древние (раннепалеозойские) датировки были получены  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом для базитов поднятия Менделеева в Томске [15]. Однако полученные позднее  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки по образцам из скважины на склоне плато Т-3 свидетельствуют о трех эпизодах магматической активности: 112 млн лет (альб), 100 млн лет (альб–сеноман) и 85–73 млн лет (кампан) [128]. Кроме того, севернее листов Т-1,2, на горе Трукшина была пробурена еще одна неглубокая скважина (№ KD12-06-21b). Из вулканической брекчии трахибазальтов с обохренным глинизированным матриксом удалось выделить одно зерно циркона. Зерно тонкозональное, короткопризматическое, хорошо ограниченное, магматического генезиса. Содержание урана в цирконе – 600 г/т, отношение Th/U 0,6. Конкордантный возраст циркона –  $127,5 \pm 2,7$  млн лет [61, 127, 143].

Непосредственно на сейсмических профилях по характерному изменению характера отражения в кровле горизонта  $\Phi_a$ , совпадающему с положением значительных (до 600 нТл) магнитных аномалий, диагностировались крупные

базальтовые тела. Наличие в этих же районах дайковых комплексов, связанных с базальтовыми телами, предполагается по общегеологическим соображениям. Характер залегания базальтовых тел (покровы, силлы, потоки) по сейсмическим данным не установлен.

По положению в разрезе и характеру соотношения с вмещающими породами нами предполагаются интрузивные и эффузивные тела двух возрастных генераций. Во-первых, это крупные тела (силлы?) мелового возраста. Меловые базальты образуют вытянутые тела размерами по длинной оси до 150–200 км и тяготеют к осевой части поднятия Менделеева.

Молодые, предположительно, миоценовые базальты (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 поднятия Менделеева.

Результаты количественной интерпретации магнитометрических данных показали хорошую сходимость с результатами интерпретации сейсмических данных. По расчетам глубины залегания кромок магнитоактивных тел также удается выделить комплекс неглубокозалегających аномалеобразующих объектов, которые коррелируются с динамически выраженными рефлекторами на профилях МОВ ОГТ, интерпретируемыми как магматические тела.

Из полученных значений глубин залегания контактов были отобраны верхние (наименее глубокие) оценки, и на их основе построена модель рельефа поверхности верхнего магнитоактивного слоя. Геофизические данные также хорошо коррелируются с прямыми геологическими наблюдениями как непосредственно в границах листов (результаты экспедиции «Арктика-2012»), так и с геологическими данными по смежным областям.

Как известно, апт-альбские базальты установлены и датированы на поднятии Де-Лонга [16, 85, 89], миоцен-эоплейстоценовые эффузивы известны на островах Жохова и Вилькицкого [10].

Результаты геологического опробования на поднятии Менделеева показывают, что при донном пробоотборе на крутых эскарпах практически повсеместно встречаются обломки базальтов и долеритов. Последние результаты неглубокого бурения и драгирования в экспедиции «Арктика-2012» однозначно доказывают наличие в коренном залегании базальтов, обнажающихся в тектоническом уступе на западном склоне горы Трукшина. Базальты драгированы также севернее, на хребте Альфа [116, 148].

На наличие эффузивов и интрузивов на восточных склонах поднятия Менделеева указывают характерные сейсмические аномалии [100]. При этом совокупность высокоамплитудных отражений от кровли  $\Phi_a$  и низкие интервальные скорости в верхних горизонтах фундамента скорее всего свидетельствуют о переслаивании пластов базальтов и вулканогенно-осадочных образований.

---

## ТЕКТОНИКА

Определение тектонической структуры региона сопряжено со значительными трудностями ввиду слабой изученности структуры и вещественного состава пород фундамента. О происхождении поднятия Менделеева, его возрасте до сих пор нет единого мнения. Считалось, что поднятие Менделеева в целом представляет собой реликт древней платформы, которую Н. С. Шатский [92] называл Гиперборейской. И. П. Аталасов и соавторы [5] показывали на тектонической карте в пределах поднятия Менделеева поля распространения каледонского складчатого фундамента. Ю. М. Пушаровский [77] считал эту область не океанической, а континентальной, но с измененным типом коры. Этой точки зрения придерживается большинство исследователей [15, 33, 34, 35, 36, 37, 39, 73, 125 и др.]. Д. Форсит [106] и Н. А. Богданов [9] высказывали точку зрения, в соответствии с которой хребет Альфа и поднятие Менделеева являются базальтовым вулканическим плато. Ю. Е. Погребницкий относил район поднятия Менделеева к области с развитием субокеанической (утолщенной) коры [68, 69]. Некоторые исследователи считают поднятие Менделеева следом горячей точки [107, 116] или отмершим срединно-океаническим хребтом [26]. Существует также мнение о воздействии мезозойского Арктического плюма на структуру поднятия Менделеева [90]. Рассчитанное по геотермическим данным среднее время (97–79 млн лет) образования хребта Альфа и поднятия Менделеева [14] хорошо согласуется с аптальбским временем активного магматизма и субширотного растяжения континентальной Евразийской окраины. В последние годы разработана новая геодинамическая модель эволюции Арктики, основанная на представлении о развитии верхнемантийной конвекции под континентом, обусловленной процессом субдукции Тихоокеанской литосферы под Евразийскую и Северо-Американскую литосферные плиты. Учеными Российской академии наук показано последовательное образование структур Американо-Арктического и Евразийско-Арктического бассейнов Арктики в контексте разрушения древнего континента Арктида, сохранившийся фрагмент которой представлен структурами центрального сегмента Северного Ледовитого океана, включая хребет Ломоносова и поднятие Менделеева [51].

**Глубинное строение.** Поверхность раздела Мохоровичича построена по результатам разработанной во ВНИИОкеангеология методики 3-D гравитационного моделирования [22], используемой с 2000 г. для оценки мощности земной коры Центрально-Арктического бассейна в связи с проблемой внеш-

ней границы континентального шельфа РФ [56]. Данная методика основана на последовательном учете и исключении из аномального гравитационного поля 3-D гравитационных эффектов от известных контрастных плотностных границ в земной коре («вода–дно» и «осадки–фундамент») и последующем пересчете остаточных аномалий в рельеф подошвы земной коры.

Исходными данными для вычислений стали цифровые модели глубин до известных границ раздела, величины плотностных контрастов на этих границах, а также начальная (осредненная) глубина  $H_0$ , от которой производился расчет изменений положения раздела Мохо. Глубина  $H_0$  выбиралась с учетом существующих сейсмических данных. В результате проведенного моделирования мощность консолидированной части земной коры (рис. 16) под поднятием Менделеева определена в пределах от 25 (на склонах) до 32 км (в центральной части). Такая оценка сопоставима с новыми опубликованными данными [22, 24, 25, 42, 43, 44, 74, 75, 76]. По типам коры (имеющим свои характерные особенности строения и прежде всего мощность [43]), в пределах поднятия Менделеева и прогиба Вилькицкого выделяется континентальная кора, а в пределах впадин Чукотской и Менделеева – субконтинентальная.

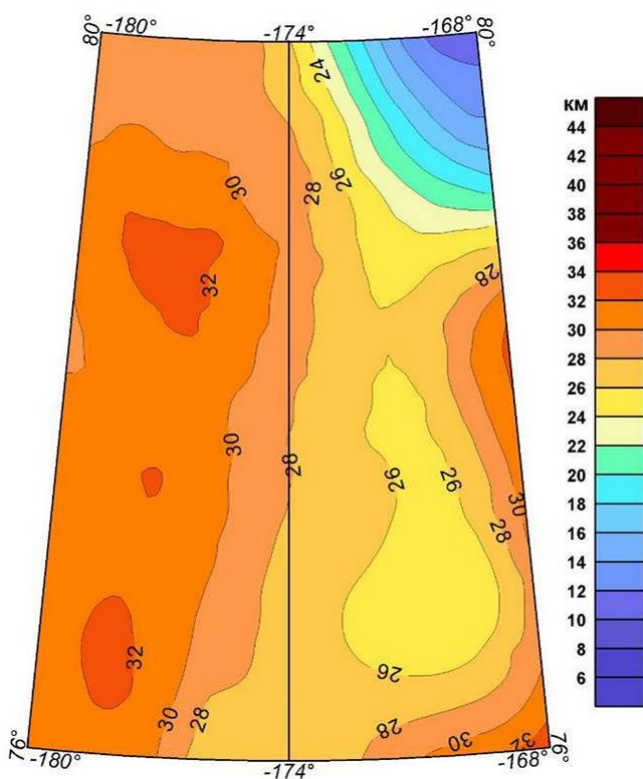


Рис. 16. Суммарная мощность земной коры про результаты 3-D гравитационного моделирования.

Глубинные геолого-геофизические разрезы по линиям А–Б и В–Г создавались на основе результатов двухмерного гравитационного моделирования.

Исходная модель вдоль линии А–Б построена на основе сейсмических разрезов, полученных по МОВ ОГТ и ГСЗ вдоль профиля ARC 12-03, выполненного ОАО «Севморгео» в 2012 г. [153]. Таким образом, результаты проведенных исследований позволяют охарактеризовать строение земной коры вдоль профиля на всю ее мощность. Для построения верхней части исходной модели по линии А–Б авторы использовали данные МОВ ОГТ, как более детальные. Мощность земной коры вдоль профиля изменяется от 36 км на поднятии Менделеева до 20 км в Чукотской впадине.

Промежуточный комплекс, выделяемый на разрезах ГСЗ со скоростями продольных волн 4,5–5,4 км/с, на поднятии Менделеева имеет мощность от 2 до 5 км. С учетом особенностей скоростной модели разреза ГСЗ и аномалий поля силы тяжести переходный комплекс на поднятии Менделеева разбит на два блока с плотностью 2,60 и 2,72 г/см<sup>3</sup>. При переходе в Чукотскую впадину в сейсмической толще, показанной на разрезе ГСЗ как промежуточный комплекс, скоростные параметры резко меняются. Вместо скоростей 4,5–5,4 км/с, здесь определены скорости 2,9–4,5 км/с, что характерно для пород осадочной толщи. Поэтому, с учетом вышесказанного, нами был сделан вывод о том, что в Чукотской впадине промежуточный комплекс отсутствует либо мощность его крайне мала. С учетом этого предположения мощность осадочной толщи во впадине возрастает до 5,5 км, в соответствии с моделью по профилю ГСЗ.

Мощность верхней части консолидированной коры вдоль профиля изменяется от 10 до 3 км, уменьшаясь в восточном направлении, от центральной части поднятия Менделеева в сторону Чукотской равнины. На поднятии Менделеева скорость в породах составляет 6,3–6,7 км/с, плотность – 2,75 г/см<sup>3</sup>. В Чукотской впадине скорость и плотность увеличиваются до 6,4–6,7 км/с и 2,77 г/см<sup>3</sup> соответственно.

Уменьшение мощности слоя нижней коры в направлении Чукотской впадины более значительно – от 18,5 км на поднятии Менделеева до 11 км во впадине. Скорость в нижней коре на поднятии составляет 6,8–7,3 км/с, а плотность оценивается равной 2,90 г/см<sup>3</sup>. В Чукотской впадине скорость и плотность увеличиваются до 7,0–7,2 км/с и 2,92 г/см<sup>3</sup> соответственно.

Верхняя мантия, по данным ГСЗ, характеризуется скоростью 8,0 км/с под понятием Менделеева и скоростью 7,8 км/с под Чукотской впадиной.

Исходная модель вдоль линии В–Г построена на основе профиля МОВ ОГТ ARC 12-01. Данный профиль характеризует строение осадочной толщи до глубины залегания акустического фундамента. Мощность земной коры вдоль профиля изменяется от 27 км на склоне прогиба Вилькицкого до максимум 32 км на поднятии Менделеева.

Промежуточный комплекс в модели В–Г, расположенный ниже акустического фундамента, имеет мощность от 1–2 км в прогибе Вилькицкого до 5–6 км на поднятии Менделеева. Плотность переходного комплекса постоянная – 2,60 г/см<sup>3</sup>. На участке профиля 160–200 км для компенсации гравитационного минимума и для увязки в точке пересечения с разрезом вдоль линии А–Б выделен блок повышенной плотности, равной 2,72 г/см<sup>3</sup>. Мощность верхней части консолидированной коры вдоль профиля изменяется от 1,5–2,0 км в прогибе Вилькицкого, затем увеличивается до 8–9 км на поднятии

Менделеева, а затем вновь уменьшается далее на север до 5 км. Плотность верхней коры в модели постоянна и составляет 2,75 г/см<sup>3</sup>.

Мощность нижней части консолидированной коры меняется от 17 км в прогибе Вилькицкого до 23 км на поднятии Менделеева. Плотность нижней коры составляет 2,90 г/см<sup>3</sup>. В низах нижней коры, для увязки в точке пересечения с разрезом вдоль линии А–Б был выделен слой повышенной плотности – 3,07 г/см<sup>3</sup>.

При построении глубинных границ земной коры авторы ориентировались на данные ГСЗ по профилям, пересекающим поднятие Менделеева, – экспедиций «Арктика-2000» «Арктика-2005» [82] и «Арктика-2012». В исходной модели по линии В–Г ниже акустического фундамента были выделены три слоя: промежуточный комплекс, верхняя и нижняя части консолидированной коры. Рельеф границы «кора–мантия» был получен из соответствующей цифровой модели.

**Структурно-тектоническое районирование.** В пределах картируемой области листов Т-1,2 сопрягаются несколько структур первого порядка на континентальной коре нормальной мощности и утоненной. Структурный план на площади листа определяется сочетанием субмеридионально ориентированных структур поднятия Менделеева, впадин Чукотской и Менделеева, Чукотского поднятия и субширотной Чукотско-Менделеевской седловины. В юго-западном углу этой площади оказывается небольшой фрагмент северо-восточного крыла прогиба Вилькицкого.

В результате интерпретации всех доступных геолого-геофизических данных, авторами выработана следующая концепция тектонического строения картируемой области. В юго-западной части листов нами выделяется северное замыкание прогиба Вилькицкого, пермско-нижнемеловые осадочные комплексы которого налегают на деформированный франклинский комплекс (герциниды). В сторону поднятия Менделеева происходит переход нижней части осадочного чехла (пермь–нижний мел) прогиба Вилькицкого в складчатое состояние. По всей видимости, поднятие Менделеева в доокеанический этап представляло собой область с платформенным строением. Возраст складчатого основания древней платформы, возможно, был карельским или байкальским, а может быть, и более молодым – каледонским. Полученные в последнее время датировки цирконов из образцов донного каменного материала дают широкий разброс. Изотопное датирование U-Pb методом из образцов AF-05-24D и AF-05-26D, показало, что возраст их находится в интервалах 2616–2271 млн лет, 2615–2339 млн лет; из образца В-299 – 2659–1872 млн лет [39]. Эти образцы драгированы со склона грабенообразной структуры в северо-западной части площади листов. Похожие датировки получены также и по другим районам Американо-Азиатского бассейна, но есть и более молодые. Например, возрастные датировки цирконов U-Pb методом, полученные американскими геологами по четырем образцам донного каменного материала, драгированного на севере хребта Нордвинд, укладываются в интервалы 430–900 и 1500–2800 млн лет [99]. К сожалению, пока не выработаны критерии разделения принесенных льдами обломков горных пород и местных обломков, скатившихся с обнаженных склонов подводных гор. Тем не менее, какая-то часть образцов все же имеет местное происхождение.

Скорее всего, платформенный чехол поднятия Менделеева подвергся деформации в несколько этапов. Трудно судить о характере этих деформаций, если эти образования находятся в акустическом фундаменте, а в выступах на морском дне в основном обнажаются магматические породы. Относительно низкие сейсмические скорости, слабая измененность палеозойских горных пород, отсутствие метаморфизма, свидетельств процессов катаклаза, кливажирования и других признаков полной складчатости приводят 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.

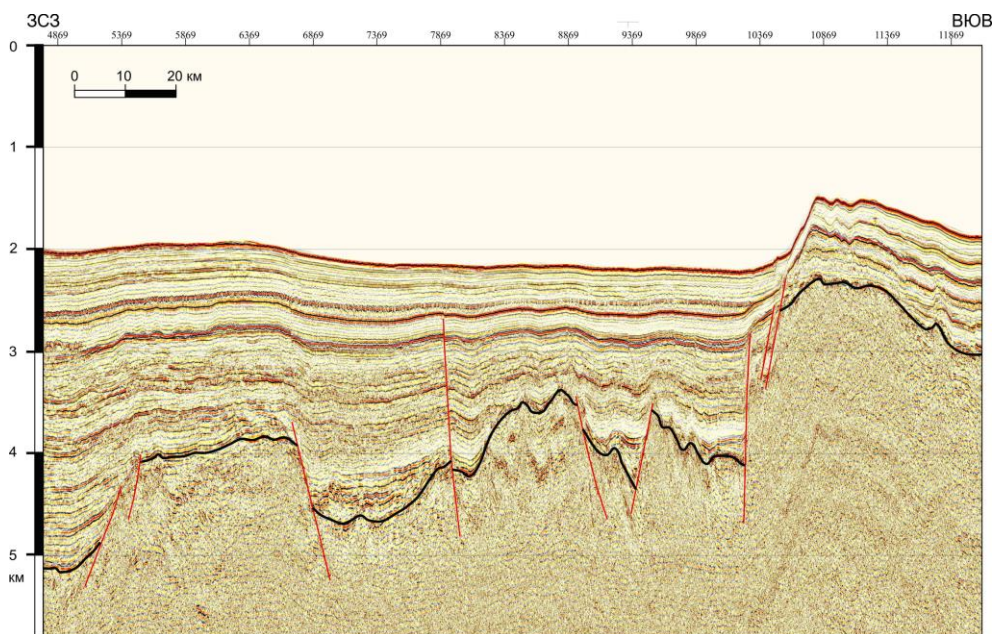
Так или иначе, породы платформенного чехла не отражаются в поле отраженных волн на профилях МОВ ОГТ как слоистые образования, поэтому при расшифровке тектонической структуры и оценке перспектив нефтегазоносности приходится говорить о нарушенном состоянии домеловых комплексов. Значительно повлияло также широкое развитие магматизма, выразившееся в региональном распространении на поднятии Менделеева 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 записи акустического фундамента местами мы видим упорядоченные рефлекторы, свидетельствующие о расслоенности, близкой к осадочной слоистости.

*поднятия Менделеева* занимает около 2/3 площади листа и, тем самым, представляет собой основную структурную зону в тектоническом ансамбле этого региона. Оно протягивается с юга на север через всю площадь листа, продолжаясь за его пределы. Ширина поднятия у северной границы листа превышает 190 км, сужаясь на юге до 140 км. В структуре поднятия выделяется осевая, наиболее приподнятая зона, и боковые зоны в виде западной и восточной структурных ступеней.

Осевая зона характеризуется минимальной мощностью осадочного чехла: около 0,5–1 км в северной части и до 1–1,5 км в южной, где происходит ее погружение и замыкание чуть южнее 77° с. ш. В северной части листа между 78° 20' и 79° 0' с. ш. наблюдается коленообразный изгиб осевой зоны при движении на север со смещением ее оси к западу на 50 км. При этом в западном крыле осевой зоны на участке коленообразного изгиба выделяется серия грабенов и горстов северо-западного простирания. Они отчетливо выражены на меридиональном сейсмическом профиле ARC-1203, выполненном Севморгео в 2012 г. [153]. Амплитуда смещений по сбросам в бортах грабенов варьирует от 0,5 до 1,5 км (рис. 17). Возвышенности в пределах осевой зоны часто имеют крутой южный (тектонический) склон и пологий северный, который бронируется пологозалегающими (до 10°) пластами горных пород. Межгорные понижения также имеют асимметричный профиль, при этом мощность чехла в пределах понижений и возвышенностей практически остается одина-



ковой, что свидетельствует о постседиментационном характере разрывных нарушений, определивших структуру поднятия.



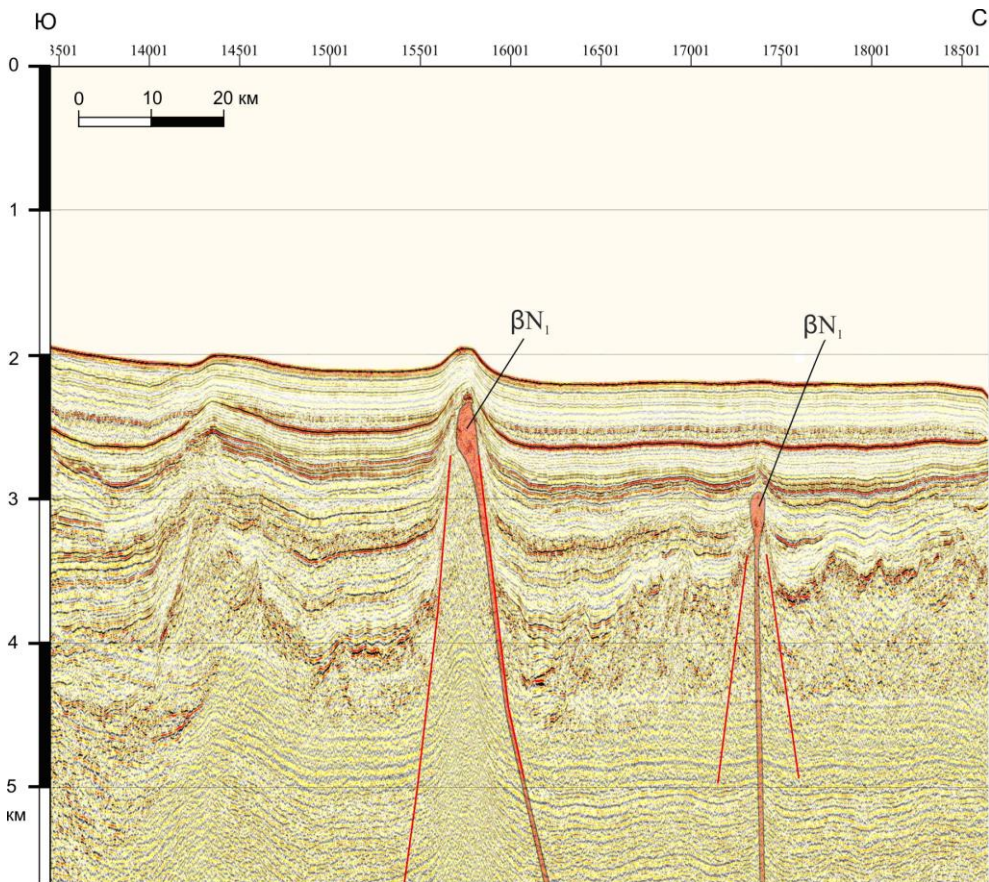
**Рис. 17. Разрывные нарушения в пределах фрагмента сейсмического профиля МОВ ОГТ ARC-1203.**

Другой интересной особенностью коленообразного изгиба осевой зоны является присутствие на этом отрезке нескольких локальных возвышенностей в рельефе дна, высотой от 100 до 500 м. Они имеют в плане эллипсоидную, редко, изометричную форму, размер их достигает 10–12 км по длинной оси и 5–7 км по короткой. Большая часть возвышенностей расположена линейно в северо-западном направлении (наиболее отчетливо) и в северо-восточном. Северо-западное направление совпадает с конфигурацией коленообразного изгиба осевой зоны и простираемием осложняющих его грабен и горстов. Аналогичная локальная возвышенность расположена в западной структурной ступени поднятия Менделеева, где она оказалась на линии сейсмического профиля МОВ ОГТ ARC-1201, выполненном Севморгео в 2012 г. На этом профиле (рис. 18) хорошо просматриваются штоки базитов, внедрившиеся в осадочный чехол и вызвавшие поднятия в чехле его кровли, включая поверхность дна.

По существу данная сейсмическая запись свидетельствует о проявлении позднекайнозойского базальтового вулканизма на поднятии Менделеева. Из этого факта сделано предположение о приуроченности локальных возвышенностей на поднятии Менделеева к штокам базитов, внедрением которых и вызвано их появление. В поперечном сечении осевая зона отчетливо асимметрична с относительно пологим и более широким восточным крылом и достаточно контрастным и узким западным, разбитым многочисленными сброс-



сами. В зоне сбросов западного крыла, формирующих систему грабенов и горстов на протяжении 145 км по меридиональной линии сейсмического профиля ARC-1201 в сейсмической записи просматриваются базальты в основании осадочного чехла. Они выделяются по характерной шероховатой поверхности отражения сейсмического сигнала.



**Рис. 18. Внедрения позднекайнозойских базитов в виде штоков на фрагменте сейсмического профиля МОВ ОГТ ARC-1201.**

Фланговые зоны поднятия Менделеева представлены западной и восточной структурными ступенями. Западная структурная ступень прекрасно выражена на субширотном сейсмическом профиле ARC-1203 (рис. 17) и проиллюстрирована в объяснительной записке изданного листа Т-57-60 [78]. Также контрастно она читается и на субмеридиональных сейсмических профилях экспедиции Арктика-2012 в пределах данного листа. В том и другом случаях амплитуда смещений подошвы осадочного чехла по его сбросам, разделяющим структурную ступень и осевую зону поднятия Менделеева, составляет 1300–1500 м. В основании осадочного чехла западной структурной ступени

фиксируются покровы базальтов, а также их штоки, внедрившиеся в осадочный чехол и деформирующие его.

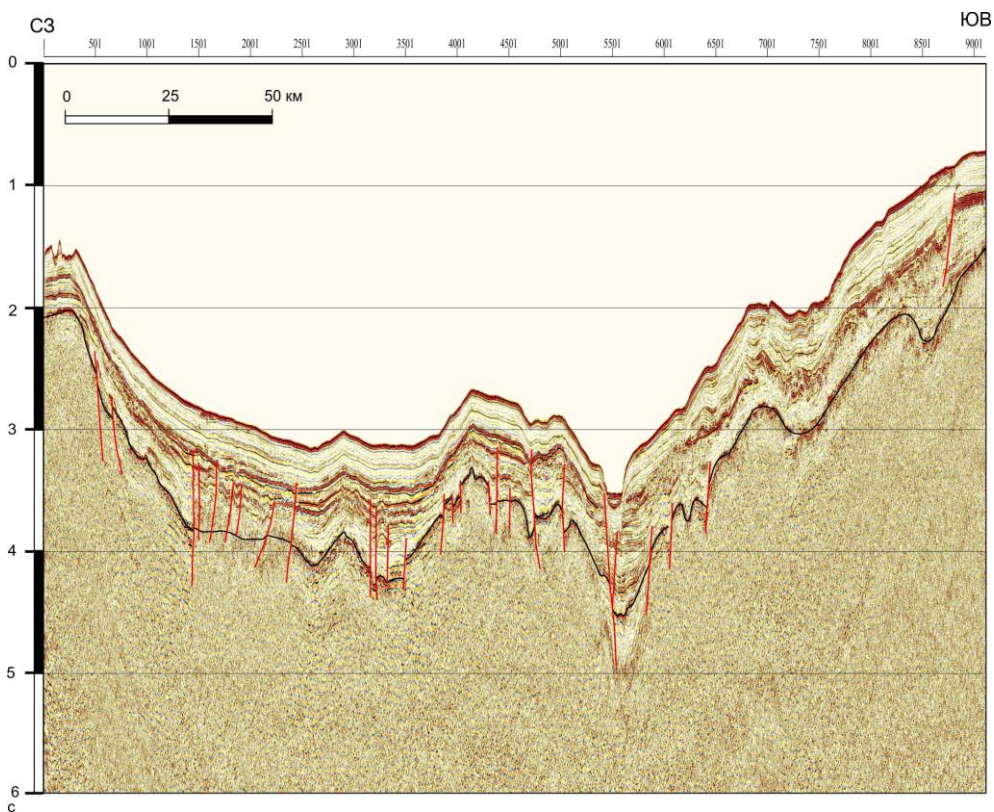
В восточной структурной ступени залегание осадочного чехла субгоризонтальное, но его мощность возрастает в 1,5 раза относительно осевой зоны. На отрезке коленообразного изгиба осевой зоны в восточной структурной ступени выделяется горст шириной около 35 км и два сопряженных с ним грабена шириной 15–20 км. Они просматриваются на сейсмических профилях МОВ ОГТ, выполненных с борта ледокола «Healy» (см. геологический разрез по линии  $A_1-A_2-A_3$ ). Амплитуда смещений по сбросам достигает 1 км.

Обращает на себя внимание тот факт, что горсты и грабены восточной структурной ступени тяготеют большей частью к коленообразному изгибу осевой зоны поднятия Менделеева. Хотя отдельные из них установлены и в южной части восточной структурной ступени. Здесь вдоль восточной границы поднятия Менделеева с Чукотской впадиной в сейсмической записи прекрасно читается горст шириной 12 км. В пределах горста мощность осадочного чехла составляет не более 0,7 км, увеличиваясь к западу до 2 км, а к востоку уже в Чукотской впадине – до 3–3,5 км. Над горстом осадочный чехол деформирован с образованием локального поднятия в поверхности дна. Это указывает на время формирования горста со второй половины раннего мела (апт–альб) до голоцена включительно. Остальная часть восточной структурной ступени представляет собой очень пологую моноклираль, восточная половина которой осложнена выступом основания чехла и двумя сопряженными с ним прогибами. Ширина этих структур составляет 15 км, амплитуда по подошве осадочного чехла – около 1–1,5 км.

*Чукотская впадина* в пределах листа протягивается на 210 км при ширине в северной части 90 км, а в южной – более 135 км. На юге ее граница с поднятием Менделеева контролируется разломом субмеридионального простирания на протяжении 120 км. Далее на север эта граница намечена по уступу в рельефе поверхности дна, проявленному наиболее контрастно с северной границей Чукотско-Менделеевской седловины с поднятием Менделеева. Здесь она заверена сейсмически в виде сброса с опущенным восточным крылом. Северная граница впадины с Чукотско-Менделеевской седловиной в некоторой степени условна. Вместе с тем она намечается в рельефе дна как южная граница седловины между поднятиями Менделеева и Чукотским. В гравитметрии эта же граница маркируется сменой знака аномалий от положительных в пределах поднятия до отрицательных в Чукотской впадине. Граница впадины с Чукотским поднятием отчетлива в батиметрии, а также в аномальном магнитном поле в виде полосы положительного магнитного поля, совпадающей с уступом в рельефе дна западного склона Чукотского блока. Рельеф поверхности дна впадины плоско-горизонтальный. На единственном сейсмическом профиле, пересекающем впадину, у ее западной границы просматривается слабое углубление поверхности дна шириной 2,5 км с амплитудой углубления около 50 м. Оно не соотносится со структурой осадочного чехла и рельефом его подошвы. Мощность осадочного чехла во впадине достигает 4 км, уменьшаясь к ее бортам до 2,5–3 км. Внутри впадины, как в центре, так и по ее бортам фиксируются несколько локальных возвышенностей амплитудой от 50 до 400 м, аналогичных рассмотренным ранее на подня-

тии Менделеева. Их расположение укладывается в полосу северо-западного простирания, которую можно рассматривать как продолжение аналогичной полосы локальных возвышенностей на поднятии Менделеева.

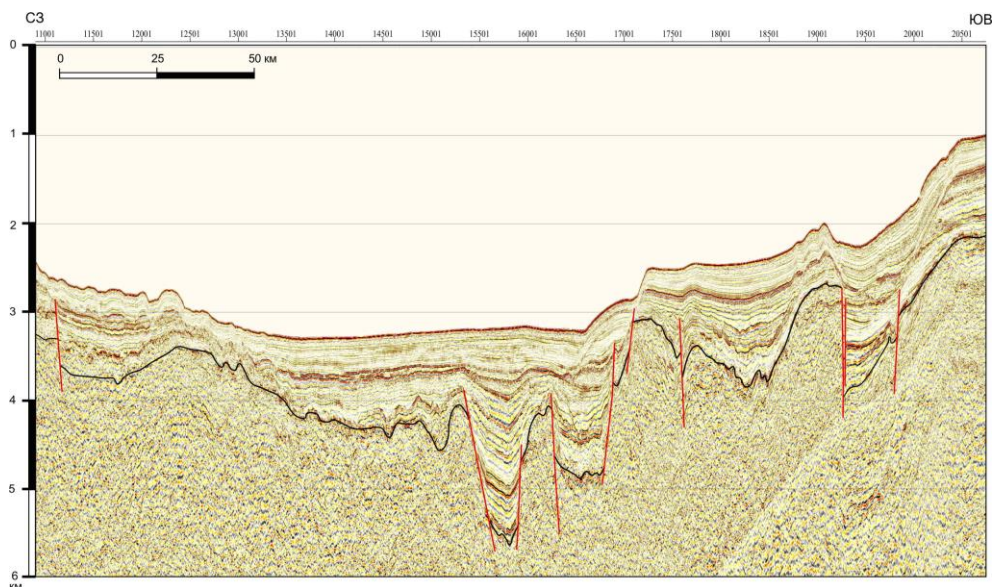
*Чукотско-Менделеевская седловина* в виде поперечного поднятия разделяет Чукотскую и Менделеевскую впадины. По своей конфигурации она напоминает трапецию с изогнутыми границами (см. тектоническую схему). Длина основания трапеции на границе с поднятием Менделеева составляет 120 км, а на границе с Чукотским поднятием – 65 км. В широтном направлении (высота трапеции) поднятие протягивается на 45 км.



**Рис. 19. Структура Чукотско-Менделеевской седловины на профиле МОВ ОГТ ARC-12-19.**

Внутренняя структура Чукотско-Менделеевской седловины отражена на широтном сейсмическом профиле, выполненном в 2005 г. с ледокола «Healy». В центре поднятия наблюдается приподнятый блок на протяжении 40 км. Мощность осадочного чехла в пределах блока составляет 700–800 м. С запада и востока блок обрамляется грабенами-прогибами шириной 10–15 км, в которых мощность осадочного чехла увеличивается до 1500–1600 м. И в рельефе дна блок возвышается над примыкающими к нему грабенами-

прогибами на 200 м с запада и на 600 м с востока. Такое же строение Чукотско-Менделеевской седловины наблюдается и на сейсмическом профиле МОВ ОГТ ARC-12-19, пересекающем поднятие в диагональном северо-западном направлении (рис. 19). У южной границы Чукотско-Менделеевской седловины фиксируются две локальные возвышенности, интерпретируемые нами как штоки базитов.



**Рис. 20. Строение Менделеевской впадины на сейсмическом профиле МОВ ОГТ ARC-12-04.**

*Менделеевская впадина* занимает северо-восточный угол площади листа. Она протягивается на 185 км в меридиональном направлении при ширине 70–75 км. Мощность осадочного чехла впадины возрастает от 1 км в бортах до 2,5 км в центральной части. Внутренняя структура впадины отражена на сейсмическом профиле МОВ ОГТ ARC-12-04 (рис. 20). Плавное погружение подошвы осадочного чехла с северо-запада на юго-восток и, соответственно, возрастание мощности чехла осложнено грабеном у восточной границы листа. Ширина грабена – около 15 км, его простираение скорее всего субмеридиональное, судя по ориентировке впадины. Сбросы в бортах грабена затрагивают только нижние горизонты осадочного чехла, амплитуда их не превышает первые сотни метров. Чукотский блок представлен в пределах листа западным краем максимальной шириной до 40 км и протяженностью в меридиональном направлении на 180 км. В рельефе дна эта структура представляет собой плато с абсолютной отметкой поверхности 500–600 м ниже уровня моря. Оно ограничено с запада и северо-запада резким уступом, по которому поверхность дна опускается до глубины 2000 м, то есть на 1500 м относительно по-



верхности плато. В тектоническом отношении это горст, нередко называемый в литературе термином «останец опускания» [70].

Внутренняя структура Чукотского блока остается невыясненной, а осадочный чехол в его пределах меняется от 500 м в нижней части склона до 200 м на его поверхности. Приуроченная к склону блока интенсивная магнитная аномалия с глубинами залегания верхних кромок магнитоактивных тел от 0,5 до 2 км относительно поверхности дна связывается нами, предположительно, с глубинным разломом в консолидированной земной коре.

*Прогиб Вилькицкого* попадает на площадь листов Т-1,2 только небольшим фрагментом северо-восточного крыла (сейсмический профиль МОВ-ОГТ ARC-12-01). Мощность осадочного чехла в пределах этого фрагмента достигает 5 км. У северо-восточной границы прогиба фиксируются два сброса северо-западного простирания. Амплитуда смещения по ним составляет первые сотни метров. Сама граница прогиба проведена достаточно условно ввиду того, что вблизи ее стыкуются сейсмические данные с различной разрешающей способностью, и определить точное место перехода чехла прогиба в складчатое состояние или его выклинивания на выступах фундамента поднятия Менделеева не представляется возможным.

В юго-западном углу площади листов Т-1,2 на сейсмическом профиле МОВ-ОГТ ARC-12-01 намечается прогиб в верхнемеловых кайнозойских отложениях. Ширина его в пределах листа – 35 км, а протяженность – 185 км. В сейсмической записи выполняющие прогиб отложения характеризуются ярко выраженной проградационной слоистостью, мощность их составляет 3–4 км у южной границы листа, сокращаясь до 1–2 км к северу. Прогиб располагается в зоне континентального склона и в этом смысле может быть сопоставлен с кайнозойским надразломным прогибом на площади листов Т-57–60 [78]. Там кайнозойский прогиб приурочен к разломно-флексурной зоне в пределах континентального склона. Возникновение подобных прогибов обусловлено, вероятно, заложением континентального склона на месте разломно-флексурных зон.

Выделение большинства тектонических элементов региона опирается на комплексный анализ потенциальных полей, в том числе карт вертикального и горизонтального градиентов аномальных магнитного и гравитационного полей, сейсмических и геоморфологических данных, а также анализ результатов геологического опробования.

**Разрывные нарушения.** В заключение необходимо остановиться на особенностях разломной тектоники в пределах рассматриваемого листа. Большая часть разрывов представлена крутопадающими сбросами, хорошо выраженными в сейсмической записи и нередко в батиметрии в виде уступов рельефа дна. В единственном случае крупный сброс в восточной части листа, помимо сейсмического выражения, намечается и по другому признаку. На тектонической схеме в южной части площади листа он отделяет Чукотскую впадину от поднятия Менделеева, далее на север следует внутри Чукотской впадины, Чукотско-Менделеевской седловины, заканчивается в Менделеевской впадине. Вторым признаком этого разрыва служат штоки базитов, которые оказываются на линии этого нарушения. Два из них расположены в Чукотской впадине и по одному на Чукотско-Менделеевской седловине и впадине Менделеева.

По-видимому, имела место многостадийность тектонических процессов в этом регионе [86]. Судя по имеющимся сейсмическим данным и очертаниям аномалий потенциальных полей, наиболее древней является северо-западная система нарушений. Она частично замаскирована более молодыми нарушениями, однако в центральной части поднятия Менделеева (79–82° с. ш.) она легко читается в направлениях основных уступов и ступеней современного рельефа, а также интерпретируется на сейсмических профилях. Амплитуды сбросов достигают 300–500 м. В гребневой части поднятия Менделеева у этих разломов предполагается незначительная левосдвиговая компонента [91].

Более молодая – субмеридиональная система нарушений преобладает в самой южной части поднятия Менделеева (южнее 79° с. ш.). Нарушениями этой генерации образованы наиболее крутые западные склоны поднятий, а также локальные поднятия и выступы акустического фундамента. На юге поднятия эта система отсекается субширотной зоной нарушений флексурной зоны континентального склона Восточно-Сибирского моря, на севере накладывается на систему северо-западного простираня. Смещение по сбросам достигает 1000 м и более. Часть нарушений активизирована на неотектоническом этапе.

Поперечная система нарушений, по-видимому, является самой молодой из обнаруживаемых в регионе. Она пересекает все остальные системы и делит поднятие Менделеева на ряд сегментов. Предположительно, представлена левыми сбросо-сдвигами. Вертикальные амплитуды достигают 500 м.

Разрывные нарушения, широко распространенные в пределах картируемой площади, никак не проявлены в современной сейсмичности, на картируемой площади за последние 100 лет не зафиксировано ни одного землетрясения. Вместе с тем, свежесть склонов некоторых гор поднятия Менделеева и Чукотского плато, нарушенность фундамента и всего разреза осадочного чехла пликативными и дизъюнктивными дислокациями свидетельствуют о недавней тектонической активности региона [11].

---

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

При составлении геоморфологической и орографической схем, а также текста объяснительной записки используемая терминология приведена в соответствие с той, которая применялась в проекте пересмотренного представления на установление внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Северном Ледовитом океане [158].

Рассматриваемая площадь целиком располагается за бровкой шельфа и является частью Центрально-Арктической области поднятий Арктического бассейна [53, 65, 18 и др.]. Она включает входящие в состав данной области юго-восточную часть поднятия Менделеева, примыкающие к нему с востока «абиссальные» равнины Менделеева и Чукотскую, соединенные долиной Чарли, а также крайний западный фрагмент Чукотского плато (рис. 21).



Рис. 21. Объемное изображение основных орографических форм в окрестности поднятия Менделеева. Моделирование на основе грида ИВСаО v.3.0 [<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/>], вид со стороны хребта Альфа.

Площадь настоящего листа, как и расположенных севернее листов U-1,2, целиком принадлежит к Лаптевоморско-Чукотскому сектору континентальной окраины Евразии и входит в заявленный Российской Федерацией расширенный шельф [18, 63, 82, 158], то есть рассматривается как часть континентальной окраины, а именно – часть континентального склона сложного строения [145, 158].

В настоящей работе применительно к равнинам Чукотская и Менделеева слово «абиссальная» приводится в кавычках, несмотря на то, что это официально закрепленные за ними названия [179]. Однако они вступают в противоречие с современными данными о рельефе дна, поскольку современное толкование понятия абиссальных равнин предполагает, что они имеют глубины, как правило, более 4000 м [46, 180, 181 и др.]. Чукотская же равнина характеризуется глубинами 2200–2400 м, а равнина Менделеева 3200–3300 м. В морфологическом отношении обе они представляют собой террасы, поскольку имеют восходящие тыловые склоны и нисходящие фронтальные. Они отделены друг от друга узким и невысоким склоном, но при этом соединяются узкой долиной Чарли, прорезающей этот склон [110]. Характерно, что дно Чукотской котловины в ее северо-восточной части переходит в одну из ступеней поднятия Менделеева с отметками –2000–2300 м.

В категориях UNCLOS и CLCS абиссальные равнины принадлежат к океанскому дну, в то время как, согласно пересмотренному Представлению на установление внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Северном Ледовитом океане, равнины Чукотская и Менделеева входят в состав континентальной окраины, а в качестве абиссальных равнин в Северном Ледовитом океане признаются только равнины, расположенные в котловинах Нансена, Амундсена, Макарова и Канадской. Все же прочие равнины на зашельфовых глубинах в Центрально-Арктической области поднятий рассматриваются как террасы-ступени погруженной континентальной окраины.

Рельеф дна в границах планшета отличается разнообразием. Глубины меняются от 500 м на Чукотском плато до 2200–2400 м на Чукотской равнине и 3300 м на равнине Менделеева. Из-за ступенчатого характера дна возрастание глубин происходит скачкообразно. Основную часть площади на западе и в центральной части листов занимает поднятие Менделеева. На крайнем юго-востоке в границы листов попадает часть континентального склона, она носит название внутреннего склона, который является верхним элементом в составе протяженного континентального склона сложного строения, занимающего всю площадь листа. Основание этого внутреннего склона лежит на глубинах 2000–2100 м, то есть на батимальном уровне. Все прочие крупные орографические элементы на рассматриваемой площади, такие как Чукотское плато, поднятие Менделеева и даже впадины Чукотская и Менделеева являются осложняющими промежуточными элементами в составе сложного континентального склона. Его основание в свою очередь располагается далеко на северо-востоке, уже за рамкой листа, на границе с дном Канадской абиссальной котловины, а точнее входящей в ее состав сравнительно небольшой впадины Наутилус.



поднятие Менделеева представляет собой серию крупных ступеней, последовательно (чаще с небольшим шагом) погружающихся в направлении на северо-восток. Глубины основных крупных ступеней составляют 1400–1700, 1700–2000, 2200–2400 м. В границах листов в поднятии Менделеева можно наблюдать еще и более мелкие по размерам ступени рельефа, погружающиеся на восток к долине Чарли. На западе (за границей планшета) поднятие Менделеева сопрягается с котловиной Подводников. поднятие в целом, а также примыкающие к нему впадины представляют собой систему погруженных блоков континентальной окраины, которые в рельефе выражены в виде террас и седловин, а также разделяющих их склонов от очень крутых до пологих. Высота склонов при этом измеряется первыми сотнями метров. За южной рамкой листа находится терраса Кучерова, соответствующая блоку окраины, который занимает наиболее высокое батиметрическое положение. Именно к ее основанию и примыкает седловина с отметками глубин –1400–1700 м, часть которой можно видеть в юго-западном углу площади. Эта седловина, в основном расположенная западнее границы планшета, так же как и терраса Кучерова, являются важными связующими элементами в морфоструктуре зоны сочленения шельфа и поднятия Менделеева. Ступени этого поднятия в разной степени осложнены структурно обусловленными плато, возвышенностями и невысокими горами, как с платообразными, так и с заостренными вершинами. Большинство из них безымянные, однако наиболее крупные имеют названия. С севера на юг это плато: Т-3, Сарго и Арлис. Что же касается плато Почтарева у северной границы площади, то в морфологическом отношении оно представляет собой террасу. Она протягивается в северо-западном направлении далеко за пределы листа. Абсолютные отметки плато и вершин подводных гор поднятия Менделеева в пределах листов Т-1,2 составляют от –600 до –1000 м. Относительная высота плато Арлис и Сарго – 400–500 м. Склоны поднятия Менделеева повсеместно изборозжены подводными каньонами и ложбинами. Чукотское плато отличается значительно более крутыми и высокими склонами (1300–2000 м). Вершинная часть плато лежит на глубинах 400–600 м. Все перечисленные крупные орографические формы имеют четко выраженные границы, в большинстве обусловленные геологической структурой. Возможные разночтения в трассировании орографических границ могут быть обусловлены только недостаточной и неравномерной изученностью.

Батиметрическая основа листов Т-1,2 составлена по заказу ВНИИОкеангеология ЦКП ГУНиО МО РФ еще в 2005 г. Помимо нее использовались данные детальных промеров многолучевым эхолотом, выполненных в 2010–2011 гг. ГНИНГИ [1], а также данные, полученные с подводных лодок в экспедиции «Арктика-2012» [30, 31, 93], и результаты сейсмопрофилирования. Ведущую роль при составлении геоморфологической схемы масштаба 1 : 2 500 000 играл анализ морфологии рельефа дна, проводившийся на батиметрической основе. Трактовки генезиса и возраста поверхностей в существенной степени носят условный характер ввиду недостатка геологических и геофизических данных. Геоморфологическая схема в соответствии с действующими требованиями составлена по принятому для Госгеолкарты аналитическому принципу [60] в его современной системно-морфологической мо-

дификации [52, 57, 58]. Ранее геоморфологическое и орографическое картографирование рассматриваемой части Американо-Азиатского бассейна ограничивалось масштабами 5 000 000 и мельче [20, 65, 157, 158].

Основу морфологического каркаса рельефа образуют линии выпуклого и вогнутого перегиба поперечного профиля дна, что отражает в целом ступенчатый характер его поверхности. На изучаемой площади выделен рельеф следующих генетических категорий: тектоногенный и денудационный.

**Тектоногенный рельеф** превалирует по площади, что подтверждается данными сейсмопрофилирования наряду с анализом морфологии рельефа. Представлен тектоногенный рельеф двумя основными группами поверхностей: субгоризонтальными (как вариант – пологонаклонными) и склоновыми различной крутизны. Субгоризонтальные поверхности в целях большей наглядности разделены по местоположению на две группы: а) расположенные в пределах региональных поднятий, б) расположенные в пределах региональных депрессий. Внутри каждой группы они дифференцированы по абсолютным глубинам, соответственно первые на пять категорий (менее 1000, 1000–1500, 1500–2000, 2000–2500, более 2500 м), вторые представлены двумя категориями с глубинами 2200–2300 и 2900–3400 м. Кроме них в депрессиях выделены также очень пологие наклонные поверхности, а наряду с ними расположенная в долине Чарли – плоская поверхность дна, характерная для грабенообразных желобов и проходов.

Субгоризонтальные поверхности в пределах поднятия Менделеева характеризуются разными размерами. Это и обширные поверхности крупных ступеней, лестница которых образует данное поднятие, и вершинные поверхности осложняющих их возвышенностей и плато. Последние ограничены четкими бровками и являясь верхними, по системно-морфологической классификации, обозначены на схеме соответствующим крапом. Крупные ступени поднятия Менделеева, помимо плато, осложнены горами и возвышенностями. Значительно реже среди осложняющих элементов встречаются депрессии. Обычно это слабовогнутые поверхности, отвечающие грабенам в осадочном чехле. Субгоризонтальная поверхность образует вершину Чукотское плато.

Субгоризонтальная поверхность с глубинами 2200–2300 м, соответствующая Чукотской «абиссальной» равнине, занимает обширную площадь в южной половине листа. Она плоская и практически лишена осложняющих форм за исключением нескольких небольших гор и возвышенностей. По периферии окружена полосой пологонаклонной, также тектоногенной по происхождению, равнины, которая на продолжениях подводных каньонов осложнена ложбинами и маргинальными каналами. Плоская субгоризонтальная поверхность «абиссальной» равнины Менделеева входит в границы листа на северо-востоке. Она характеризуется глубинами 3000–3300 м и соответствует более глубоко погруженной ступени по сравнению с Чукотской.

Днище долины Чарли с глубинами 2300–2800 м, как показывает сейсмопрофиль асг 12\_19, соответствует узкому грабену в осадочном чехле, который отделяет Чукотское плато от поднятия Менделеева на участке, где они сближаются. Судя по извилистым угловатым очертаниям, грабен состоит из нескольких отрезков. С востока над долиной Чарли возвышается высокий

уступ Чукотского плато. поднятие же Менделеева спускается к долине ступенями к западу от нее.

Склоновые тектоногенные поверхности представлены в границах листа четырьмя категориями, для которых характерны выраженные уклоны. Склоны, сформированные при участии разрывных дислокаций, очень крутые, отличаются наибольшими высотой (500–700 м на поднятии Менделеева и выше 1200 м на Чукотском плато), а также значительной крутизной. Наиболее контрастно они проявлены по периферии Чукотского плато. На поднятии Менделеева более характерны для северной части листа, где образуют серию субпараллельных уступов северо-западной ориентировки, ограничивающих плато Т-3 и блоки плато Почтарева. Их связь с дизъюнктивами выявляется на сейсмических профилях, выполненных канадским ледоколом «Неалу».

Более пологие склоны трех категорий (крутые, со средними уклонами и пологие) связываются в большей степени с пликативными дислокациями. Они присущи как крупным ступеням поднятия Менделеева, так и отдельным, обособленным, небольшим по размерам положительным формам. Распространены широко. Высота их составляет 300–500 м, редко более. Часто эти склоны осложнены подводными каньонами. Формирование таких склонов происходит при тектонических подвижках отдельных блоков акустического фундамента, которые не сопровождаются разрывами, а создают флексуры в осадочном чехле. Такие склоны также бывают обусловлены неравномерным подъемом и перекосом блоков.

*Денудационный рельеф* распространен ограниченно, развит на склонах поднятия Менделеева и Чукотского плато. Он связан с субаквальных эрозионными и эрозионно-гравитационными процессами. В подводных каньонах они узко локализованы. Ввиду мелкого масштаба схемы, склоны каньонов показаны на ней без разделения линией тальвега. Другая категория поверхностей этой группы характеризуется вогнутой формой в плане и, как правило, большей площадью. Эти склоны опираются на каньоны и подрезаются ими. В их формировании большую роль, по-видимому, играют гравитационные процессы. Уклоны и тех, и других склонов крутые или средние. Батиметрическая основа дает об этом лишь самые общие представления. Возраст поверхностей данной группы – плиоцен-неоплейстоценовый, что соответствует времени формирования осложняемых ими склонов.

Аккумуляция при формировании современного облика рельефа не имела решающего значения и выполняла лишь моделирующую роль. По имеющимся представлениям, заложению поднятий и впадин Центрально-Арктической области поднятий предшествовал этап спокойного развития с аккумуляцией морских осадков. В послемессинское время началось дробление территории на отдельные блоки и их неравномерное проседание, более интенсивное в котловинах и имевшее меньшие амплитуды на поднятиях. Это привело к оформлению современной региональной морфоструктуры. На этом фоне локальные подвижки более мелких блоков и магматизм обеспечили создание осложняющих форм. Морфоструктура поднятия Менделеева на рассматриваемой площади контролируется преимущественно диагональными системами нарушений при подчиненной роли меридиональных.

Среди первых наиболее ярко проявлены северо-западные. Возникновение склонов и перепады глубин обусловили развитие гравитационных и эрозионных процессов разной интенсивности. Периоды регрессий отличались активизацией рельефообразования на континентальном склоне ввиду того, что источники осадочных масс становились ближе к нему. Последняя значительная регрессия и обусловленное ею оживление гравитационных процессов имели место в позднем неоплейстоцене (сарганское время). Предполагается, что в это время Восточно-Арктический шельф Евразии на значительной площади был осушен и представлял собой прорезанную реками равнину, охваченную промерзанием. Другая точка зрения предполагает широкое развитие на шельфе ледников, в том числе, активных ледниковых потоков, которые спускались с шельфа в область поднятий Арктического бассейна и якобы обусловили там возникновение мезорельефа многочисленных параллельных борозд выпахивания и срезание части покрывающей осадочной толщи на вершинных поверхностях плато [104]. Однако сведения о развитии ледников на прилегающем шельфе не находят своего подтверждения, а происхождение борозд на плато еще нуждается в изучении.

---

---

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития региона, зафиксированная в вещественном составе, в условиях формирования и соотношения геологических образований подразделяется на два крупных этапа: доокеанический и синокеанический. В доокеаническом этапе можно выделить три подэтапа: раннепротерозойский (карельский), раннепалеозойский (кембрий–ранняя пермь) и позднепермский–раннемеловой. Синокеанический этап подразделяется также 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 хребта Альфа. Об обстановках, господствовавших в раннепротерозойский этап, трудно судить из-за высокой степени метаморфизма горных пород этого возраста. Палеозойский этап в палеогеографическом плане характеризовался морскими мелководными условиями. Высокодинамичная обстановка способствовала глубокому химическому распаду исходных пород и обогащению осадков устойчивыми минералами. Это был бассейн, занимавший большую часть территории современного Северного Ледовитого океана [35]. По своему характеру он был сходен с рифейско-палеозойскими бассейнами древних платформенных областей Северной Америки, Сибири, Восточной Европы.

Позднепермский–раннемеловой этап развития характеризуется резкой сменой условий осадконакопления и, как следствие, сменой карбонатного и терригенно-карбонатного осадконакопления на терригенное. Мезозойские отложения скорее всего относятся к континентальным и прибрежно-морским образованиям. Залегают они на подстилающих породах, по-видимому с размывом, о чем свидетельствуют переотложенные многочисленные полиморфиды девонско-каменноугольного возраста, а перекрываются раннемеловыми–кайнозойскими отложениями. По крайней мере, с баррема [108] начинается структурное оформление глубоководных котловин, окружающих поднятие Менделеева и хребет Альфа.

С апта в пределах региона начинается накопление осадков, судя по всему мелководных. Скважиной в приполюсной части хребта Ломоносова вскрыты уплотненные пески, песчаники и аргиллиты. Позднемеловые обстановки в районе характеризовались мелководными неритовыми условиями. По всей видимости, это время заложения и развития горст-грабенных структур как на поднятиях, так и в котловинах, кроме того – время оформления разломных

зон, очертивших структуры первого порядка: котловину Подводников, поднятие Менделеева, хребет Альфа, впадины Менделеева и Чукотскую и др. Заполнение осадками грабен на поднятиях началось в апт-альбское время и закончилось полной компенсацией последних уже в палеоценовое время. Во впадинах апт-альбские осадки накапливались в виде непрерывной толщи. Это время мощного магматизма, 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 [100]. Обширные поля платобазальтов отчетливо выражены в аномальном магнитном поле.

Этап вулканического осадконакопления на рубеже кайнозоя сменился эрозией и выравниванием рельефа в пределах отрогов современных поднятий и хребтов. Перерыв в осадконакоплении на поднятиях оценивается по-разному: от 15 [96] до 1–2 млн лет назад. 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. В это же время в глубоководных впадинах осадконакопление 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 маломощными линзами тонкопесчаного материала, рассеянной мелкой галькой, многочисленными остатками микроорганизмов и микроводорослей. Поздний палеоцен ознаменовался началом новой трансгрессии, накапливались глинисто-алевритовые осадки. К. Моран и др. [126] на построенной кривой погружения хребта Ломоносова показывают 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* [95]. 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 глубоководных впадин 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 об-

шего, неравномерного погружения, определявшегося системой разломов, разбивших территорию на блоки. Амплитуда и скорость погружения 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 пролива 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. Большинство разрывных нарушений, фиксирующихся в разрезе осадочного чехла, затухают к подошве миоценовых отложений, что свидетельствует о затухании активных тектонических процессов к этому времени. Вместе с тем, к миоцену приурочен пик магматизма, проявленный в основном в виде интрузий основного состава.

Плиоцен-четвертичный этап характеризуется похолоданием климата и дальнейшим углублением океанических впадин. Накапливаются нефелоидные глубоководные илы, отложения мутьевых потоков, контуриты и т. д. Определенный вклад в осадконакопление вносят паковые льды и айсберги, поставляющие на дно океана материал ледового разноса.

---

---

## ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Акватория листов Т-1,2 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 более половины площади листа занимают более перспективные земли с мощностью осадочного чехла менее 2 км либо, на отдельных участках, с большей мощностью, но с насыщенностью нижней части чехла базальтовыми излияниями ( $K_1\alpha-dl$ ). Незначительная часть площади у южной рамки листа занята малоперспективными землями с мощностью осадочного чехла от 2 до 3 км.

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

Отложения апт-альбского яруса (ССК-III), с несогласием залегающие на породах фундамента, представлены глинами, алевролитами и алевролитами, песками, песчаниками с прослоями и линзами конгломератов. Мощность – от 0 до 1000 м и более. На отдельных участках в составе комплекса предполагаются вулканогенно-осадочные и эффузивные породы.

Верхнемеловые отложения (ССК-II<sub>2</sub>) сложены аргиллитоподобными глинами и алевролитами с прослоями песков и галечников, редко – песчаников. Мощность – до 2000 м.

Палеоценовый комплекс (ССК-II<sub>1</sub>) представлен угленосными песками и слаболитифицированными песчаниками и аргиллитами мощностью около 500 м.

Эоцен-олигоценые отложения (ССК-I<sub>2</sub>) это – морские и прибрежно-морские темноцветные глинистые образования мощностью от 500 до 1100 м.

Неоген-четвертичные отложения (ССК-I<sub>1</sub>) мощностью от 10 до 100 м и более по данным донного пробоботбора представлены алевропелитами.



Существенно, что в пределах глубоководных впадин и континентального склона Восточно-Сибирского моря все перечисленные ССК залегают согласно, а разрывные нарушения не распространяются выше палеоценового комплекса (ССК-II<sub>1</sub>).

Исходя из изложенного, в разрезе поднятия Менделеева и континентального склона Восточно-Сибирского моря можно предположить развитие нефтегазоматеринских, коллекторских и изолирующих толщ. При этом наиболее широко распространены глинистые нефтегазоматеринские и изолирующие толщи, тогда как коллекторы как будто бы более характерны для нижних интервалов разреза.

С учетом самого начального этапа изучения региона 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 склонах поднятия Менделеева и др.). Говорить о широком распространении структурных ловушек пока нет никаких оснований.

С учетом известной «растянутости» зон катагенеза рассеянного органического вещества в работах с мощным мезозойско-кайнозойским осадконакоплением, в которых кровля главной зоны нефтеобразования («нефтяного окна») находится на глубине 3–4 км и более, можно предположить преимущественно газовый состав углеводородных ресурсов в недрах оцениваемой акватории.

С учетом выполненного для смежных с листами Т-1,2 акваторий нефтегазогеологического районирования (с оговоркой о том, что разработка схемы районирования глубоководных областей Северного Ледовитого океана находится в самой начальной стадии), перспективные площади листов Т-1,2 включены в состав перспективной нефтегазоносной области (ПНГО) Котловина Подводников (1 НГ/К<sub>2</sub>-КЗ) и Менделеевско-Чукотской ПНГО, которые являются элементами перспективной нефтегазоносной мегапровинции Арктического глубоководного бассейна. Количественная оценка углеводородных ресурсов этой площади ввиду слабой изученности представляется преждевременной.

---

---

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе учтены крайне важные для картируемой области геолого-геофизические данные экспедиций «Арктика-2011» и «Арктика-2012», которые составили основу для геологического расчленения разреза осадочного чехла и пород фундамента поднятия Менделеева. Кроме того, критически рассмотрены все существующие сейсмические модели строения осадочного чехла региона. 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.

По результатам комплексного геофизического моделирования и геологической интерпретации уточнены границы тектонических структур поднятия Менделеева. Построена согласованная геолого-геофизическая модель строения. Впервые достоверно на основании анализа новейших высокоразрешающих сейсмических данных установлены мощности осадочного чехла и положение поверхности фундамента. На территории листа проведено структурно-тектоническое районирование, выделены и закартированы районы, различающиеся строением осадочного чехла.

В осадочном чехле поднятия Менделеева выделены следующие сеймо-стратиграфические комплексы: 1) апт-альбский; 2) верхнемеловой; 3) палеоценовый; 4) эоцен-оligоценовый; 6) миоцен-голоценовый. В составе последнего по результатам сейсмоакустического профилирования предположительно выделяются шесть подразделений морских нефелоидных и декливиальных образований.

Основными геологическими реперами при стратиграфическом расчленении осадочного чехла являются палеоценовое и, в меньшей степени, олигоценное несогласия, коррелируемые с отражающими границами А и D<sub>1</sub> соответственно. Кроме того, в составе пород акустического фундамента фиксируется преломляющая граница  $\Phi_{кр}$ , разделяющая породы акустического фундамента (т. н. «промежуточный слой») на преимущественно карбонатный (кембрий–нижняя пермь) и терригенный (верхняя пермь–неоком) комплексы пород. Эти комплексы отнесены нами к складчатому фундаменту. Характер складчатости – неполный, со слабыми пликативными и дизъюнктивными дислокациями, без регионального метаморфизма. Базируясь на комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, закартированы два разновозрастных комплекса основных магматических образований (базальтов и долеритов). На основании этого высказано предположение о том, что последние

широко развиты в пределах листов, однако не имеют здесь сплошного распространения, предполагаемого по некоторым современным моделям.

По имеющимся представлениям, заложению поднятия Менделеева и окружающих океанических впадин предшествовал этап тектонического покоя с устойчивым осадконакоплением. Последующее дробление на отдельные блоки и их неравномерное проседание, более интенсивное в котловинах и имевшее меньшие амплитуды в районе поднятия Менделеева, привели к созданию современной тектонической структуры данной области. Разнонаправленные тектонические движения привели к широкому развитию гравитационных и эрозионных процессов разной интенсивности, которые активизировались в периоды регрессий, когда источники осадочных масс становились ближе к области осадконакопления. Последняя значительная регрессия и обусловленная ею активизация гравитационных процессов имели место в позднем неоплейстоцене (сартанское время). По мере развития голоценовой трансгрессии активность гравитационных процессов в глубоководном бассейне несколько снизилась, в настоящее время вся площадь дна покрыта глубоководными илами. Материалы сейсмического профилирования показывают, что неотектоническая активность в регионе имела место и в самое недавнее время, поскольку ряд нарушений, зафиксированных в фундаменте и осадочном чехле, проявлен в современном рельефе глубоководных котловин и склонов поднятия Менделеева и Чукотского плато.

На основании геоморфологического анализа, в пределах площади листов к основным типам рельефа относятся тектоногенный, денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный.

История геологического развития региона, зафиксированная в вещественном составе, условиях формирования и соотношениях геологических образований, подразделяется на пять крупных этапов: раннепротерозойский (карельский), палеозойский (кембрий–ранняя пермь), позднепермский–раннемеловой, апт-альбский, позднемеловой–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.

На базе комплексного рассмотрения всего объема данных в пределах картируемой области закартированы малоперспективные и бесперспективные на углеводороды земли. Однако количественная оценка углеводородного потенциала требует более детального изучения вновь полученных сейсмических данных двух последних экспедиций «Арктика-2011» и «Арктика-2012».

Вместе с тем ряд проблем продолжает требовать внимательного рассмотрения.

Отдельной важной и не до конца решенной к настоящему моменту проблемой является проблема генезиса т. н. «промежуточного слоя» – толщи пород, залегающей ниже поверхности акустического фундамента. По существу геофизическим данным пока можно лишь предположить, что мы имеем дело со слабо деформированными комплексами фундамента и платформенного чехла древнего континентального блока. Нельзя исключать возможной гетерогенности т. н. «промежуточного комплекса», как по возрасту складчатости, так и вещественному составу слагающих его горных пород.

Второй проблемой, требующей скорейшего решения и связанной с решением проблемы внешней границы континентального шельфа, является проблема генезиса донно-каменного материала, получаемого в глубоководной части Арктического бассейна 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 близости коренных выходов консолидированных пород фундамента. Материалы экспедиции «Арктика-2012» однозначно показали наличие коренных выходов скальных пород на поднятии Менделеева, существование которых еще недавно ставилось под сомнение. Не имея к настоящему моменту очевидных критериев для разделения дрифтовых и эдафогенных обломков, мы чисто статистически оцениваем как весьма высокую вероятность местного происхождения части обломков, поднятых при пробоотборе на поднятии Менделеева.

Таким образом, район южной части поднятия Менделеева, Чукотской впадины, западных склонов Чукотского окраинно-шельфового плато впервые представлен на обобщающем комплекте современной геологической основы. На базе обобщения всего доступного геолого-геофизического материала изучены геологическое строение и тектоническая структура региона. Несмотря на очень слабую и крайне неравномерную изученность района, неоднозначность интерпретации, составлен комплект обязательных карт, в которых отражены черты строения всей площади листов Т-1,2.

---

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### Опубликованная

1. *Алексеев С. П., Зеньков А. Ф., Курсин С. Б., Ставров К. Г.* Батиметрические исследования ОАО «ГНИНГИ» в центральной части Арктики // *Навигация и гидрография.* – 2010. – № 30. – С. 9–17.
2. *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) // *Мат-лы по фанерозою полярных областей и центральной части Срединно-Атлантического хребта (флора, фауна и биостратиграфия).* Труды ВНИИОкеангеология. Т. 211. – СПб., 2007. – С. 131–152.
3. *Атлас Арктики.* – М. – Изд-во: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР. 1985. – 204 с.
4. *Атлас океанов. Северный Ледовитый океан.* – М.: МинОбороны СССР, 1980. – С. 18–153.
5. *Атласов И. П., Вакар В. А., Дибнер В. Д., Егиазаров Б. Х., Зимкин А. В., Романович Б. С.* Новая тектоническая карта Арктики // *ДАН СССР.* – 1964. – Т. 156. – № 6. – С. 1341–1342.
6. *Безруков П. Л., Лисицын А. П.* Классификация осадков современных водоемов // *Тр. Ин-та океанологии АН СССР.* – 1960. – Т. 32. – С. 3–15.
7. *Белов Н. А., Лапина Н. Н.* Донные отложения Арктического бассейна. – Л.: Изд-во Морской транспорт, – 1961. – 152 с.
8. *Белов Н. А., Дибнер В. Д.* Результаты геолого-геоморфологических исследований Арктического бассейна // *Проблемы Арктики и Антарктики.* – 1968. – Вып. 28. – С. 94–111.
9. *Богданов Н. А.* Тектоника Арктического океана // *Геотектоника.* – 2004. – № 3. – С. 13–30.
10. *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.
11. *Буценко В. В., Жолондз С. М.* Альпийский тектогенез в Провинции Центрально-Арктических поднятий. – СПб.: Труды НИИГА–ВНИИОкеангеология. – 2010. – Т. 218. – С. 7–14.
12. *Буценко В. В., Поселов В. А.* Геолого-геофизические исследования на поднятии Менделеева // *Известия Челябинского научного центра УрО РАН.* – 2006. – № 3. – С. 142–147.
13. *Верба М. Л.* Сравнительная геодинамика Евразийского бассейна. – СПб.: Наука, 2008. – 191 с.
14. *Вержбицкий Е. В., Лобковский Л. И., Бяков А. Ф., Кононов М. В.* Генезис и возраст хребтов Альфа-Менделеева и Ломоносова (Амеразийский бассейн) // *Океанология.* – 2013. – Т. 53. – № 1. – С. 98–108.
15. *Верниковский В. А., Морозов А. Ф., Петров О. В., Травин А. В., Кашубин С. Н., Шокальский С. П., Шевченко С. С., Петров Е. О.* Новые данные о возрасте долеритов и базальтов поднятия Менделеева: к проблеме континентальной коры в Северном Ледовитом океане // *Доклады Академии наук.* – 2014. – Т. 454. – № 4. – С. 431–435.

16. Виноградов В. А., Каменева Г. И., Явишиц Г. П. О Гиперборейской платформе в свете новых данных по геологическому строению острова Генриетты // Тектоника Арктики. – Вып. 1. – Л.: НИИГА, 1975. – С. 21–25.

17. Виноградов В. А., Лопатин Б. Г., Бурский А. З., Гусев Е. А., Морозов А. Ф., Шкарубо С. И. Основные итоги геологического картографирования масштаба 1 : 1 000 000 Арктического шельфа России // Разведка и охрана недр. – 2005. – № 6. – С. 45–52.

18. Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне / Под ред. И. С. Грамберга и А. А. Комарицына. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. – 117 с.

19. Геология СССР. Том XXVI. Острова Советской Арктики (геологическое описание) / Глав. ред. А. В. Сидоренко. – М.: Недра, 1970. – 584 с.

20. Геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана и его побережий. Масштаб 1 : 5 000 000 / Гл. ред. В. Д. Дибнер. – Л.: НИИГА, 1966.

21. 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.

22. Глебовский В. Ю., Астафурова Е. Г., Черных А. А., Корнева М. С., Каминский В. Д., Поселов В. А. Мощность земной коры в глубоководной части Северного Ледовитого океана: результаты 3-D гравитационного моделирования // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 3. – С. 327–344.

23. 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.

24. Грамберг И. С., Киселев Ю. Г., Коновалов В. В. Сейсмические исследования с дрейфующих станций «Северный Полюс» // Советская геология. – 1991. – № 3. – С. 45–54.

25. Грамберг И. С., Волк В. Э., Верба В. В., Губернов А. П., Киселев Ю. Г. Глубинное строение земной коры Северного Ледовитого океана // Советская геология. – 1992. – № 6. – С. 47–55.

26. Гуревич Н. И., Мащенко С. П., Бычкова О. Г., Абельская А. А. Новые сведения об эволюции Американо-Северного Ледовитого океана, по результатам предварительной идентификации магнитных аномалий // Российский геофизический журнал. – 2003. – № 31–32. – С. 37–45.

27. Гусев Е. А., Максимов Ф. Е., Новихина Е. С., Кузнецов В. Ю., Левченко С. Б., Жеребцов И. Е., Баранова Н. Г. К вопросу о стратиграфии донных осадков поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология. География. – 2012. – Вып. 4. – С. 102–115.

28. Гусев Е. А., Максимов Ф. Е., Кузнецов В. Ю., Басов В. А., Новихина Е. С., Куприянова Н. В., Левченко С. Б., Жеребцов И. Е. Стратиграфия донных осадков поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Докл. РАН. – 2013. – Т. 450. – № 5. – С. 573–578.

29. Гусев Е. А., Рекант П. В., Большианов Д. Ю., Лукашенко Р. В., Попко А. О. Псевдогляциальные структуры подводных гор поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) и континентальной окраины Восточно-Сибирского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2013. – № 4(98). – С. 43–55.

30. 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) // Докл. РАН. – 2014. – Т. 455. – № 2. – С. 184–188.

31. Гусев Е. А. Камни на дне Северного Ледовитого океана // Природа. – 2014. – № 8. – С. 31–38.

32. Данилов И. Д., Теплов Е. В., Чугунов А. Б., Беляева Н. В., Хусид Т. А., Вирина Е. И., Полякова Е. И. Результаты палеогеографического изучения донных осадков центральной части Северного Ледовитого океана (хребет Менделеева) // Океанология. – 1991. – Т. 31. – Вып. 1. – С. 108–116.

33. Заманский Ю. Я., Иванова Н. Н., Лангинен А. Е., Сорокин М. Ю. Сейсмические исследования в экспедиции «Арктика-2000» // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 4. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. – С. 11–24.
34. Заманский Ю. Я., Иванова Н. Н., Лангинен А. Е., Сорокин М. Ю. Сейсмические исследования в экспедиции «Арктика-2000» // Физика Земли. – 2003. – № 6. – С. 21–32.
35. 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.
36. 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) // Доклады Академии наук. – 2004. – Т. 399. – № 2. – С. 224–226.
37. 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) // Доклады Академии наук. – 2008. – Т. 419. – № 5. – С. 653–655.
38. Кабаньков В. Я., Андреева И. А. Современные осадки восточной части Северного Ледовитого океана и их геологическое значение // Записки Горного института. – 2008. – Т. 176. – С. 23–25.
39. Кабаньков В. Я., Андреева И. А., Лопатин Б. Г. Геология Американо-Арктического суббассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2012. – С. 30–40.
40. Капитонов И. Н., Петров О. В., Шевченко С. С., Гольцин Н. А., Беляцкий Б. В., Прасолов Э. М., Лохов К. И., Родионов Н. В., Пресняков С. Л., Лепехина Е. Н., Бережная Н. Г., Балашова Ю. С., Антонов А. В., Сергеев С. А. Изотопно-геохимические и геохронологические исследования цирконов пелагических илов из района арктических хребтов Ломоносова и Альфа-Менделеева // Региональная геология и металлогения. – 2014. – № 60. – С. 5–20.
41. Карасик А. М. Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. – Л.: Недра, 1980. – С. 178–193.
42. Кашубин С. Н., Петров О. В., Андросов Е. А., Морозов А. Ф., Каминский В. Д., Поселов В. А. Карта мощности земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. – 2011. – № 46. – С. 5–13.
43. Кашубин С. Н., Павленкова Н. И., Петров О. В., Мильштейн Е. Д., Шокальский С. П., Эринчек Ю. М. Типы земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 55. – С. 5–20.
44. Кашубин С. Н., Петров О. В., Артемьева И. М., Морозов А. Ф., Вяткина Д. В., Голяшева Ю. С., Кашубина Т. В., Мильштейн Е. Д., Рыбалка А. В., Эринчек Ю. М., Сакулина Т. С., Крупнова Н. А. Глубинное строение земной коры и верхней мантии поднятия Менделеева по профилю ГСЗ «Арктика-2012» // Региональная геология и металлогения. – 2016. – № 65. – С. 16–35.
45. Киселев Ю. Г. Глубинная геология Арктического бассейна. – М.: Недра, 1986. – 224 с.
46. Котляков В. М., Комарова А. И. География: понятия и термины. Пятиязычный академический словарь. – М., 2007. – 856 с.
47. Крупская В. В., Андреева И. А., Зайцева Т. В., Нечитайло А. В., Крылов А. А., Борисов Д. Г. Условия осадконакопления на поднятии Менделеева (Северный Ледовитый океан) в познекайнозойское время // Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. I. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 56–57.
48. Крылов А. А., Шилов В. В., Андреева И. А., Миролюбова Е. С. Стратиграфия и условия накопления верхнечетвертичных осадков северной части поднятия Менделеева (американо-Арктический бассейн Северного Ледовитого Океана) // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2011. – № 2(88). – С. 7–22.

49. Кузнецов А. Б., Семихатов М. А., Горохов И. М. Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морей: возможности и ограничения Sr-изотопной хемостратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2012. – Т. 20. – № 6. – С. 3–19.
50. Кузьмичев А. Б., Александрова Г. Н., Герман А. Б. Апт-альбские угленосные отложения на о. Котельный (Новосибирские острова): новые данные о строении разреза и игнимбритовом вулканизме // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2009. – Т. 17. – № 5. – С. 69–94.
51. Лавров Н. П., Лобковский Л. И., Кононов М. В., Добрецов Н. Л., Верниковский В. А., Соколов С. Д., Шпилов Э. В. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. – 2013. – № 1. – С. 3–35.
52. Ласточкин А. Н. Системно-морфологическое основание наук о Земле (геотопология, структурная география и общая теория геосистем). – СПб: Изд-во НИИХИ, 2002. – 762 с.
53. Ласточкин А. Н., Нарышкин Г. Д. Орографическая схема Северного Ледовитого океана // Вестник ЛГУ. – 1989. – Сер. 7. – Вып. 2. – С. 45–54.
54. Лисицын А. П. Ледовая седиментация в Мировом океане. – М.: Наука, 1994. – 448 с.
55. Лисицын А. П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. – 1994. – Т. 34. – № 5. – С. 735–747.
56. Машенков С. П., Зайончек А. В. Мощность земной коры Центрально-Арктического бассейна по результатам трехмерного гравитационного моделирования // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. – С. 85–93.
57. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации применительно к задачам Госгеолкарты-1000. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. – 38 с.
58. Методическое руководство по геоморфологическому картографированию дна акваторий (морского и океанического дна) в комплекте Госгеолкарты-1000/3. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 49 с.
59. Методические рекомендации по гранулометрическому классифицированию осадков. – Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1986. – 18 с.
60. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). Версия 1.2. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 178 с.
61. Морозов А. Ф., Петров О. В., Шокальский С. П., Каиубин 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.
62. Морозов А. Ф., Шкатов М. Ю., Корнеев О. Ю., Каиубин С. Н. Комплексная геолого-геофизическая экспедиция «Арктика-2012» по обоснованию континентальной природы поднятия Менделеева в Северном Ледовитом океане // Разведка и охрана недр. – 2014. – № 3. – С. 22–27.
63. Объяснительная записка к картам Арктического бассейна: Орографическая карта Арктического бассейна, Рельеф Северного Ледовитого океана. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. – 38 с.
64. Океанографическая энциклопедия. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 631 с.
65. Орографическая карта Арктического бассейна. Масштаб 1 : 5 000 000 / Отв. ред. И. С. Грамберг, Гл. ред. Г. Д. Нарышкин. – Хельсинки: Карттакесус, 1995.
66. Петров К. М. Биогеография с основами охраны биосферы. – СПб.: Изд-во С.-Петербургского Университета, 2001. – С. 259–262.
67. Пискарев А. Л. Строение фундамента Евразийского бассейна и центральных хребтов Северного Ледовитого океана // Геотектоника. – 2004. – № 6. – С. 49–66.



68. *Погребницкий Ю. Е.* Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Советская геология. – 1976. – № 12. – С. 3–22.

69. *Погребницкий Ю. Е.* Раскрытие Северного Ледовитого океана и сопутствующие геологические процессы на окружающих континентах // Региональная геология и металлогения. – 1997. – № 7. – С. 129–136.

70. *Погребницкий Ю. Е., Горячев Ю. В., Трухалев А. И.* Тектоническое районирование Центрально-Арктического бассейна // Разведка и охрана недр. – 2005. – № 6. – С. 24–26.

71. *Поляк Л. В.* Новые данные по микрофауне и стратиграфии донных отложений поднятия Менделеева (Арктический бассейн) // Седиментогенез и конкрециообразование в океане. – Л.: Севморгеология, 1986. – С. 40–50.

72. *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.

73. *Поселов В. А., Павленкин А. Д., Погребницкий Ю. Е., Каминский В. Д., Мурзин Р. Р., Сорокин М. Ю.* Структура литосферы Арктического бассейна по сейсмическим данным в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа России // Разведка и охрана недр. – 2000. – № 12. – С. 48–54.

74. *Поселов В. А., Верба В. В., Жолондз С. М.* Типизация земной коры Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана // Геотектоника. – 2007. – № 4. – С. 48–59.

75. *Поселов В. А., Буценко В. В., Каминский В. Д., Саккулина Т. С.* поднятие Менделеева (Северный Ледовитый океан) как геологическое продолжение континентальной окраины Восточной Сибири // Докл. Академии наук. – 2012. – Т. 443. – № 2. – С. 232–235.

76. *Поселов В. А., Жолондз С. М., Трухалев А. И., Косько М. К., Поселова Л. Г., Буценко В. В., Павленкин А. Д., Верба В. В., Ким Б. И.* Карта мощности осадочного чехла Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2012. – С. 8–14.

77. *Пуцаровский Ю. М.* Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. – 1976. – № 2. – С. 3–14.

78. *Пяткова М. Н., Виноградов В. А., Трухалев А. И., Погребницкий Ю. Е. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская и Океанская. Лист Т-57-60 – о. Генриетты. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 68 с.

79. *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.

80. *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.

81. *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. – М.: ГЕОС, 2012. – С. 29–40.

82. Российские арктические геотраверсы / Науч. ред. В. А. Посёлов, Г. П. Аветисов, В. Д. Каминский. – СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга», 2011. (Тр. НИИГА-ВНИИОкеангеология, т. 220). – С. 48–62, 79–107.

83. *Сакс В. Н.* Условия образования донных осадков в Арктических морях СССР (Тр. НИИГА, т. XXXV. Л.–М.: Изд-во Главсевморпути, 1952. – 139 с.

84. *Сергеев С. А., Пресняков С. Л., Антонов А. В., Беляцкий Б. В., Родионов Н. В., Шевченко С. С.* Первые находки палео- и мезоархейских цирконов в породах втурибассейно-

- вых шельфовых поднятий Арктики: индикатор присутствия древнейшей зрелой континентальной коры // Доклады Академии наук. – 2015. – Т. 463. – № 1. – С. 79–84.
85. *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.
- 85а. *Сколотнев С. Г., Федонкин М. А., Корнийчук А. В.* Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Докл. РАН. – 2017. – Т. 476. – № 2. – С. 190–196.
86. *Смирнов О. Е.* Рифтогенные структуры западного сектора Амеразийского суббассейна по данным комплексных геофизических исследований // Записки Горного института. – 2013. – Т. 200. – С. 86–91.
87. *Талденкова Е. Е., Николаев С. Д., Степанова А. Ю., Гусев Е. А., Рекант П. В., Кузнецов А. Б., Чистякова Н. О., Миролюбова Е. С., Новихина Е. С.* Некоторые черты палеогеографии Амеразийского бассейна Арктики (хребет Менделеева) в неоплейстоцене // Вестник МГУ. Сер. География. – 2016. – № 6. – С. 120–131.
88. *Трешников А. Ф., Балакиин Л. Л., Белов Н. А., Деменицкая Р. М., Дибнер В. Д., Карасик А. М., Шнайхер А. О., Шургаева Н. Д.* Географические наименования основных частей рельефа дна Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. – 1967. – Вып. 27. – С. 5–15.
89. *Федоров П. И., Флеров Г. Б., Головин Д. И.* Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннетта (Восточная Арктика) // Докл. Академии наук. – 2005. – Т. 400. – № 5. – С. 666–670.
90. *Филатова Н. И., Хаин В. Е.* Структуры Центральной Арктики и их связь с мезозойским Арктическим плюмом // Геотектоника. – 2009. – № 6. – С. 24–51.
91. *Черных А. А., Астафурова Е. Г., Глебовский В. Ю., Корнева М. С., Егорова А. В., Редько А. Г.* Новые данные о тектонике поднятия Менделеева и сопредельных геоструктур // Докл. Академии наук. – 2016. – Т. 470. – № 2. – С. 194–198.
92. *Шатский Н. С.* О тектонике Арктики. Т. 1. – М.: АН СССР, 1963. – С. 426–444.
93. *Шкатов М. Ю., Иванов Г. И.* Первая российская скважина на дне Северного Ледовитого океана // Океанология. – 2013. – Т. 53. – № 4. – С. 569–572.
94. *Adler R. E., Polyak L., Ortiz J. D., Kaufman D. S., Channell J-E. T., Xuan Ch., Grotoli A. G., Sellun E., Crawford K. A.* Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendeleev Ridge // Global and Planetary Change. – 2009. – Vol. 68. – P. 18–29.
95. *Backman J., Moran K., McInroy D. et al.* Proceeding of Integrated Ocean Drilling Program. – 2006. – V. 302. – 169 p.
96. *Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Løvlie R., Pälike H., Spofforth D., Gattacecca J., Moran K., King J., Heil C.* Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Paleo-oceanography. – 2008. – Vol. 23. – Is. 1. – P. 1–15.
97. *Bauch D., Carstens J., Wefer G.* Oxygen isotope composition of living Neoglobobidrypa pachyderma (sin.) in the Arctic Ocean // Earth and Planetary Science Letters. – 1997. – Vol. 146. – P. 47–58.
98. *Beal M. A., Edvalson F., Hunkins K., Molloy A., Ostenson N.* The floor of the Arctic Ocean – geographic names // Arctic. – 1966. – Vol. 19. – No. 3. – P. 215–219.
99. *Brumley K.* Tectonic Geomorphology of the Chukchi Borderland: Constraint for Tectonic Reconstruction Models (Thesis for the Degree of Master of Science) University of Alaska, Fairbanks 2009. – 116 p.
100. *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. – 2012. – Vol. 514–517. – P. 123–145.
101. *Bruvold V., Kristoffersen Y., Bernard J., Coakley B., Hopper J. R.* 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 // Marine Geophysical Researches. – 2010. – Vol. 31. – Is. 3. – P. 149–171.

102. Clark D. L., Whitman R. R., Morgan K. A., Mackey S. D. Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasia Basin, Central Arctic Ocean // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. – 1980. – № 181. – 57 pp.
103. Dove D., Coakley B., Hopper J., Kristoffersen Y. Bathymetry, controlled source seismic and gravity observations of the Mendeleev ridge; implications for ridge structure, origin, and regional tectonics // Geophysical Journal International. – 2010. – Vol. 183. – Is. 2. – P. 481–502.
104. Dove D., Polyak L., Coakley B. Widespread multi-sours glacial erosion on the Chukchi margin, Arctic Ocean // Quaternary Science Reviews. – 2014. – Vol. 92. – P. 112–122.
105. Døssing A., Jackson H. R., Matzka J., Einarsson I., Rasmussen T. M., Olesen A. V., Brozina J. M. On the origin of the Amerasia Basin and the High Arctic Large Igneous Province-Results of new aeromagnetic data // Earth and Planetary Science Letters. – 2013. – Vol. 363. – P. 219–230. doi: 10.1016/j.epsl.2012.12.013
106. Forsyth D. A., Asudeh I., Green A. G., Jackson H. R. Crustal Structure of the northern Alpha Ridge beneath the Arctic Ocean // Nature. – 1986. – Vol. 322. – P. 349–352.
107. Forsyth D. A., Morel-Huissier, Asudeh I., Green A. G. Alpha ridge and Iceland – Products of the same plume? // Journal of Geodynamics. – 1986. – Vol. 6. – Is. 1–4. – P. 197–214.
108. 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. – Vol. 110. – N. 6. – P. 810–820.
109. Grantz, A., Hart, P. E., Childers, V. A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canadian Basin, Arctic Ocean // Arctic Petroleum Geology. Geological Society Memoir. – 2011. – Vol. 35. – P. 771–800.
- 109a. Gusev E., Rekant P., Kaminsky V., Krylov A., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S. Morphology of seamounts at the Mendeleev Rise, Arctic Ocean // Polar Research. – 2017. – Vol. 36. – Is. 1, 1298901, DOI: 10.1080/17518369.2017.1298901
110. Hall J. K. Sediment waves and other evidence of paleo-bottom currents at two locations in the deep Arctic Ocean // Sedimentary Geology. – 1979. – Vol. 23. – P. 269–299.
111. Hanslik D. Late Quaternary biostratigraphy and paleoceanography of the central Arctic Ocean // PhD dissertation, Dep. of Geological Sciences, Stockholm University 106 91 Stockholm, Sweden, 2011. – 32 p.
112. Hegewald A., Jokat W. Tectonic and sedimentary structures in the northern Chukchi region, Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research. Solid Earth. – 2013. – Vol. 118. – Is. 7. – P. 3285–3296.
113. Hegewald A., Jokat W. Relative sea level variations in the Chukchi region – Arctic Ocean – since the late Eocene // Geophysical Research Letters. – 2013. – Vol. 40. – Is. 5. – P. 803–807.
114. Herman Y. Marine geology and oceanography of the Arctic seas. – Berlin, Heidelberg, New York: Springer Verlag, 1974. – 397 pp.
115. Jakobsson M. First high-resolution chirp sonar profiles from the central Arctic Ocean reveal erosion of Lomonosov Ridge sediments // Marine Geology. – 1999. – Vol. 158. – P. 111–123.
116. Jokat W. Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, Central Arctic Ocean // Geophysical Journal International. – 2003. – Vol. 152. – P. 185–201.
117. 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 // Geophysical Research Letters. – 2013. – Vol. 40. – Is. 19. – P. 5047–5051.
118. Jokat W., Ickrath M. Structure of ridges and basins off East Siberia along 81°N, Arctic Ocean // Marine and Petroleum Geology. – 2015. – Vol. 64. – P. 222–232.
119. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Schöne T. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // Geophysical Journal International. – 1995. – Vol. 122. – Is. 2. – P. 378–392.
120. Kassens H., 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. – 1994. – N. 144.

121. *Kosko M. K., Trufanov G. V.* Middle Cretaceous to Eopleistocene Sequences on the New Siberian Islands: an approach to interpret offshore seismic // *Marine and Petroleum Geology*. – 2002. – Vol. 19. – P. 901–919.
- 121a. *Kossovaya O. L., Tolmacheva T. Yu., Petrov O. V., Isakova T. N., Ivanova R. M., Miroljubova E. S., Rekant P. V., Gusev E. A.* Palaeozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (eastern Arctic): A study of dredged seafloor material // *Journal of Geodynamics*. – 2018. – Vol. 120. – P. 23–44. doi:10.1016/j.jog.2018.05.001
122. *Kumar N., Granath J. V., 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 Memoirs*. – 2011. – Vol. 35. – P. 501–508.
123. *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History*. – Berlin, Springer-Verlag, 1999. – 636 p.
124. *Laxon S., McAdoo D.* Satellites Provide new Insight into Polar Geophysics // *EOS. Trans. AGU*. – 1998. – V. 79. – P. 69–73.
125. *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 // *Geophysical Journal International*. – 2006. – Vol. 165. – P. 527–544.
126. *Moran K., Backmann J., Brinkhuis H., Clemens S. C., Cronin T., Dickens G. R., Eynaud F., Gattacceca J., Jakobsson M., Jordan R. W., Makinski M., King J., Koc N., Krylov A., Martinez N., Matthiessen J., McInroy D., Moore T. C., Onodera J., O'Regan M., Pšlike H., Rea B., Rio D., Sakamoto T., Smith D. C., Stein R., St. John K., Suto I., Suzuki N., Takahashi K., Watanabe M., Yamamoto M., Farrell J., Frank M., Kubik P., Jokat W., Kristoferssen Y.* The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature*. – 2006. – Vol. 441. – N. 7093. – P. 601–605.
127. *Morozov A. F., Petrov O. V., Kremenetsky A. A., Kashubin S. N., Rekant P. V., Gusev E. A., Shokalsky S. P., Shevchenko S. S., Sergeev S. A., Artyushkov E. V.* Geological and geochemical criteria for the continental nature of the Mendeleev Rise (the Arctic Ocean) from the data of drilling and dredging of seabed rock material // *Geophysical Research Abstracts*. – 2013. – T. 15. – P. 11–61.
128. *Mukasa S. B., Mayer L. A., Aviado K., Bryce J., Andronikov A., Brumley K., Blichert-Toft J., Petrov O., Shokalsky S.* Alpha/Mendeleev Ridge and Chukchi Borderland <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Geochronology and Geochemistry: Character of the First Submarine Intraplate Lavas Recovered from the Arctic Ocean // *Geophysical Research Abstracts*. – 2015. – Vol. 17. EGU2015-8291-2.
129. *Niessen F., Hong J.K., Hegewald A., Matthiessen J., Stein R., Kim H., Kim S., Jensen L., Jokat W., Nam S.-II, Kang S.* Repeated Pleistocene glaciation of the East Siberian continental margin // *Nature Geoscience*. – 2013. – Vol. 6. – Is. 10. – P. 842–846.
130. *Not C., Hillaire-Marcel C.* Time constraints from 230Th and 231Pa data in late Quaternary, low sedimentation rate sequences from the Arctic Ocean: An example from the northern Mendeleev Ridge // *Quaternary Science Reviews*. – 2010. – Vol. 29. – P. 3665–3675.
131. *Nunkins K., Mathieu G., Teeter S.* The Floor of the Arctic Ocean in Photographs // *Journal of the Arctic Institute of North America*. – 1970. – Vol. 23. – N 3. – P. 175–189.
132. *Oakey G. N., Saltus R. W.* Geophysical analysis of the Alpha-Mendeleev ridge complex: Characterization of the High Arctic Large Igneous Province // *Tectonophysics*, 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.08.005>
133. *O'Neil B.* Pliocene and Pleistocene benthic foraminifera from the Central Arctic Ocean // *Journal of Paleontology*. – 1981. – V. 55. – N. 6. – P. 1141–1170.
134. *Petrov O., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S., Artemieva I. M., Sobolev N., Petrov E., Ernst R. E., Sergeev S., Smelror M.* Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // *Earth-Science Reviews*. – 2016. – V. 154. – P. 29–71.
135. *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*. – 2001. – Vol. 172. – P. 91–115.
136. *Polyak L., Curry W. B., Darby D. A., Bischof J., Cronin T. M.* Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2004. – Vol. 203. – P. 73–93.

137. Polyak L., Darby D. A., Bischof J. F., Jakobsson M. Stratigraphic constraints on late Pleistocene glacial erosion and deglaciation of the Chukchi margin, Arctic Ocean // Quaternary Research. – 2007. – Vol. 67. – P. 234–245.

138. Polyak L., Bischof J., Ortiz J. D., Darby D. A., Channell J. E. T., Xuan C., Kaufman D. S., Løvlie R., Schneider D. A., Eberl D. D., Adler R. E., Council E. A. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // Global Planetary Change. – 2009. – Vol. 68. – P. 5–17.

139. 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. – 1993. – N 120. – P. 11.

140. Scientific drilling in the Arctic Ocean and the site survey challenge: Tectonic, paleoceanographic and climatic evolution of the Polar Basin / Y. Kristofferson and N. Mikkelson (Eds.), Copenhagen, JEODI Workshop, 2004. – 85 p.

141. 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. – Vol. 339. – P. 353–383.

142. Sellun E., Jakobsson M., Frank M., Kubik P. W. Pleistocene variations of beryllium isotopes in central Arctic Ocean sediments // Global and Planetary Change. – 2009. – Vol. 68. – P. 38–47.

143. Sergeev S. A., Petrov O. V., Morozov A. F., Kremenetsky A. A., Gusev E. A., Shevchenko S. S., Krymsky R. Sh., Belyatsky B. V., Antonov A. V., Rodionov N. V. Volcanic rocks of the Mendeleev Ridge (Arctic ocean) – evidence for existence of the Large Igneous Provinces within Arctic Region: on the data of the high Arctic Russian expedition “Arctic-2012” // Geophysical Research Abstracts. – 2013. – T. 15. – P. 13–484.

144. Sherwood K. W., Johnson P. P., Craig J. D., Zerwick S. A., Lothamer R. T., Thurston D. K., Hurlbert S. B. Structure and stratigraphy of the Hanna Trough, U.S. Chukchi Shelf, Alaska // Geological Society of America Special Papers. – 2002. – Vol. 360. – P. 39–66, doi:10.1130/0-8137-2360-4.39

144a. Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakova T., Tolmacheva T., Kurilenko A., Raevskaya E., Rozhnov S., Petrov E., Korniychuk A. Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // Marine Geology. – 2019. – Vol. 407. – P. 148–163. doi: 10.1016/j.margeo.2018.11.002

145. 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: The Scientific and Legal Interface – Oxford: University Press, 2000. – P. 25–63.

146. Stein R., Mattheissen J., Niessen F., Krylov A., Nam S-II, Bazhenova E. Towards a better (Litho-) Stratigraphy and Reconstruction of Quaternary Paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // Polarforschung. – 2010. – Vol. 79. – Is. 2. – P. 97–121.

147. Sweeney J. F., Weber J. R., Blasco S. M. Continental ridge in the Arctic ridges, LOREX constraints // Tectonophysics. – 1982. – Vol. 89. – P. 217–238.

148. Van Wagoner N. A., Williamson M.-C., Robinson P. T. and Gibson I. L. First samples of acoustic basement recovered from the Alpha Ridge, Arctic ocean: new constraints for the origin of the ridge // Journal of Geodynamics. – 1986. – Vol. 6. –Is. 1–4. – P. 177–196.

149. Vogt P. R., Jung W., Jakobsson M., Mayer L., Williamson M. The Alpha Mendeleev magmatic province, Arctic Ocean: a new synthesis // EOS. – 2006. – Vol. 87. – Is. 36.

150. Volkmann R., Mensch M. Stable isotope composition ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) of living planktic foraminifers in the outer Laptev Sea and the Fram Strait // Marine Micropaleontology. – 2001. – Vol. 42. – P. 163–188.

151. Weber J. R. The Alpha Ridge: Gravity, Seismic and Magnetic Evidence for a Homogeneous, Mafic Crust // Journal of Geodynamics. – 1986. – Vol. 6. – Is. 1–4. – P. 117–136.

### Фондовая

152. Ашихмина Е. А., Дик Г. Г. и др. Комплексные геолого-геофизические исследования на трассе дрейфа научной станции «Северный полюс-26» в 1982–1984 гг. Л., Фонды «ВНИИОкеангеология». 1984.

153. *Винокуров И. Ю., Сакулина Т. С. и др.* 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. Фонды ОАО «Севморгео». – 2013.
154. *Гапоненко Г. И., Зацепин Е. Н., Ласточкина Н. Н.* Гравиметрическая карта арктического шельфа России и прилегающих областей. Масштаб 1 : 2 500 000. 1980.
155. *Губернов А. П., Малыгин Г. В., Мурашов И. А.* Карта аномального гравитационного поля. Редукция в свободном воздухе. Масштаб 1 : 6 000 000. 1988.
156. *Деменицкая Р. М., Карасик А. М.* Геофизические данные о геологическом строении советского сектора арктического бассейна. Л., Фонды «ВНИИОкеангеология». 1964.
157. *Дундо О. П., Верба В. В.* Атлас геолого-геофизических карт Арктического глубоководного бассейна и обрамления. СПб., Фонды «ВНИИОкеангеология», 1996.
158. *Жолондз С. М., Поселов В. А., Буценко В. В.* «Подготовка для предоставления в МИД России проекта пересмотренного представления на установление в соответствии со статьей 76 Конвенции ООН по морскому праву 1982 г. Внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Северном Ледовитом океане (СЛО) за пределами 200 морских миль от исходных линий, от которых отмеряется ширина территориального моря (Государственный контракт от 28 июня 2012 г. № 33/07/20-10). СПб., Фонды ВНИИОкеангеология, 2014.
159. *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.
160. *Заманский Ю. Я. и др.* Составление пакета геолого-геофизических материалов с объяснительной запиской по проблеме ВГКШ в СЛО. Ломоносов, ПМГРЭ, Фонды «ВНИИОкеангеология». 1995.
161. *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.
162. *Инишкова Н. Ю. и др.* Обеспечение регистрации морских сейсморазведочных зондирований МОВ-МПВ в акватории Северного Ледовитого океана. СПб., ФГУНПП «Севморгео», 2011.
163. *Карасик А. М., Абакумов А. М.* Научно-технический отчет по аэромагнитной съемке, выполненной на хребте Менделеева и в западной части Канадской котловины Северного Ледовитого океана в 1970 году. Л., Фонды «ВНИИОкеангеология». 1971.
164. *Картелев А. А., Мурашов И. А.* Гравиметрическая карта. Редукция в свободном воздухе. Масштаб 1 : 2 500 000. 1995.
165. *Киселев Ю. Г. и др.* Строение осадочного чехла и тектоника дна Евразийского суббассейна. Отчет по теме IX.И.1 – 73/2601. Л., Фонды «ВНИИОкеангеология». 1977.
166. *Киселев Ю. Г., Свиноренко Г. А.* Отчет о выполнении опорных непрерывных сейсмических наблюдений МОВ по трассе дрейфа научной станции «Северный полюс-22» в центральной части Арктического бассейна в 1981–1982 гг. Л., Фонды «ВНИИОкеангеология». 1982.
167. *Криштанович М. И., Карасик А. М.* Научно-технический отчет по аэромагнитной съемке, выполненной в районе Чукотского купола Северного Ледовитого океана в 1967 г. Л., Фонды «ВНИИОкеангеология». 1967.
168. *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 геологоразведочных работ. Л., Фонды «ВНИИОкеангеология». 1988.
169. *Курочкин Ю. А. и др.* Научно-технический отчет по аэромагнитной съемке, выполненной в южной части хребта Менделеева и котловине Макарова Северного Ледовитого океана в 1970 г. Л., Фонды «ВНИИОкеангеология». 1971.

170. *Поселов В. А. и др.* Подготовка пакетов научно-технических материалов, включая доисследования структуры литосферы поднятий Альфа-Менделеева, к заявке по обоснованию ВГКШ России в Северном Ледовитом и Тихом океанах для представления в Комиссию ООН по границам континентального шельфа. СПб., Фонды «ВНИИОкеангеология». 2001.

171. *Поселов В. А., Буценко В. В. и др.* Проведение дополнительных геолого-геофизических исследований в Северном Ледовитом и Тихом океанах по обоснованию Внешней границы континентального шельфа Российской Федерации. СПб., Фонды «ВНИИОкеангеология». 2007.

172. Пояснительная записка к листам ГФО U-57,58,59,60 ГГК-1000/3. СПб., Фонды «ВНИИОкеангеология». 2010.

173. *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.

174. *Сколотнев С. Г.* Отчет о научно-исследовательской работе по Договору № 1-ВГКШ «Научно-исследовательские работы по изучению образцов горных пород для целей определения геологической природы основных поднятий морского дна (поднятие Менделеева) и их принадлежности к естественным компонентам материковой окраины Евразии». ФГБУН «Геологический институт Российской академии наук». М. 2015.

175. *Шимараев В. Н., Малявкин А. М.* Гравиметрическая и магнитометрическая съемка восточной части Восточно-Сибирского, западной части Чукотского морей и острова Врангеля. Работы ПГЭ НИИГА в 1966 г. Л., Фонды «ВНИИОкеангеология». 1966.

176. *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., Фонды «ВНИИОкеангеология». 1071.

177. *Яшин Д. С., Алексеев И. А., Кошелева В. А., Поляк Л. В.* Строение, вещественный состав и геохимия донных отложений Арктических акваторий, Л., ВНИИОкеангеология. 1985.

#### **Интернет:**

178. <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/>

179. <http://www.ngdc.noaa.gov/gazetteer/>

180. <http://www.kosbidb2.co.kr:8080/recommend/#>;

181. [http://www.un.org/Depts/los/clcs\\_new/documents/Guidelines/CLCS\\_11.htm](http://www.un.org/Depts/los/clcs_new/documents/Guidelines/CLCS_11.htm)

**Породообразующие окислы и микроэлементный состав образцов пород ДКМ  
с поднятия Менделеева (по данным силикатного анализа – в % и ICP-MS в ppm,  
лаборатории ВСЕГЕИ и ИМГРЭ)**

Окислы	Номер образца						Пределы обнаружения
	KD12-00-33b	KD12-00-31b/4	KD12-00-31b/3	KD12-00-31b/2	SS12-00-8m/1 (УСО-8-1)	SS12-00-8m (УСО-8)	
SiO <sub>2</sub> (%)	50,77	49,37	57,59	56,57	0,2438	48,88	0,02
TiO <sub>2</sub>	2,861	2,252	0,6513	0,9333	<,01	1,988	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,54	16,44	22,22	18,39	0,1972	14,16	0,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	13,68	11,49	3,782	5,119	0,3822	14,87	0,01
MnO	0,2682	0,147	0,0258	0,0103	0,025	0,2274	0,01
MgO	3,916	4,704	0,6954	2,377	21,5	6,042	0,1
CaO	7,796	9,257	4,996	1,542	30,7	8,897	0,01
Na <sub>2</sub> O	3,802	3,295	5,703	3,446	<,1	2,311	0,1
K <sub>2</sub> O	0,4514	1,034	3,051	3,29	<,01	1,56	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,3956	0,4438	0,1483	0,068	<,05	0,1382	0,05
ппп	0,573	1,49	1,1	8,23	47,1	0,848	0,1
Сумма	100	99,93	99,96	99,98	100,1	99,92	
V	0,0098	0,0204	0,0065	0,0142	<,005	0,0387	0,005
Cr	0,0052	0,0263	0,0084	0,0116	<,002	0,0079	0,002
Ba	0,0141	0,0184	0,0258	0,0128	0,0052	0,179	0,005
Li (ppm)	19,8	18,4	10,2	61,4		<1	1
Rb	7,94	12,2	50,8	27,6	34,9	<2	2
Cs	0,25	0,3	0,49	0,39	0,63	<0,1	0,1
Be	<1	1,22	1,39	1,84	1,12	<1	1
Ba	69,5	124	344	109	116	9,83	3
Sr	215	294	326	242	196	41,1	1
Mn	2065,14	1131,9	198,66	79,31			Пересчет
Ti	17166	13512	3907,8	5599,8			Пересчет
V	117	225	70,4	143	390	<2,5	2,5
Cr	59,5	218	79,2	97,4	63,3	47,7	1
Ni	2,95	118	14,2	13,3		2,27	1
Co	29,7	45,9	8,03	5,56	46,6	3,87	0,5
Sc	37,2	33,1	7,3	15,2		<0,2	0,2
Ga	22,9	22,1	27	23,6	17,6	<0,1	0,1
Zn	166	211	62,8	96,5		1	1
Pb	1,75	2,18	11,2	10,6		<1,0	1
Zr	194	269	267	285	102	4,44	0,5
Hf	5,47	6,61	6,6	7,79	2,61	0,068	0,01



Окислы	Номер образца						
	KD12-00-33b	KD12-00-31b/4	KD12-00-31b/3	KD12-00-31b/2	SS12-00-8m/1 (УСО-8-1)	SS12-00-8m (УСО-8)	Пределы обнаружения
Nb	10,7	17,9	14,4	19,7	5,22	<0,5	0,5
Ta	0,73	1,11	1,51	1,43	0,4	<0,1	0,1
Th	2,1	3,11	9,55	6,56	1,09	<0,1	0,1
U	0,48	2,6	1,75	3,01	0,29	0,38	0,1
Y	53,7	40,1	17,1	30,8	26,6	0,21	0,1
La	16,7	26,9	40	28,9	6,3	0,29	0,01
Ce	38,4	62,3	68	60,3	16,6	0,8	0,01
Pr	5,39	8,29	7,42	8,01	2,44	0,063	0,01
Nd	24,9	34,8	27,6	32,2	13,4	0,26	0,01
Sm	7	7,96	5,26	6,82	3,91	0,053	0,005
Eu	2,28	2,24	1,6	1,61	1,14	0,011	0,005
Gd	8,19	8,45	4,7	7,6	4,33	0,048	0,01
Tb	1,4	1,29	0,67	1,13	0,78	<0,005	0,005
Dy	9,86	7,8	3,77	7,1	5,05	0,041	0,01
Ho	2,03	1,48	0,69	1,23	1,06	0,0082	0,005
Er	5,53	4,1	1,69	3,1	2,93	0,018	0,01
Tm	0,81	0,61	0,24	0,5	0,35	<0,005	0,005
Yb	5,2	3,78	1,34	3,19	2,35	0,02	0,01
Lu	0,74	0,6	0,21	0,45	0,34	0,0053	0,005
Cl	139	650	2321	3727		182	50
F	103	437	273	182		108	30

Примечание. Образцы KD12-00-33b и KD12-00-31b/4 – трахибазальт; KD12-00-31b/3 – трахиандезит, KD12-00-31b/2 – трахиандезит цеолитизированный, SS12-00-8m/1 – доломит, SS12-00-8m (УСО-8) – микроаббропорфирит.

**Геохронологические определения образцов донного каменного материала,  
поднятого со склонов гор поднятия Менделеева в пределах листов Т-1,2**

Номер на карте	Номер образца	Лаб. номер	Порода	Метод исследования	Дата, млн лет
1	KD12-03-09d-113	7977	Конга-долерит	U-Pb	406,6–3415
	KD12-TO-03g-136	8126	Песчаник кварцевый	U-Pb	525
2	«Г»	–	–	–	612
	–	–	–	–	1000
	–	–	–	–	1100
	–	–	–	–	1200
	–	–	–	–	1250
	–	–	–	–	1300
	–	–	–	–	1400
	–	–	–	–	2400
3	УСО-8 (SS12-00-8m)	8125	Базальт порфировый	U-Pb	498,2 ± 3,4
	–	–	–	–	554 ± 14
	–	–	–	–	659,1 ± 9
	–	–	–	–	760 ± 3,4
	–	–	–	–	1015 ± 15
4	KD12-00-07d-94	8115	Долерит	U-Pb	1800
	–	–	–	–	1900
	–	–	–	–	1950
	–	–	–	–	2050
	–	–	–	–	2100
	–	–	–	–	2300
	–	–	–	–	2550
5	KD12-00-33b	7970	Трахибазальт	U-Pb	2700
	–	–	–	–	1900
	–	–	–	–	1650
	–	–	–	–	800
	–	–	–	–	1100
	–	–	–	–	668
6	KD12-00-31b-4	7969	Андезибазальт	U-Pb	159,5 ± 1,7
	–	–	–	–	165,9 ± 1,4
	–	–	–	–	162,8 ± 1,7

## Результаты радиохимического анализа колонки АФ 07-31

Интервал, см	$^{238}\text{U}$ р/мин на г	$^{234}\text{U}$ р/мин на г	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}$ р/мин на г	$^{232}\text{Th}$ р/мин на г	$^{230}\text{Th}$ изб.	Fe, %	$^{230}\text{Th}^*$ изб.	Возраст* (Т), тыс. лет
0–2	1,512 ± 0,062	1,507 ± 0,061	0,997 ± 0,047	18,989 ± 0,159	2,957 ± 0,063	17,482 ± 0,159	2,62	667,25 ± 6,07	2,3 ± 0,3
15	1,465 ± 0,077	1,362 ± 0,074	0,930 ± 0,058	5,366 ± 0,141	2,988 ± 0,091	4,004 ± 0,159	5,36	74,7 ± 2,97	34,3 ± 4,8
47	1,846 ± 0,056	1,805 ± 0,055	0,978 ± 0,036	6,517 ± 0,113	2,578 ± 0,071	4,712 ± 0,126	5,44	86,62 ± 2,32	107,6 ± 15,0
80	1,313 ± 0,070	1,213 ± 0,067	0,924 ± 0,060	1,685 ± 0,057	2,877 ± 0,062	0,471 ± 0,088	2,48	18,99 ± 3,55	183,1 ± 25,6
310	1,350 ± 0,043	1,318 ± 0,042	0,977 ± 0,037	2,096 ± 0,052	2,933 ± 0,061	0,778 ± 0,067	3,66	21,26 ± 1,83	–

Примечание.  $^{230}\text{Th}^*$  изб – нормализованный на Fe; возраст\* рассчитан из  $^{230}\text{Th}^*$  изб.

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение.</b> <i>Е. А. Гусев, А. А. Черных, Е. Г. Атсафурова, М. С. Корнева</i> .....	3
<b>Стратиграфия</b> .....	17
Сеймостратиграфическая основа расчленения осадочного чехла. <i>П. В. Рекант, Е. А. Гусев, Д. Е. Доречкина</i> .....	17
Стратиграфическая характеристика разреза .....	25
Архей–нижний протерозой. <i>П. В. Рекант, Е. А. Гусев</i> .....	25
Рифей–нижняя пермь. <i>П. В. Рекант, Е. А. Гусев, Е. С. Миролюбова</i> ....	25
Верхняя пермь–нижний мел. <i>П. В. Рекант, Е. А. Гусев</i> .....	27
Меловая система. <i>П. В. Рекант, Е. А. Гусев</i> .....	28
Палеогеновая система. <i>П. В. Рекант, Е. А. Гусев</i> .....	30
Неогеновая система. <i>П. В. Рекант, Е. А. Гусев</i> .....	32
<b>Литология современных донных отложений.</b> <i>С. А. Бондаренко, Е. С. Миролюбова, А. А. Крылов, И. А. Андреева</i> .....	44
<b>Магматизм.</b> <i>Е. А. Гусев, П. В. Рекант</i> .....	54
<b>Тектоника.</b> <i>В. А. Виноградов, Е. А. Гусев, П. В. Рекант, А. А. Черных</i> .....	58
<b>Геоморфология.</b> <i>А. Г. Зинченко</i> .....	70
<b>История геологического развития.</b> <i>Е. А. Гусев, П. В. Рекант</i> .....	76
<b>Оценка перспектив нефтегазоносности.</b> <i>О. И. Супруненко</i> .....	79
<b>Основные выводы и заключение.</b> <i>Е. А. Гусев</i> .....	81
Список литературы .....	84
<i>Приложение 1.</i> Породообразующие окислы и микроэлементный состав образцов пород ДКМ с поднятия Менделеева .....	95
<i>Приложение 2.</i> Геохронологические определения образцов донного каменного материала, поднятого со склонов гор поднятия Менделеева в пределах листов Т-1,2 .....	97
<i>Приложение 3.</i> Результаты радиохимического анализа колонки АФ 07-31 .....	98

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**  
**Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)**  
**Серия Океанская**  
**Листы Т-1,2 – поднятие Менделеева, южная часть**  
**Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

Техническое редактирование *О. Е. Степурко*

Верстка *Т. П. Рекант*

---

Подписано в печать 17.10.2018. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.

Печать офсетная. Печ. л. 6,5. Уч.-изд. л. 9,5.

Тираж 100 экз. Заказ 41714000

---

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

**ДЛЯ ЗАМЕТОК**

---

## ДЛЯ ЗАМЕТОК

---

**ДЛЯ ЗАМЕТОК**

---



**ДЛЯ ЗАМЕТОК**

---