

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Лаптево-Сибироморская

Лист S-51 – Оленёкский зал., S-52 – дельта р. Лены

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО
«МОРСКАЯ АРКТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ» (ОАО «МАГЭ»)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО»
(ФГУП «ВСЕГЕИ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Лаптево-Сибироморская

Лист S-51 – Оленёкский зал., S-52 – дельта р. Лены

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М1000):528.94.065(571.56)

Большаинов Д. Ю., Васильев Б. С., Виноградова Н. П., Гавриш А. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-51 – Оленёкский зал., S-52 – дельта р. Лены. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 274 с. + 9 вкл.

В объяснительной записке приведены сведения по стратиграфии, тектонике и глубинному строению, литологии дна моря, геоморфологии, истории геологического развития, магматизму, гидрогеологии и геоэкологическому состоянию природной среды. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории, рассмотрены закономерности их размещения, актуализирована оценка прогнозных ресурсов. Материалы охватывают побережье Оленёкского залива моря Лаптевых, дельту р. Лена и прилегающий шельф.

В геолого-структурном отношении район располагается на сочленении древней Сибирской платформы с Лено-Анабарским прогибом и молодой Хатангско-Лаптевоморской платформы, сформированной на позднекеммерийском основании.

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

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

Табл. 27, ил. 12, список лит. 248 назв.

Авторы

*Большаинов Д. Ю., Васильев Б. С., Виноградова Н. П., Гавриш А. В.,
Заварзина Г. А., Зинченко А. Г., Зуйкова О. Н., Кямря В. В.,
Мохов В. В., Нагайцева Н. Н., Нелюбин В. В., Радченко М. С.,
Саванин В. В., Проскурнин В. Ф., Рекант П. В., Солонина С. Ф.,
Шкарубо С. И., Шманяк А. В.*

Научные редакторы: *В. Ф. Проскурнин, С. И. Шкарубо*

Рекомендована к печати
НРС Роснедра 28 декабря 2011 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2014
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГУП «ВСЕГЕИ»), 2011
- © Открытое акционерное общество «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (ОАО МАГЭ), 2011
- © Коллектив авторов, 2011
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014

ВВЕДЕНИЕ

Территория листов S-51, 52 (координаты: 72°00'–76°00' с. ш., 120°00'–132°00' в. д.) охватывают шельф моря Лаптевых, Северо-Сибирскую низменность, кряж Прончищева, кряж Чекановского (см. «Орографическую схему»). По административному делению большая часть суши площади листов входит в состав Булунского улуса Республики Саха (Якутия), небольшой участок территории на юго-западе листов относится к Анабарскому и Оленёкскому улусам.

В тектоническом отношении район располагается на сочленении двух крупнейших структур: древней Сибирской платформы и молодой Хатангско-Лаптевоморской платформы, сформированной на позднекеммерийском основании, которое обнажается на поверхности в пределах разделяющей древнюю и молодую платформы ветви Верхояно-Колымской складчатой области – Восточнотаймырско-Оленёкской складчато-надвиговой системы.

Обновленный комплект листов S-51, 52 составлен и подготовлен к изданию на основе современных геолого-геофизических исследований, проведенных на шельфе моря Лаптевых в 2008–2009 гг., прежде всего сейсморазведки МОВ ОГТ, сейсмоакустического профилирования, гравимагнитных измерений и донного пробоотбора, а также прогнозно-минералогических работ на опорных участках суши [234].

Работа выполнена Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) совместно с Всероссийским научно-исследовательским геологическим институтом им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). В создании и подготовке к изданию комплекта карт принимали участие также специалисты Всероссийского научно-исследовательского института геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И. С. Грамберга (ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга»), Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ГУ ААНИИ).

Физико-географические условия. Район работ охватывает южную и центральную части акватории моря Лаптевых, включая Оленёкский залив, а также побережье моря Лаптевых и дельту р. Лена.

Главные орографические элементы суши – восточная часть Северо-Сибирской низменности (преобладающие абс. отм. 50–150 м), северная часть кряжа Чекановского (150–350, до 539 м), северная окраина Хараулахских гор (150–300, до 481 м) и дельты Оленёка и Лены (0–66 м). Кряж Чекановского отличается расчлененностью, значительным врезом рек, русла которых изобилуют перекатами. Низменности и дельты

характеризуются заболоченностью, большим количеством озер, слабым врезом обычно сильно извилистых рек. Дельта р. Лена является крупнейшей в России и имеет площадь около 30 000 км². Протяженность дельты р. Лена с юга на север составляет 230 км, а с запада на восток – превышает 300 км.

Основными водными артериями являются река Лена с её многочисленными протоками, наиболее крупные из которых Быковская, Оленёкская, Бол. Трофимовская, и река Оленёк. Река Лена с Быковской протокой и р. Оленёк (на территории листов) судоходны. Оленёкская протока проходима для мелкосидящих судов в период высокой воды.

Шельф моря Лаптевых представляет собой пологую подводную равнину с выраженными в рельефе неглубокими желобами, являющимися подводными реликтовыми долинами рек. Преобладающие глубины моря на юге и востоке района – 10–40 м, в желобах пра-долин Лены и Оленёка и на севере увеличиваются до 50–65 м. Именно мелководность моря Лаптевых сделала возможным формирование столь массивной дельты р. Лена.

Климат района суровый арктический с продолжительной (9–9,5 месяцев) зимой и коротким холодным летом. Средняя температура января от минус 40 °С на юге суши до минус 30 °С на побережье и в пределах акватории. Для суши летом характерна малая облачность, средняя температура июля +14 °С. На побережье и в пределах акватории лето холодное (от +4 °С до +9 °С) с частыми туманами и морозящими дождями. Наибольшая продолжительность туманов отмечается в июле и августе. Ветры зимой преимущественно южных и юго-восточных направлений, летом – северных и северо-восточных. Волнение моря при одной и той же скорости ветра зависит от размера пространства чистой воды. Волны высотой более 3 м чаще наблюдаются в сентябре, который, по многолетним данным, характеризуется крайне неустойчивой погодой и шквальными ветрами. В сентябре размер волн может достичь своего максимума – 6 м. Годовое количество осадков колеблется от 200 до 300 мм. Максимум их выпадает в июле–сентябре в виде дождя. Снеговой покров на суше появляется в середине сентября и сохраняется до второй половины мая, а на побережье – до середины июня. Круглый год в море наблюдается наличие ледовых полей, однако летом, начиная с конца июля, значительная часть акватории освобождается ото льда в направлении с юга на север и с востока на запад. Позже всего очищается ото льда северо-западная часть моря, которая в отдельные годы не очищается вовсе. Ледообразование начинается в конце сентября.

Почвы и растительность суши тундровые. Светлохвойная тайга появляется только на крайнем юге района по долинам рек. Равнинная тундра заболоченная, с широко развитыми термокарстовыми озерами, берега которых покрыты травяной растительностью, а междуречья – пушицей и мхами. Почвы мерзлотные глеевые или болотные. На кряжах и низкогорьях распространена горная каменистая тундра.

Животный мир довольно разнообразен. Постоянные обитатели – полярные волки, песцы и лемминги, за последние годы размножились стада овцебыков. На севере территории на побережье моря Лаптевых обитают белые медведи, отмечаются лежбища моржей и тюленей. Из птиц

постоянно обитают полярная сова и белая куропатка. Перелетные – многочисленные виды куликов, уток, гусей. На территории листов расположен «Усть-Ленский» государственный природный заповедник. Общая площадь заповедной территории – 1 433 000 га.

Район экономически не освоен. Населенные пункты редки, и население в них малочисленно. Наиболее крупными являются село Таймыльр (на левом берегу р. Оленёк) и пос. Быковский, расположенный на востоке дельты р. Лена. Жители занимаются рыболовством, пушным промыслом и охотой. На о-вах Дунай и на побережье Быковской протоки находятся действующие полярные метеостанции.

Геологическая и геофизическая изученность. Северо-Сибирская низменность, кряж Чекановского, Хараулахский хребет, дельта Лены. Геологическая изученность сухопутной части региона неравномерна. Первые сведения о строении региона получены экспедицией А. Л. Чекановского (1874–1875 гг.), которая доказала участие палеозойских и мезозойских отложений в строении Лено-Оленёкского междуречья. В дальнейшем район изучался А. А. Бунге (1885 г.), Э. В. Толлем (1894 г.), К. А. Воллосович (1908–1909 гг.), С. Г. Пархоменко (1921 г.), которыми были получены дополнительные сведения о геологии и геоморфологии региона, о наличии в его пределах угля.

Систематические геологические исследования начаты в конце 1930-х годов после организации Горно-геологического управления в составе «Главсевморпути» (ГГУ ГУСМП). Цель – выяснение перспектив района на нефть, газ, уголь и возможности их добычи для снабжения топливом кораблей и пристаней.

В 1939 г. в нижнем течении р. Оленёк провела геологическую съемку Усть-Оленёкская экспедиция Арктического института «Главсевморпути». Съёмочный отряд, возглавляемый Д. С. Гантманом, составил схематическую геологическую карту приустьевой части р. Оленёк, на которой отражены триасовые, юрские и меловые отложения. Впервые в этом районе установлена крупная Усть-Оленёкская антиклинальная структура, а также открыто и опробовано Чарчкское месторождение богхедов. Второй отряд этой экспедиции во главе с А. И. Гусевым прошел маршрутом по р. Оленёк. Им разработана стратиграфическая схема палеозойских и мезозойских отложений.

Планомерные геологические исследования начаты в 1941 г. ГГУ ГУСМП и продолжены НИИГА в 1948 г. В них принимали участие И. П. Атласов, Д. С. Гантман, П. И. Глушинский, К. К. Демюкидов, Т. П. Кочетков, Г. А. Брейслер, Г. А. Ермолаев, М. М. Маландин, В. А. Первунинский, В. А. Руцков, Д. С. Сороков и др.

В течение 1941–1953 гг. была проведена геологическая съемка масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000 в пределах Северо-Сибирской низменности и кряжа Чекановского. Закартированы пермские, триасовые и юрские отложения, расчлененные до отделов. В составе меловых отложений выделены морские и континентальные. Последние на левобережье Лены подразделены М. М. Маландиным на угленосные и безугольные толщи, которым присвоено название свит, объединенных в нижнемеловую ленскую

серию. В процессе картирования этой территории выделен или доизучен ряд антиклинальных структур, открыты угольные месторождения: Чай-Тумусское, Тас-Юряхское, а также доизучены или разведаны Чарчыкское, Таймыльское, Киенг-Юряхское и Чай-Тумусское месторождения богхедов и каменных углей.

В 1944–1949 гг. вдоль Быковской протоки дельты Лены геологические исследования и поисковые работы проводил М. Ф. Лобанов, которым также осуществлена разведка палеогеновых бурых углей и получены важные сведения о девонских отложениях [226]. В 1950–1952 гг. на правом берегу Лены и Быковской протоки А. А. Межвилком проведена геологическая съемка масштаба 1 : 200 000. В итоге была предложена схема стратиграфического расчленения средне-верхнепалеозойских отложений [119].

В нижнем течении р. Оленёк (Тюмятинский участок) было проведено структурно-картировочное бурение, в результате которого изучено и описано находящееся южнее характеризуемого района Оленёкское месторождение битумов. На рассматриваемой территории в среднем течении р. Оленёк пробурено шесть колонковых скважин (К-1, К-2, К-3, К-8, К-11, К-34) и одна роторная (Р-50). Последняя прошла до глубины 1050 м и вскрыла породы средней и нижней юры, нижнего триаса, перми и верхи лапарской свиты верхнего кембрия.

В 1953 г. в дельте Лены А. И. Гусевым (НИИГА) изучены кайнозойские толщи, в том числе неогеновые отложения о-ва Сардах, которые он считал четвертичными образованиями.

В эти же годы геофизиками треста «Арктикразведка» И. Г. Земсковым и В. И. Почтарёвым проведена региональная гравиметрическая съемка и составлены карты гравитационного и магнитного полей Лено-Анабарского междуречья в масштабе 1 : 1 000 000.

Второй этап (конец 1950-х–1970-е годы) геологических работ характеризуется постановкой геологических и геофизических съемок нового поколения, сопровождавшимися тематическими исследованиями по стратиграфии, тектонике, а также специализированными поисковыми работами на нефть, алмазы, золото и другие полезные ископаемые.

В 1958–1961 гг. Д. С. Сороковым и др. на новом уровне изучены триасовые и юрские отложения междуречья Лена–Оленёк. Результаты работ (совместно с ранее разработанной стратиграфической схемой меловых отложений [191]), послужили основой для картирования мезозойских отложений Лено-Анабарского прогиба в 1960–1970-е годы.

В 1958 г. геофизиками НИИГА Д. В. Левиным и С. М. Крюковым проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 1 000 000 на междуречье Лена–Оленёк, а в 1961 г. геофизиками Амакинской экспедиции (ЯТГУ) В. П. Тороччиновым и Т. В. Орловой выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 всей характеризуемой суши. Начаты поисковые работы на алмазы в низовьях р. Оленёк. В верховьях р. Уэле, западнее рассматриваемой площади, в 1959 г. геологами НИИГА А. Н. Вишневым и В. В. Жуковым установлена алмазоносность современного и верхнечетвертичного аллювия.

В 1960–1969 гг. в пределах Северо-Сибирской низменности и северной части кряжа Чекановского геологами НИИГА Г. К. Видмин-Лобзиным, Д. А. Вольновым, С. Ф. Духаниным, Г. А. Ермолаевым, О. А. Ивановым, Ф. Ф. Ильиным, Л. И. Кузьминым, Б. В. Корневым, Д. В. Лазуркиным, Г. И. Поршневым, Б. С. Смирновым, С. Д. Чистяковым, И. В. Школой, Д. С. Яшиным и др. проведена геологическая съемка масштаба 1 : 200 000. Геологические карты были составлены на основе новых стратиграфических схем с широким использованием материалов аэрофотосъемки. Геологосъемочные работы сопровождались общими поисками, опробованием на алмазы, картировочным бурением и большим объемом аналитических работ. В пределах Лено-Анабарского прогиба в эти же годы проводились поисковые работы Б. Р. Шпунтом (ЯТГУ) на золото, Ф. Ф. Ильиным, Б. П. Ситниковым, В. В. Жуковым, Л. Я. Пинчук и И. Ф. Гориной (НИИГА) на золото и алмазы. Изучая алмазоносность кайнозойских отложений Северо-Сибирской низменности, В. В. Жуков и Л. Я. Пинчук предложили новую схему их расчленения [83].

В конце 50–60-х годов в печати появились многочисленные обобщения по стратиграфии палеозойских и мезозойских отложений Лено-Анабарского прогиба и Верхоянья, подготовленные А. С. Каширцевым, Д. С. Сороковым, Н. Д. Василевской, А. А. Межвилком и др.; по тектонике – И. П. Атласовым, В. А. Виноградовым, Д. В. Лазуркиным, В. Н. Саксом, Т. Н. Спизарским и др.; по геоморфологии и стратиграфии кайнозойских отложений – С. А. Стрелковым, А. И. Гусевым, Г. Ф. Лунгерсгаузен, В. В. Жуковым, Л. Я. Пинчук и др.; по нефтеносности – Т. Н. Копыловой и В. Г. Корчагиным; по подземным водам и мерзлоте – П. Д. Сиденко.

К началу 70-х годов недоизученными остались вся дельта Лены и небольшие прилегающие к дельте участки Верхоянских гор и кряжа Чекановского. Доизучение и картирование этой территории в масштабе 1 : 200 000 провели геологи ПГО «Аэрогеология». В 1971–1972 гг. Н. И. Гогиной осуществлены редакционно-увязочные работы в пределах листа S-52-XXXI, XXXII, в результате которых уточнено геологическое строение отдельных участков Северного Верхоянья и установлена алмазоносность базальных карнийских конгломератов в низовье Лены [61].

Третий этап (с 1980-х годов по 2001 г.) связан с завершением средне-масштабных геолого-геофизических работ и переходом к крупномасштабным и поисковым работам на алмазы. В 1976–1979 гг. в пределах дельты Лены и на небольших участках прилегающего континента Р. О. Галабалой, В. В. Нелидовым и Н. Г. Никаноровым проведено аэрофотогеологическое картирование в масштабе 1 : 200 000. Этими работами завершена геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 характеризуемой территории. Получены новые данные о магматизме, стратиграфии палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений региона и выявлена алмазоносность морских базальных карнийских слоев, сохранившихся вдоль всего побережья моря Лаптевых.

В связи с алмазоносностью верхнетриасовых отложений в 1980–1988 гг. в низовье Лены, на побережье Оленёкского залива моря Лаптевых, а также

на крыже Чекановского геологами ГНПП «Аэрогеология» проведено аэрофотогеологическое картирование масштаба 1 : 50 000, сопровождавшееся специализированными поисковыми работами на алмазы. В этих работах, возглавляемых Р. О. Галабалой, участвовали В. М. Сергиенко, А. Н. Варваров, А. Ф. Попадич, Г. В. Крутий, Ю. С. Кондратов, А. К. Савосина, А. Л. Ванин, О. Я. Гаген-Торн, А. В. Трещалов, Е. Г. Романов, В. Г. Азарова и др. В результате значительно уточнены стратиграфические схемы верхнепротерозойских, вендских, кембрийских и пермских отложений, разработана детальная стратиграфическая схема юрских отложений, а также дополнена и уточнена схема расчленения меловых морских и континентальных толщ. Опробованы все вероятные промежуточные коллекторы алмазов в разрезах от верхнепротерозойских до кайнозойских отложений. Подтверждена алмазоносность базальных карнийских отложений вдоль всего северного борта Лено-Анабарского прогиба, впервые установлена алмазоносность рэтских морских базальных слоев на приплатформенном его крыле, выявлены спутники алмаза в протерозойских гравелитах (уктинская свита), базальных конгломератах кембрия, в базальных и внутриформационных конгломератах пермского возраста, в плинсбахских, батских, келловейских, меловых и неогеновых отложениях, а также в аллювии речных террас [187, 188, 186, 185].

Кроме геологосъемочных и поисковых работ на алмазы, А. Ю. Егоровым в 1983–1988 гг. проведены тематические исследования по литологии, стратиграфии пермских и триасовых отложений, по палеогеографии и условиям формирования поздне триасовых россыпей. Им подтверждена россыпная алмазоносность верхнетриасовых отложений Лено-Анабарского прогиба. Алмазы и их спутники прослежены в карнийских базальных конгломератах от низовьев Лены до мыса Цветкова на п-ове Таймыр [200, 201].

В 1977–1978 гг. геофизиками треста «Якутскнефтегазразведка» В. Ю. Шлодзиком, Е. А. Келле, С. С. Оксманом, Е. Н. Янковским, В. Н. Мельниковым проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 всего Лено-Анабарского прогиба, а в 1978–1992 гг. геофизиками и геологами ПГО «Ленанефтегазгеология» С. С. Шатовым, В. С. Шатовой, В. Н. Рубинштейном, В. Н. Григорьевым, Р. А. Ковалевой и др. в пределах рассматриваемых листов проведены региональные и детальные сейсмические работы МОВ ОГТ. Ими составлены структурные карты по разным отражающим горизонтам [236, 237]. Этой же организацией пробурены три глубокие скважины: Чарчкская параметрическая (П-1) глубиной 3100 м, Хастахская (№ 930) глубиной 3500 м и Усть-Оленёкская (№ 2370) глубиной 3605 м. Скважинами пройдены меловые, юрские, триасовые, пермские, кембрийские и, частично, рифейско-вендские отложения. В Усть-Оленёкской скважине непосредственно под пермскими отложениями впервые вскрыты силурийские и ордовикские карбонатные породы, которые с размывом залегают на вендских слоях. Изучением разрезов скважин, их расчленением и корреляцией занимались геологи ПГО «Ленанефтегазгеология» В. В. Граусман, Л. В. Баташанова, В. Н. Винокуров, Т. В. Савина и др. при участии геологов СНИИГТиМС И. В. Будникова, В. П. Девятова и А. М. Казакова [193, 194].

В 1981–1982 гг. на междуречье Лена–Анабар Н. Н. Егоровым и др. проведены сейсмические работы (МОВЗ-ГСЗ) по профилю от устья Анабара через Чарчыкскую скважину на р. Лена. Ими получены сведения о мощности земной коры и омоложении кристаллического фундамента на этом участке платформы [246].

В 80-е годы проведены тематические исследования территории геологами ВНИГРИ под руководством В. Б. Арчегова и С. С. Филатова (1982–1987 гг.) и НИИГА – под руководством Д. В. Лазуркина (1981–1985 гг.), которыми оценены перспективы нефтегазоносности Лено-Анабарского прогиба [179, 180, 218].

В 1988–1992 гг. геологами Чернышевской геологической экспедиции ЯТГУ С. А. Грахановым, А. В. Манаковым, А. К. Баландиной и др. осуществлены ревизионно-поисковые работы в масштабе 1 : 500 000 по оценке перспектив коренной алмазонасности междуречья Анабар–Оленёк. Ими подтверждена россыпная алмазонасность кайнозойских речных отложений, а также получены дополнительные сведения об алмазонасности верхнетриасовых отложений кряжа Прончищева [195].

В 2000 г. во ФГУНПП «Аэрогеология» завершены и утверждены НРС МПР легенды Оленёкской (гл. редактор В. Н. Бобров) и Нижнеленской (гл. редактор В. С. Андреев) серий листов Госгеолкарты-200 (издание 2-е), охватывающие в частности сухопутную часть листа S-51, 52.

В 2001 г. издана Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) листов S-50–52 – Быковский под редакцией А. Ю. Егорова, Е. П. Сурмиловой, Р. О. Галабалы, вобравшая современные представления об особенностях геологического строения и полезных ископаемых, в частности по восточной части Северо-Сибирской низменности, кряжу Чекановского, Хараулахскому хребту и дельте Лены.

Эти материалы положены в основу составления Госгеолкарты-1000/3, листов S-51, 52– дельта р. Лена. При составлении листа, легенда к нему увязана с Лаптевско-Сибироморской, 2000 г. (с дополнениями), 2010 (гл. редактор М. К. Косько), Таймырско-Североземельской, 2006, 2008 гг. (гл. редактор В. Ф. Проскурнин) и Анабаро-Вилуйской, 2009 (гл. редактор М. С. Мащак) легендами серий листов масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения.

С 1993 г. и по настоящее время в Лено-Анабарском междуречье проводятся российско-германские комплексные исследования по проекту «Природная система моря Лаптевых». Исследовательские работы проводит ГУ «ААНИИ» совместно с Институтом полярных и морских исследований Альфреда Вегенера (Германия). Значительное количество радиоуглеродных датировок, проведенные палинологические исследования и изучение комплексов фауны морских моллюсков позволили значительно уточнить палеогеографию позднего неоплейстоцена и голоцена приморской низменности [117, 8]. В целом были подтверждены результаты работ В. В. Жукова, Л. Я. Пинчук и др. [83, 205, 206, 207, 208, 204].

Четвертый этап (с 2003 г.) характеризуется постановкой работ по созданию комплектов Госгеолкарты-1000/3 с комплексом полевых прогнозно-минерагенических исследований, а также проведением ОАО «Нижне-Ленское»

геологоразведочных работ на россыпные алмазы. В 2007 г. этим предприятием в коренных выходах на побережье Оленёкского залива – мысах Тумул и Улахан-Крест впервые установлены алмазы в промышленных концентрациях в карнийских отложениях [56]. Это позволяет говорить об открытии нового Усть-Оленёкского района Якутской алмазоносной провинции.

Создание комплектов Госгеолкарты-1000/3 на соседних площадях начато на листе S-48 в 2003 г., S-49 в 2004 г., R-51, S-50 в 2006 г. (ФГУП «ВСЕГЕИ», ОАО «МАГЭ», МУП «ПГРЭ» и др.). На листе S-51, 52 силами ОАО «МАГЭ» и ФГУП «ВСЕГЕИ» создание Госгеолкарты-1000/3 начато в 2008 г. На суше полевые работы выполнены в 2009 г. в Булунском национальном улусе Республики Саха (Якутия) на пяти участках: Булкурская протока, Чай-Тумус, Улахан-Юрях, Кыллах-Уэсе, Тас-Крест-Юряге. В состав прогнозно-минералогических работ входили: геологические маршруты, изучение опорных разрезов, опробование пород, руд и минералов для определения их состава, радиологического возраста, биостратиграфических и палинологических исследований.

В производстве полевых работ были задействованы специалисты ФГУП «ВСЕГЕИ»: А. В. Гавриш, В. В. Мохов, М. А. Алексеев, И. В. Сендерский. Одним из результатов работ явилось выделение ангардамтасского вулканогенного комплекса кимберлитов из состава грубообломочных пород карнийского яруса.

Лаптево морской шельф. Глубокое бурение на шельфе не проводилось. Строение и состав позднеплейстоценовых–голоценовых осадков изучено донным опробованием.

В 1937, 1948 гг. М. М. Ермолаевым, Н. А. Беловым (АНИИ) собран обширный материал по шельфу моря Лаптевых. Результаты исследований вошли в обобщающую работу по стратиграфии донных отложений Арктического бассейна [4]. В 1952 г. А. А. Кордилов составил монографию «Осадки моря Лаптевых».

Результаты комплексных исследований грунтов моря Лаптевых, проводимых НИИГА на судах ледового патруля ААНИИ и Гидрографического предприятия ММФ, отражены в работах Ю. П. Семёнова (1968, 1971 гг.). На основании аналитических исследований дана детальная характеристика донных отложений, составлена геоморфологическая карта моря Лаптевых в масштабе 1 : 2 500 000.

Геофизические исследования в пределах моря Лаптевых начаты Полярной опытно-методической высокоширотной воздушной партией НИИГА в 1963 г. Первые площадные гравиметрические исследования масштаба 1 : 2 000 000 проводились авиадесантным способом со льда по сети 30×30 км. На основании интерпретации этих материалов в 1968 г. В. А. Виноградовым, Г. И. Гапоненко, В. Н. Шимараевым, И. М. Рузаковым и др. составлена Тектоническая карта морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского с прилегающей сушей в масштабе 1 : 2 500 000.

В 1973 г. Полярной геофизической экспедицией (ПГЭ) над акваторией была выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 2 000 000. В южной части моря Лаптевых сеть маршрутов сгущена до масштаба 1 : 1 000 000 [230].

Съемки сопровождалась сейсмическими работами. В том же году А. Л. Коганом (НПО «Севморгео») проведены работы КМПВ-ГСЗ по профилю от восточного края дельты Лены до дельты Яны, получены первые сведения о мощности земной коры, глубине залегания кристаллического фундамента и строении осадочного чехла в этой части Лаптевского шельфа.

В 1979 и 1983–1985 гг. геофизиками ПМГРЭ НПО «Севморгеология» (Е. Н. Зацепиным, А. П. Губерновым и др.) в море Лаптевых проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 1 000 000. В результате гравиметрических исследований установлено блоковое строение фундамента и прямое соотношение его рельефа со знаком региональных аномалий силы тяжести.

В 1979 г. западнее дельты р. Лена ПГЭ НПО «Севморгео» была выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 [231]. По результатам съемки построены карты АМП в графиках и изолиниях в масштабе 1 : 200 000, составлены карты в масштабе 1 : 1 000 000 **районирования аномального магнитного поля**, схема изогипс поверхности залегания магнитоактивных горизонтов, структурно-тектоническая карта и геолого-геофизические разрезы земной коры. Магнитной съемкой оконтурена Лаптевская плита и ее сочленение с Таймырской складчатой системой и Сибирской платформой. Оценена мощность осадочного чехла (5–7 км).

На основании полученных геолого-геофизических материалов Д. А. Вольновым (1975, 1976 гг.), Я. И. Полькиным (1978, 1982 гг.), Ю. Е. Погребницким (1972–1984 гг.), В. В. Жуковым, Л. Я. Пинчук (1968–1981 гг.), Б. И. Кимом (1981 г.) и др. составлены мелкомасштабные тектонические, палеогеографические и геоморфологические карты шельфа.

Результаты этого этапа геолого-геофизических исследований моря Лаптевых обобщены В. А. Виноградовым [22].

В 1985 г. ПМГРЭ «Севморгеология» (Г. П. Аветисов, Е. А. Ашихмина) выполнены сейсмические работы КМПВ. Всероссийским научно-исследовательским институтом ВНИИОкеангеология (Д. В. Лазуркин, Б. И. Ким и др.) продолжены исследования обобщающего характера; в результате этой работы проведено структурно-тектоническое районирование шельфа моря Лаптевых и обоснованы направления региональных геофизических исследований для завершения рекогносцировочной стадии.

В 1986–1990 гг. на шельфе моря Лаптевых проводятся региональные сейсмические работы МОВ ОГТ. Их выполняют Морская арктическая геолого-разведочная экспедиция (МАГЭ) ПГО «Севморгеология» (Н. М. Иванова и др., 1987; С. Б. Секретов и др., 1990, 1992), трест «Севморнефтегеофизика» (Т. А. Кириллова, Э. В. Чайковская и др., 1991) и Лаборатория региональной геодинамики (ЛАРГЕ) АН СССР (С. С. Драчев, Л. А. Савостин, 1994).

В результате этих исследований составлены структурные карты по поверхности фундамента, подошве плитного комплекса чехла и «Структурно-тектоническая карта шельфа моря Лаптевых и сопредельных территорий» масштаба 1 : 2 500 000.

В 1993 г. по итогам комплексных геофизических исследований МАГЭ совместно с СМНГ был издан «Laptev Sea Atlas», в котором обобщены данные о геологическом строении шельфа.

В 1993–1994 и 1997 гг. трестом «Севморнефтегеофизика» (СМНГ) совместно с Федеральным институтом природных ресурсов Германии (BGR), проведены сейсмические работы, результаты которых, изменившие сложившиеся представления о древнем возрасте осадочного чехла западной части моря Лаптевых, приводятся в работах К. Хинца с соавторами (1997 г.).

Первые работы по непрерывному сейсмоакустическому профилированию в акватории были проведены МАГЭ ПГО «Севморгеология» в 1986 г. [214]. Основным объемом сейсмоакустических исследований был выполнен в 1993, 1995 и 1998 гг. в рамках российско-германского сотрудничества на ледоколе «Polarstern». **В результате этих инженерно-геологических исследований** были получены систематизированные данные о строении верхней части осадочного чехла. Новейшие отложения были расчленены на ряд сеймостратиграфических и литолого-стратиграфических комплексов, был охарактеризован их вещественный состав и определены инженерно-геологические условия [102].

В 2000 г. коллективом геологов и геофизиков ВНИИОкеангеология составлена и утверждена НРС МПР РФ Легенда Лаптево-Сибироморской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения (гл. ред. М. К. Косьюко, составители В. А. Виноградов, Е. Е. Мусатов, Ю. В. Горячев). В основу шельфового блока легенды положены представления о том, что осадочный чехол шельфа моря Лаптевых повсеместно сложен эпипозднекимерийским комплексом – аптско-поздне- меловыми–кайнозойскими отложениями, при преобладании в разрезе пер- вых.

Модель геологического строения и истории развития региона по результатам работ, проведенных на Лаптевском шельфе в последние 10–15 лет XX века, изложена в разделе (авторы В. Л. Иванов, Б. И. Ким, М. К. Косьюко, Н. М. Иванова) монографии «Геология и полезные ископаемые России...», 2004.

В 2006 г. ФГУП «ВНИИОкеангеология» выполнены работы по теме «Выделение новых высокоперспективных на нефть и газ объектов на основе комплексных геолого-геофизических моделей осадочных бассейнов моря Лаптевых» [244]. Проблемам нефтегазообразования и оценки прогнозных ресурсов углеводородов в осадочных толщах моря Лаптевых посвящены работы И. С. Грамберга, В. Л. Иванова, Д. С. Сорокова, Ю. Н. Кулакова, Т. Н. Копыловой и др.

В 2005–2009 гг. ОАО «МАГЭ» по заказу «Роснедра» отработано 11 000 км сейморазведочных профилей МОВ ОГТ в комплексе с гравимагнитными наблюдениями в юго-западной и центральной частях моря Лаптевых, в пределах Южно-Лаптевского прогиба, Усть-Ленского рифта и смежных поднятий. Значительная часть профилей располагается на площади листов S-51, 52. **Этими работами охарактеризованы основные тектонические элементы Западно-Лаптевской рифтовой системы, представляющие сложный ансамбль сопряженных горстов и грабенов, в пределах которых локализуются антиклинальные поднятия и создаются предпосылки формирования неантиклинальных ловушек, экранируемых зонами разломов** (Т. А. Кириллова и др., 2006, 2008).

Проведенные в юго-западной и центральной частях Лаптевоморского бассейна работы дали новые фактические материалы, которые освещают многие дискуссионные проблемы геологии моря Лаптевых. Эти материалы частью уже систематизированы в комплекте смежного листа S-50 (редакторы В. Ф. Проскурнин, С. И. Шкарубо), утвержденного к изданию в мае 2011 г.

В рамках проекта по созданию комплекта современной геологической основы листов S-51, 52 в 2007–2009 гг. ОАО «МАГЭ» проведены геолого-геофизические работы по изучению акватории моря Лаптевых: сейсморазведка МОВ ОГТ – 260 пог. км, сейсмоакустическое профилирование – 3000 пог. км, надводная гравиметрия – 3260 пог. км, дифференциальная градиентометрия – 260 пог. км и донное опробование – 200 станций [234].

В работах принимали участие судовые экипажи и научный состав: НИС «Геофизик» – В. А. Кацанюк, Д. А. Карасов, А. С. Васильев, А. И. Злобин, Б. А. Квасов; НИС «Профессор Куренцов» – Е. С. Макаров, Е. П. Ламонов, В. Г. Колесников, С. А. Тимошевский, А. А. Антонов, С. А. Стеценко, М. С. Закиров, Д. В. Фокин, В. С. Динаев, А. И. Пыхалов, С. В. Акимов, В. В. Девяткин, А. М. Рева, И. В. Кураев, И. Ю. Пестов.

Представительный комплекс проведенных морских исследований положительно отразился на качестве обобщающих материалов комплекта. По сейсмическим данным составлены структурные карты по кровле складчатого основания и основным несогласиям в разрезе осадочного чехла, положенные в основу тектонического, нефтегазогеологического районирования и прогнозной оценки ресурсов нефти и газа. Сейсмоакустические профили позволили уточнить строение и генезис плиоцен-четвертичных отложений, а материалы донного пробоотбора – гранулометрический и минеральный составы современных осадков шельфа.

С учетом вновь полученных данных была составлена геофизическая основа на листы S-51, 52. Карты аномальных потенциальных полей, их трансформанты, геолого-геофизические разрезы послужили фактической базой для построения тектонической схемы и схемы глубинного строения.

Обзор основных работ свидетельствует о геологической изученности региона, достаточной для составления комплекта Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения.

Обеспеченность шельфовой части листа первичными данными приводится на картах фактического материала по видам работ, которые входят в цифровую базу данных, поддерживающую, обосновывающую и расширяющую содержание комплекта графических материалов.

В базу данных по шельфу включены: структурные карты по опорным отражающим горизонтам, временные и глубинные разрезы МОВ ОГТ, временные сейсмоакустические разрезы, полевые описания и литологические колонки по станциям донного опробования, таблицы лабораторных анализов. Каждый объект, отображенный на карте, охарактеризован информацией, полученной в результате проведения полевых работ.

Цифровая база данных по суше содержит: карты фактического материала, данные аналитических исследований образцов, данные шлихового опробования, дополнительные материалы (схемы сопоставления разрезов, рабочие схемы четвертичных отложений).

Работа проведена в соответствии с «Инструкцией по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третьего поколения). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2003», «Методическими рекомендациями..., 2005» и «Методическим руководством..., 2010».

Работе содействовали руководители ОАО МАГЭ (генеральный директор Г. С. Казанин, первый заместитель И. В. Заяц) и ФГУП «ВСЕГЕИ» (генеральный директор О. В. Петров, заместитель директора Е. А. Киселев), директор Центра государственного геологического картографирования В. Р. Вербицкий. Авторы выражают благодарность за ценные советы, критические замечания, консультации, предоставление рабочих материалов Т. А. Кирилловой-Покровской, В. В. Шлыковой, С. П. Павлову, С. Ф. Черникову (ОАО МАГЭ), М. С. Мащаку, А. Н. Олейникову, В. А. Гавриловой, И. В. Полуботко, Г. В. Котляр, В. Д. Тарноградскому, Л. Р. Семёновой, В. К. Шкатовой (ФГУП «ВСЕГЕИ»), С. А. Граханову (ОАО «Ниже-Ленское»), Г. В. Шнейдеру (НФ ВСЕГЕИ).

Исполнители карт и разделов Объяснительной записки указаны в подписях к картам и в содержании записки. Опережающая геофизическая основа, использованная при подготовке материалов к изданию, была составлена В. В. Васильевым, А. А. Черных, М. С. Корневой, Е. Н. Федухиной, Е. А. Стрижак, О. В. Борзихиной [234].

Картографическая редакция и оформление макетов, создание цифровых моделей карт и цифровой базы данных выполнено Н. В. Маркиной, В. Ю. Лебедевой, М. М. Четвериковой, С. Ф. Солониной (ОАО МАГЭ); Г. П. Москалёвой, А. А. Багаевой, Д. А. Застрожным, А. В. Шманяком, А. Г. Шнейдером (ФГУП «ВСЕГЕИ»).

Петрографическое описание пород выполнено Н. П. Виноградовой, минералогическое изучение спутников алмазов (пироп, хромшпинелидов, пикроильменитов) – Э. А. Багдасаровым (ФГУП «ВСЕГЕИ»).

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

При отсутствии скважин глубокого бурения на шельфе моря Лаптевых стратиграфическая привязка отражающих горизонтов выполнена на основе несогласий, установленных на материковом и островном обрамлении, а также анализа разрезов скважин, пробуренных на хр. Ломоносова. Сейсмостратиграфическая модель разреза осадочного чехла исследуемого района ранее обоснована в Объяснительной записке к смежному листу S-50 [233, 165] и Дополнении к Легенде Лаптево-Сибироморской серии [225]. Тем не менее, ввиду значительной неопределенности стратиграфического расчленения осадочного чехла, уместно привести краткий обзор и анализ существующих альтернативных взглядов на строение Лаптевоморского бассейна.

ОБЗОР И АНАЛИЗ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ

Представления о строении осадочного бассейна моря Лаптевых укладываются в две-три концепции. Согласно первой, в западной части Лаптевского шельфа расположен перикратонный массив Сибирской платформы. Эта точка зрения обоснована более четверти века назад геологами НИИГА-ВНИИОкеангеология и изложена В. А. Виноградовым [11]. Позднее в рамках этой концепции были интерпретированы первые сейсморазведочные профили МАГЭ [214], а затем и сейсмические разрезы, полученные СМНГ [217]. Дальнейшее развитие она получила в работах Д. В. Лазуркина и Б. И. Кима [113, 24]. Согласно этой модели, осадочный чехол в западной части шельфа включает рифейско-нижнекаменноугольный, нижнекаменноугольно-нижнемеловой комплексы (параплатформенные) и верхнемеловой–четвертичный комплекс (плитный), который в восточной части шельфа залегает на позднемезозойском складчатом основании. Граница между западной и восточной зонами шельфа проходит по разлому Лазарева. С этих же позиций в основном изложен материал в предшествующем издании Госгеолкарты-1000 [36].

В рамках другой концепции предполагается, что осадочный чехол шельфа моря Лаптевых повсеместно сложен эпипозднекиммерийским комплексом – аптско-позднемеловыми–кайнозойскими отложениями, залегающими в западной части на покровно-складчатом основании мезозойид Верхоянья. Эти представления получили распространение после проведения в 1993–

1994 и 1997 годах совместных исследований Федерального института природных ресурсов Германии (BGR) и «Севморнефтегеофизики» [171]. Подробной аргументации данной концепции посвящает свои работы С. С. Драчев [77, 78]. К этой же позиции приходят В. А. Виноградов и Ю. В. Горячев [221, 14]. Позднее обоснованность этой точки зрения отмечает Т. А. Андиева [2].

Третья, не столь широко известная, концепция сформулирована В. И. Устрицким [160]. По его представлениям, западную часть шельфа подстилает океанический фундамент, перекрытый слабдеформированным «верхоянским» комплексом среднего карбона–нижнего мела. Выше чехол наращается постваланжинским комплексом межгорных прогибов и кайнозойскими отложениями – палеогеновыми в грабенах и неоген-четвертичными покровными толщами.

Разнообразие и противоречивость моделей строения осадочного чехла обусловлены не только субъективными представлениями авторов; определяющей причиной является чрезвычайно сложная разломная структура Лаптевского бассейна, не имеющего аналогов на всем пространстве Арктического шельфа, которая затрудняет уверенное прослеживание опорных отражающих горизонтов.

Выбор позиции авторов (составителей Государственной геологической карты листов S-50; S-51, 52) в пользу второй из рассмотренных концепций был определен новыми фактическими данными многоканальной сейсморазведки, полученными МАГЭ в 2005–2009 гг. Анализ этих материалов показал, что главное несогласие на разрезах Лаптевоморского бассейна – отражающий горизонт «А» – не может быть ничем иным, как поверхностью денудационного среза в кровле позднекиммерийских образований Верхояно-Колымской складчатой области [234, 165].

Выше повсеместно залегает в целом однородная по стилю сейсмической записи и тектонических деформаций слоистая последовательность, представленная выдержанными отражениями, что свидетельствует в пользу сопоставления этого интервала сейсмического разреза с осадочным чехлом эпипозднекиммерийской платформы.

Обосновать же стратиграфическую последовательность отдельных подразделений осадочного чехла, исходя только из сейсмических данных, намного сложнее. По сути все исследователи выделяют и прослеживают в разрезе осадочного чехла, с небольшими вариациями, одни и те же опорные отражающие горизонты, но по-разному оценивают возраст сеймо-стратиграфических подразделений. Первые полностью относят весь разрез к кайнозою, вторые допускают присутствие в низах разреза верхнего мела, третьи обосновывают преимущественное распространение аптско-верхнемеловых толщ.

Сопоставление сеймо-стратиграфических подразделений, принятых в настоящей работе, с интерпретацией специалистов BGR [171], ЛАРГЕ [77] и ВНИИОкеангеология [221] показано на рис. 1. На одной линии расположены горизонты, прослеженные по различным материалам (или разными авторами) на одинаковых временах. К опознаваемым всеми авторами относятся горизонты «А» (Л-I, LS₁), «L3» (Л-III, LS₂), «L4» (Л-IV, LS₃).

Фрагмент глубинного разреза по профилю 87722

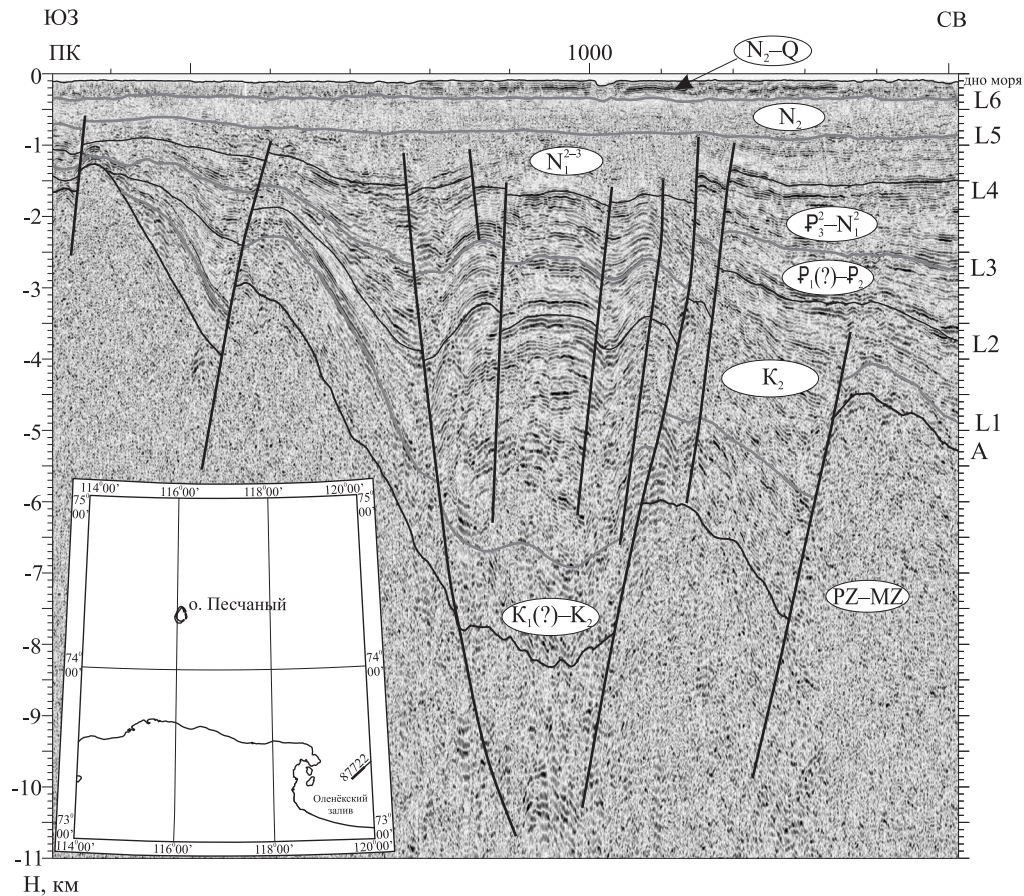


Рис. 1. Корреляция сейсмических горизонтов, выделенных по работам МОВ ОГТ на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, континентальных склонах и глубоководных котловинах Северного Ледовитого океана. Составила Г. А. Заварзина.

Интерпретация ОГ, принятая в настоящей работе	BGR K. Hinz et al., 1997 г.	ЛАРГЕ Драчёв С. С. Савостин Л. А., 1994 Драчев С. С., 2000	Интерпретация Горячёва Ю. В. по материалам МАГЭ и ЛАРГЕ (легенда Лаптево-Сибироморской серии листов ГТК, 2000 г.)		континентальный склон и глубоководная котловина
			шельф		
			море Лаптевых	Восточно-Сибирское море	
дно моря	дно моря	дно моря	дно моря	дно моря	дно моря
N_2-Q			N_2-Q	N_2-Q	N_2-Q
L6			Л-VII	1^+	O-VII
			N_1^{2-3}	N_1^{2-3}	N_1^3
N_2		N_2-Q			O-VI
			Л-VI	B-VI	N_1^{2-3}
L5	N_1^3-Q	Б	$P_3-N_1^2$	$P_3-N_1^2$	$P_3-N_1^2$
			Л-V	B-V	O-IV
N_1^{2-3}					P_3
		$N_1^2-N_2^1$	P_{1-2}	P_{1-2}	
					O-III
L4	LS_3	4	Л-IV	B-IV	P_{1-2}
$P_3-N_1^2$	$P_3-N_1^2$	$P_3-N_1^2$	$K_2, k-m(?)$	$K_2, k-m(?)$	O-II
L3	LS_2	3	Л-III	B-III	
$P_1(?) - P_2$		P_2^3			
L2		2			
K_2		P_2^{1-2}	$K_2, s-t$	$K_2, s-t$	K_2
L1	$P_1^2 - P_2$	1			
$K_1(?) - K_2$		$K_2, m(?) - P_1$	Л-II	B-II	
			$K_1(?) ; K_1, a-al$	$K_1, a-al$	
A	LS_1	A	Л-I	B-I	O-I
АКУСТИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ					

опорные сейсмогоризонты
 промежуточные сейсмогоризонты
 нижний сейсмоакустический горизонт

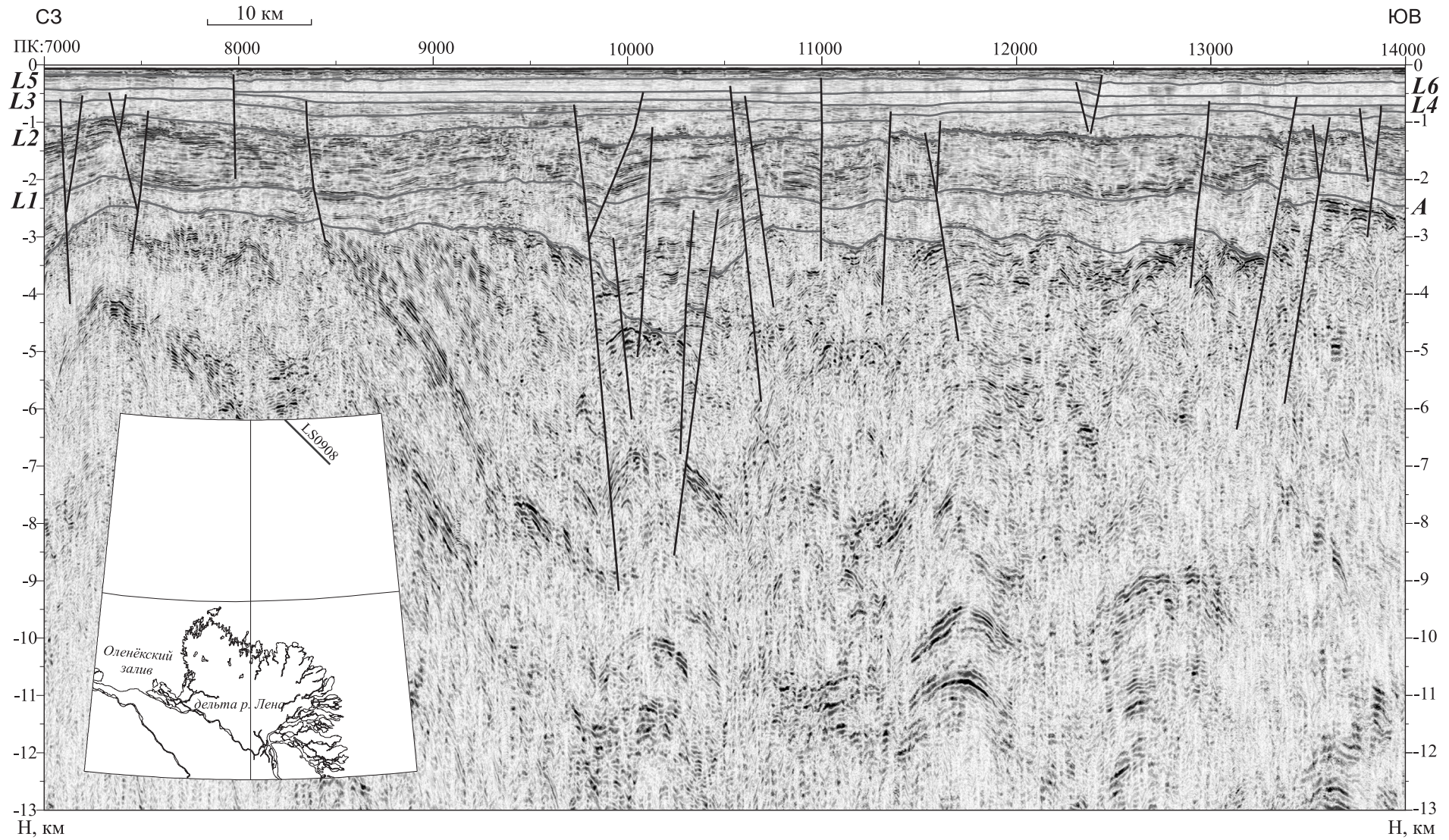


Рис. 2. Фрагмент глубинного разреза по профилю LS 0908. Интерпретация Г. А. Заварзиной.

Модели стратификации чехла К. Хинца [171] и С. С. Драчева [77, 78] исходят из синхронности формирования осадочного чехла моря Лаптевых раскрытию Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана в позднем палеоцене, около 58–56 млн лет назад. В этих моделях осадочный чехол представлен либо полностью кайнозойскими отложениями [171], либо с присутствием в низах грабенов отложений маастрихта–палеоцена [77]. Предполагаемый возраст сейсмокомплексов обоснован главным образом корреляцией отражающих горизонтов с региональными несогласиями, обусловленными тектоническими событиями в Арктике – в глубоководных бассейнах и прилегающих районах суши. Верхний покровный сейсмокомплекс, нивелирующий блоковый рельеф подстилающей поверхности (горизонты 4, LS₃), сопоставляется с отложениями среднего миоцена–плиоцена.

В модели строения осадочного чехла, разработанной В. А. Виноградовым и Ю. В. Горячевым в серийной легенде [221], к этому же интервалу разреза, выше горизонта «Л-IV», относится весь кайнозой в виде покровной толщи, а основной объем осадочного чехла накоплен в позднемиоценовую эпоху. Однако некоторые факты не укладываются в рамки такой модели.

Структурные связи Евразийского бассейна с шельфом моря Лаптевых, имеющим типичное для торцевых окраин строение, очевидны; и как при этом объяснить практически полное отсутствие влияния процессов раскрытия Евразийского бассейна на континентальную окраину, ортогонально сопряженную с хр. Гаккеля?

В континентальных районах, прилегающих к Лаптевскому бассейну с юга, в грабенах известны только кайнозойские отложения, начиная с эоцена, реже палеоцена [125]. Однако отражающий горизонт «L4» (которому соответствует «Л-IV» на рис. 1) выклинивается в акватории севернее дельты р. Лена.

А прослеживание этого горизонта из области шельфа в район континентального склона показывает, что ограниченный им сверху сейсмокомплекс (меловой, по Легенде Лаптево-Сибироморской серии..., 2000) перекрывает выступы акустического фундамента на окончании осевой зоны хр. Гаккеля. Столь широкое распространение меловых отложений в Евразийском суббассейне маловероятно, хотя идеи, альтернативные его спрединговой природе, имеют своих сторонников [131, 70].

Таким образом, в настоящей работе принята модель стратификации осадочного чехла Лаптевского бассейна в соответствии с утвержденным «Дополнением к Легенде Лаптево-Сибироморской серии..., 2011».

ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

На основе анализа сейсморазведочных данных, полученных на шельфе моря Лаптевых, в разрезе осадочного чехла выделены три крупных сейсмокомплекса (СК): меловой между отражающими горизонтами (ОГ) А-L2, палеоцен(?)–среднемиоценовый между ОГ L2–L4 и среднемиоцено-плейстоценовый между ОГ L4–дно моря. По характеру волновой картины сейсмокомплексы подразделены на подкомплексы (СПК): нижне(?)–верхнемеловой, верхнемеловой, палеоцен(?)–эоценовый, верхнеолигоцен-

среднемиоценовый, средне-верхнемиоценовый и плиоцен-четвертичный, условно разделенный на две сейсмоторлщи: плиоценовую, плиоцен-четвертичную [36].

Меловой СК

Меловой СК выделен между отражающими горизонтами А и L2 в подошве и кровле соответственно. Сейсмокомплекс распространён повсеместно, за исключением выступов складчатого основания в пределах Новосибирской системы грабенов и горстов.

Отражающий горизонт «А» на изданном ранее листе S-50 отождествлен с поверхностью складчатого основания. На сейсмических разрезах он прослеживается с различной степенью уверенности. Наиболее убедительно, как поверхность углового и стратиграфического несогласия, он выделяется по краям Лаптевоморского бассейна в пределах Лено-Таймырской области пограничных поднятий и Новосибирской системы грабенов и горстов. Здесь он представлен в виде высокоамплитудного низкочастотного двухфазного отражения. На некоторых профилях ниже поверхности складчатого основания наблюдаются яркие протяженные рефлекторы с резко выраженным угловым несогласием по отношению к поверхности ОГ «А» и характеризующие внутреннюю слоистость слабометаморфизованного складчатого фундамента (рис. 2).

В работе С. С. Драчева (2002 г.) на профиле ЛАРГЕ-89008, проходящем в непосредственной близости от о-ва Столбовой, а также на профиле BGR-9402, расположенном вблизи островов Бельковский и Котельный, этот горизонт показан как кровля акустического фундамента.

В глубоких прогибах Западно-Лаптевской рифтовой системы отражающий горизонт «А» теряет амплитудную выразительность. В грабенах Южно-Лаптевской зоны прогибов он практически не прослеживается и проведен условно, по смене относительно регулярных осей синфазности хаотическими отражениями. Также неуверенно этот горизонт коррелируется в Трофимовской зоне поднятий, которая дислоцирована многочисленными разрывами различной кинематики.

Экстраполяция геологических структур с прилегающей суши на юге и востоке Лаптевоморского шельфа убеждает, что отражающий горизонт «А» является поверхностью денудационного среза позднекиммерийских складчатых сооружений и характеризует подошву осадочного чехла. В пределах Лено-Таймырской области пограничных поднятий и Новосибирской системы грабенов и горстов поверхность горизонта «А» поднимается до отметок минус 0,8–минус 0,5 км (рис. 3). В Западно-Лаптевской рифтовой системе гипсометрические отметки кровли складчатого фундамента составляют от минус 4–минус 6 км до минус 8–минус 12 км. На уровне отражающего горизонта «А» отмечается резкий скачок интервальных скоростей МОВ ОГТ: от 3,8 до 4,8 км/с (рис. 4, 5).

Отражающий горизонт «L2» уверенно прослеживается в кровле мелового СК в виде высокоамплитудного отражения и представляет собой ярко выраженную эрозионную поверхность. ОГ «L2» характеризует переход от

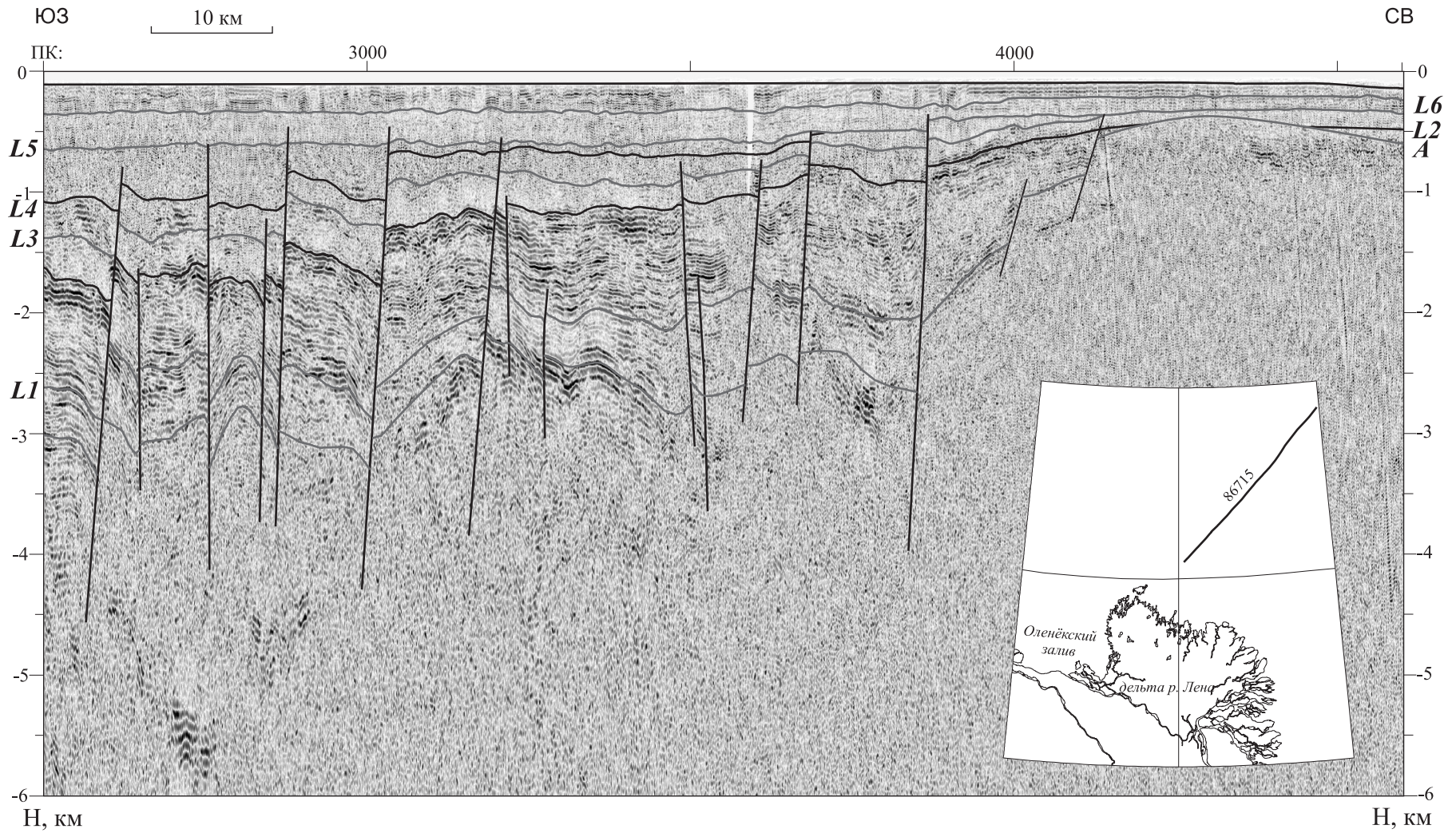


Рис. 3. Фрагмент глубинного разреза по профилю 86715. Интерпретация Г. А. Заварзиной.

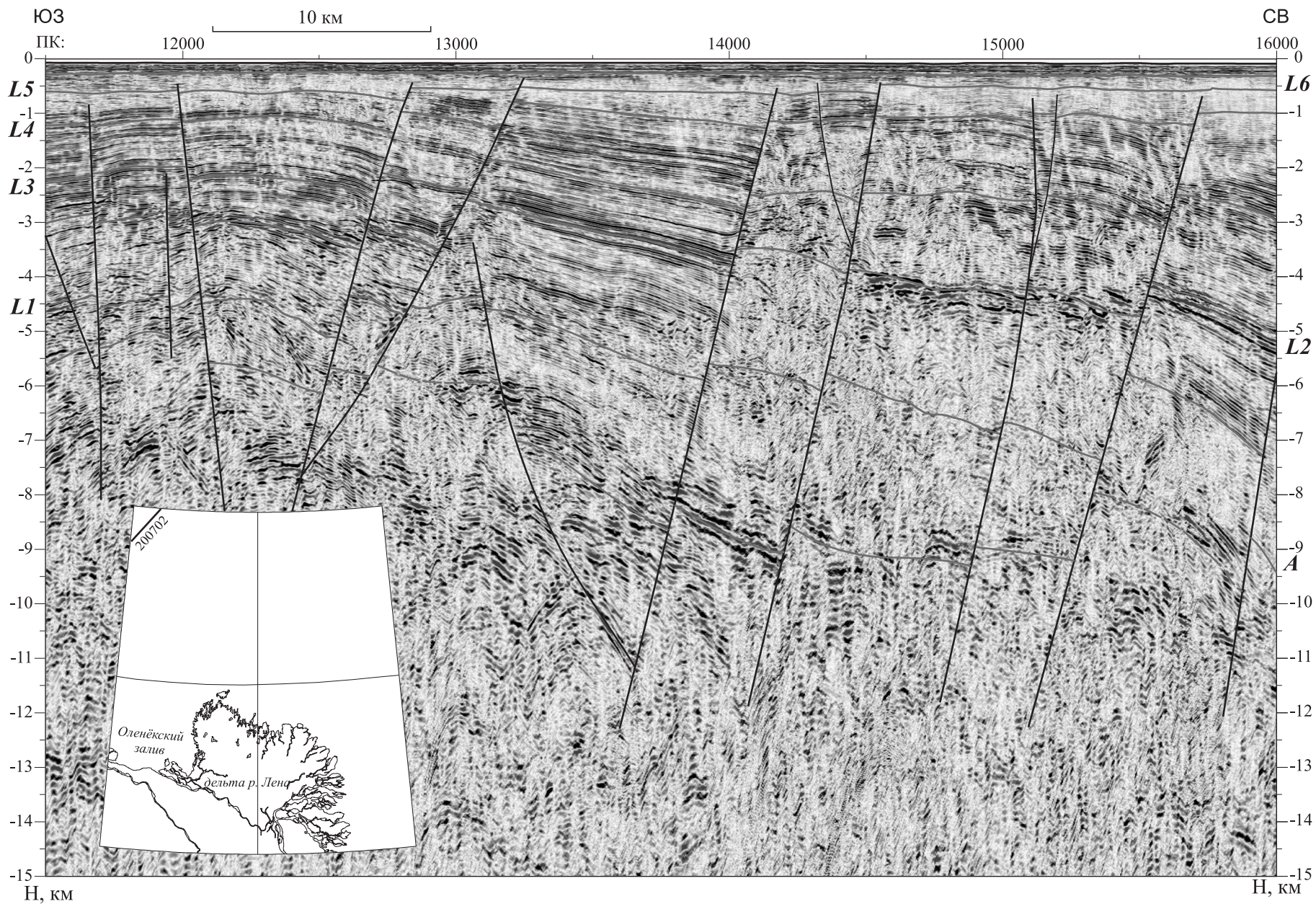


Рис. 4. Фрагмент глубинного разреза по профилю 200702. Интерпретация Г. А. Завариной.

косослоистых пакетов отражений со средними и высокими значениями амплитуд к субпараллельным и расходящимся отражениям слабой амплитудной выразительности, местами образующими акустически «прозрачную» волновую картину (рис. 3). По динамическим и морфологическим свойствам и характеру прекращения отражений вблизи поверхности ОГ «L2» этот горизонт может соответствовать денудационной поверхности позднемелового–раннепалеоценового возраста, по которой развита мощная кора выветривания, изученная картированными скважинами на островах Бол. и Мал. Ляховский, а также установленная во впадинах Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой системы.

Отражающий горизонт «L1» выделен в интервале мелового СК и разделяет его на два сейсмоподкомплекса: ниже(?)–верхнемеловой и верхнемеловой. ОГ «L1» имеет характер несогласия типа подошвенного прилегания. Он уверенно коррелируется в Южно-Лаптевской зоне прогиба и Усть-Ленской рифтовой зоне. В Трофимовской зоне поднятий проведен условно. В пределах Лено-Таймырской области пограничных поднятий и Новосибирской системы грабенов и горстов отражающий горизонт «L1» прекращает прослеживаться по схеме подошвенного налегания или тектонического среза (рис. 3).

Ниже(?)–верхнемеловой сейсмоподкомплекс (A-L1) залегает в основании осадочного чехла, заполняя грабены и облекая выступы складчатого фундамента. Динамическая выразительность отражений подкомплекса в волновом поле изменчива. На приподнятых блоках он представляет собой относительно акустически «прозрачную» толщу, в грабенах строение подкомплекса характеризуется отражениями различной интенсивности и протяженности. Наиболее полно разрез ниже-верхнемелового подкомплекса представлен в пределах Центрально-Лаптевской региональной ступени, где, вероятно, он перекрывает палеозойско-мезозойские складчатые комплексы с угловым несогласием (рис. 2). Подкомплекс не выдержан по мощности, наблюдается тенденция к его выклиниванию в восточном направлении. По структуре и характеру волнового поля и сопоставлению с данными геологических исследований на суше подкомплекс L1–L2 может быть отнесен к грубообломочной терригенной угленосной формации, сформированной в результате денудации позднекимерийских складчатых сооружений. Интервальные скорости, по данным МОВ ОГТ, составляют 3,8 км/с (рис. 4).

Аналогом ниже-верхнемелового сейсмоподкомплекса могут быть отложения от лукумайской до чарчкской свит альб-сеноманского возраста, распространенные в Лено-Анабарском прогибе. На востоке, возможно, это толщи апт-альбского возраста, развитые на архипелаге Новосибирских островов.

Верхнемеловой сейсмоподкомплекс (L1–L2) представляет собой толщу с косослоистым рисунком отражений различной протяженности и амплитудной выразительности, прекращающих прослеживаться по схеме подошвенного прилегания. В пределах Южно-Лаптевской зоны прогибов и Центрально-Лаптевской региональной ступени волновая картина подкомплекса представлена высокоамплитудными отражениями, которые наклоне-

ны к конседиментационным сбросам (рис. 2–3). В целом подкомплекс отличается клиноформным строением осадочной толщи, отвечающей, вероятно, как дельтовым, так и прибрежно-морским фациям. Пространственное положение этих фаций указывает на поступление осадочного материала с южного и восточного направления. Областью сноса могли быть Верхоянские горы.

Мощность верхнемелового сейсмоподкомплекса изменяется от нуля на краях до 4,5 км в центральной части бассейна. Возможно, в течение поздне-мелового времени к северо-востоку от Лено-Таймырской области поднятий формировалась устойчивая область прогибания, где накапливались терригенные отложения, сносимые реками с юга и востока. Интервальные скорости подкомплекса составляют 2,9 км/с (рис. 4).

Палеоцен(?)–среднемиоценовый СК

Палеоцен(?)–среднемиоценовый СК выделяется между горизонтами «L2–L4» и распространяется на площади листа S-51, 52, в основном в Западно-Лаптевской рифтовой системе. Волновая картина комплекса в пределах Трофимовской зоны поднятий характеризуется протяженными высокоамплитудными субпараллельными отражениями. В Усть-Ленской рифтовой зоне, Центрально-Лаптевской региональной ступени и Омолойской зоне прогибов наблюдается изменение в латеральном направлении характера волновой картины сейсмокомплекса: от регулярных отражений средней и высокой амплитудной выразительности к хаотическому расположению осей синфазности. Зоны изменения конфигурации сейсмического рисунка отражений обусловлены проявлением дизъюнктивной тектоники, вероятно, сдвигового характера (рис. 3). Мощности палеоцен(?)–среднемиоценового комплекса, компенсирующего грабены Усть-Ленской рифтовой зоны, составляет от 0,5–1,0 до 2,5–3,5 км.

Отражающий горизонт «L4», ограничивающий сейсмокомплекс в кровле, характеризуется высокими значениями амплитуды и является поверхностью несогласия с признаками эрозионного среза. Он уверенно прослеживается в пределах Южно-Лаптевской зоны прогибов. В Усть-Ленской рифтовой зоне прослеживаемость горизонта ухудшается. В восточном и южном направлениях отражающий горизонт «L4» **прекращает прослеживаться** по схеме эрозионного среза на уровне горизонта «L5». Поверхность отражающего горизонта «L4» отождествляется с несогласием в среднем олигоцене–раннем и в начале среднего миоцена.

Отражающий горизонт «L3» характеризуется слабой динамической выразительностью и представляет собой поверхность несогласия эрозионного типа с элементами кровельного прилегания. В пределах Новосибирской системы грабенов и горстов горизонт «L3» **прекращает прослеживаться** по схеме эрозионного среза на уровне горизонта «L5» (рис. 3). Он разделяет палеоцен(?)–среднемиоценовый комплекс на два сейсмоподкомплекса: палеоцен(?)–эоценовый и верхнеолигоцен–среднемиоценовый. Сопоставление сухопутных геологических данных по стратиграфии и волновых характеристик горизонта «L3», а также его положения в разрезе

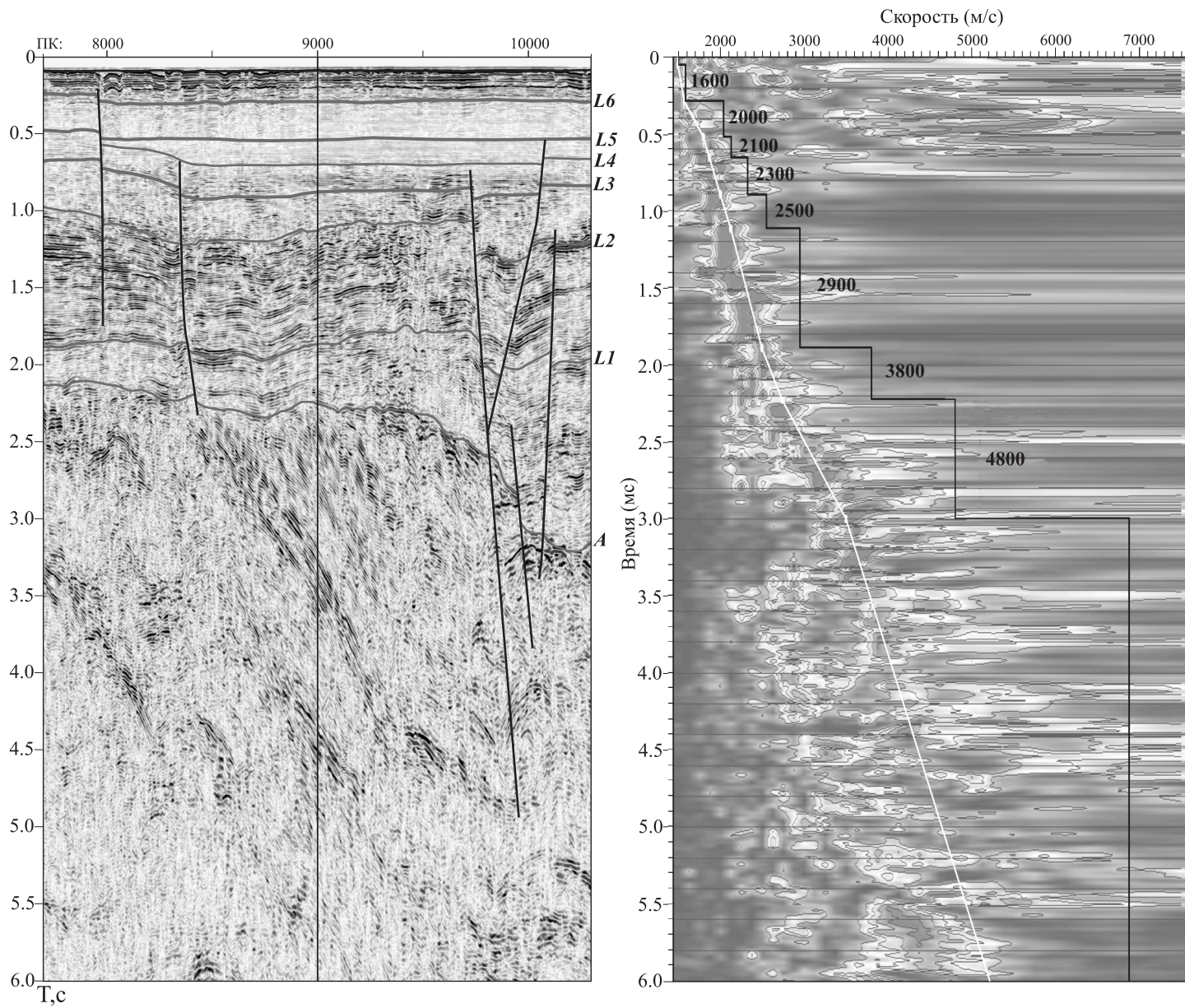


Рис. 5. Вертикальный спектр скоростей по профилю LS0908. Составили А. В. Девяткина, Г. А. Заварзина.

позволяет связать этот рефлексор с несогласием между эоценовыми и олигоценовыми отложениями.

Палеоцен(?)–эоценовый сейсмоподкомплекс (L2–L3) на северо-востоке площади листа представляет собой акустически «прозрачную» толщу с единичными высокоамплитудными невыдержанными отражениями. Слабая дифференциация отражений по акустической жесткости позволяет предположить довольно однородный состав толщ. По аналогии с разрезом разновозрастных отложений на сухопутном обрамлении предполагается преимущественно глинистый состав толщи с редкими пластами песчаников, с которыми могут быть связаны отдельные высокоамплитудные отражения. В глубоких грабенах Усть-Ленской рифтовой зоны волновая картина подкомплекса представлена отражениями переменной динамической выразительности. Мощность подкомплекса изменяется от 0 до 2,5–3 км.

Интервальные скорости составляют 2,5 км/с. В подкомплексе выделяются аномалии сейсмической записи типа «яркое пятно», которые часто локализируются вдоль тектонических нарушений.

Верхнеолигоцен–среднемиоценовый сейсмоподкомплекс (L3–L4) характеризуется серией выдержанных субпараллельных отражений переменной амплитудной выразительности (рис. 4). Интервальные скорости составляют 2,3 км/с. Подкомплекс не выдержан по мощности. Минимальные мощности комплекса (50–150 м) наблюдаются в Центрально-Лаптевской региональной ступени, максимальные (1,5 км) – в Усть-Ленском грабене. Стратиграфический диапазон подкомплекса принимается от позднего олигоцена до среднего миоцена [36].

Среднемиоцен-плейстоценовый СК

Среднемиоцен-плейстоценовый СК трансгрессивно перекрывает нижележащие комплексы. Волновая картина комплекса отличается акустической прозрачностью, за исключением самой верхней части разреза мощностью до 200 м. Внутри сейсмокомплекса прослежен рефлексор «L5» и, условно, в основании зоны реверберации отражений от дна моря выделен горизонт «L6». В составе сейсмокомплекса выделяются два сейсмоподкомплекса: средне-верхнемиоценовый и плиоцен-четвертичный.

Отражающий горизонт «L5» представляет собой несогласие типа эрозийного среза. На сейсмических разрезах отражения от этой поверхности динамически слабо выражены либо не наблюдаются вовсе, и ее присутствие в разрезе определяется по исчезновению отражений от срезанных ею пластов. В пределах Новосибирской системы грабенов и горстов наблюдается денудационный срез нижележащих сеймостратиграфических подразделений, где рефлексор «L5» последовательно «срезает» все горизонты, вплоть до акустического фундамента (рис. 3). Горизонт «L5» отождествлен с границей размыва между миоценом и плиоценом, которая отождествляется с крупной регрессией Мирового океана, известной в геологической литературе как «мессинская регрессия».

Средне-верхнемиоценовый сейсмоподкомплекс (L4–L5) характеризуется преимущественно слабовыраженными по амплитуде непротяженными

отражениями. На отдельных участках присутствует слоистость; местами рассматриваемый интервал разреза насыщен динамически выраженными, непротяженными отражениями. Разрывные нарушения иногда проникают выше поверхности «L5». **Максимальные мощности средне-верхнемиоценового сейсмоподкомплекса (1,0–1,2 км)** приурочены к Усть-Ленской рифтовой зоне. В пределах Новосибирской системы грабен и горстов мощность подкомплекса значительно уменьшается, и на поднятиях он полностью выклинивается. Интервальные скорости – 2,1 км/с.

На прилегающей суше миоценовые отложения вскрыты Сардахской скважиной, пробуренной на о-ве Сардах-Сисе, где они несогласно перекрывают отложения верхнего девона [223]. На северном побережье о-ва Бол. Ляховский ниже-среднемиоценовые отложения залегают с размывом на эоценовыми–нижнемиоценовыми и перекрыты эоплейстоцен-позднеплейстоценовыми, реже голоценовыми отложениями [35].

Плиоцен-четвертичный сейсмоподкомплекс (L5–L6–дно моря) развит повсеместно в пределах Лаптевоморского бассейна и представляет собой покровную толщу, плащеобразно перекрывающую нижние комплексы. Волновая картина в нижней части сейсмоподкомплекса характеризуется субпараллельными, иногда волнистыми слабоамплитудными отражениями, трансгрессивно налегающими в подошве на поверхность нижезалегающего средне-верхнемиоценового сейсмоподкомплекса. Выше по разрезу прослеживается серия высокоамплитудных высокочастотных отражений, ограниченных в подошве ОГ «L6». Условно этот горизонт ограничивает картируемые плиоценовые образования.

В пределах Новосибирской системы грабен и горстов подкомплекс залегает непосредственно на выступах складчатого основания или перекрывает более древние толщи чехла. Интервальные скорости в подкомплексе составляют от 1,6 до 2,0 км/с.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории листов S-51, 52 на поверхности обнажены кембрийские, девонские каменноугольные, средне-позднепермские, триасовые, юрские, меловые, неогеновые и четвертичные образования. Кроме того, в скважинах (Усть-Оленёкской-2370, Чарчыкской П-1, Хастахской-930) на площади листа вскрыты позднепротерозойские, поздневендско-кембрийские, среднеордовикско-раннесилурийские и среднекаменноугольно-раннепермские слои, они отражены только на разрезе. По гравимагнитным и сейсмическим данным предполагается наличие раннепротерозойского фундамента Оленёкского типа.

На шельфе в осадочном чехле, по сейсморазведочным данным, предполагаются ниже-верхнемеловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. Более древние (доаптские) комплексы пород входят в состав складчатого основания.

В основу геологического районирования дочетвертичных образований рассматриваемой территории положен зональный принцип. В качестве единиц геологического районирования приняты структурно-формационные области (СФО), структурно-формационные зоны (СФЗ) и структурно-формационные подзоны (СФпЗ), характеризующие участки территории с индивидуальным сочетанием геологических подразделений (свит, серий, толщ, комплексов) определенного состава, строения и возраста. Схемы геологического районирования составлены по возрастным срезам (структурным этапам, ярусам), отвечающим основным тектоническим циклам развития региона: архейско-раннепротерозойскому, рифейско-вендскому, поздневендско-среднекаменноугольному, среднекаменноугольно-триасовому, юрско-меловому, палеоген-неогеновому.

Картирование плиоцен-четвертичных и четвертичных образований проведено на базе анализа специфических морфо-литогенетических обстановок и их зонального распределения.

Расчленение разновозрастных образований проведено в соответствии с Легендой Лаптево-Сибироморской серии [221] и дополнением к ней (2011 г.), на основе стратиграфических схем, принятых в Легендах Оленёкской и Нижнеленской серий ГК-200 нового поколения, а также в соответствии со стратиграфическими схемами Анабаро-Виллойского и Верхояно-Колымского субрегиона, учитывающими специальные тематические исследования последних лет [222, 85, 143].

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Рассматриваемая территория относится к Оленёкской структурно-формационной области (СФО), на площади которой развиты нижнепротерозойские образования.

Оленёкская СФО

Протерозойская акротема, нижняя зонотема. Нерасчлененные отложения (PR_1) (только на разрезе). По аналогии с Сололийским выступом предполагается, что на территории листов S-51, 52 рассматриваемые образования представлены зеленосланцево-метаморфизованными вулканогенно-терригенными углеродистыми отложениями, смятыми в изоклиналильные складки субмеридионального простирания, мощностью более 2600 м [23].

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Верхнепротерозойские образования на площади листов S-51, 52 повсеместно перекрыты более молодыми отложениями. Они выделены только на разрезах, где представлены рифейско-верхневендскими ($RF-V_2$) и верхнепротерозойскими (PR_2) нерасчлененными образованиями.

Отложения верхнего протерозоя вскрыты Усть-Оленёкской-2370, Хастахской-930 и Чарчыкской П-1 скважинами, пробуренными на площади листа S-51, а также Бурской скважиной, расположенной за пределами листа вблизи его южной рамки. На смежной с юга территории, у южной рамки листа S-52 **верхнепротерозойские образования обнажаются в пределах Туорасисского поднятия.**

Рифейско-верхневендские отложения, характеризующиеся различными типами разрезов, относятся к разным структурно-формационным зонам: Среднеоленёкской и Туорасисской, а верхнепротерозойские нерасчлененные образования – к Таймыро-Устьоленёкской СФЗ. Среднеоленёкская СФЗ входит в состав Уджинско-Нижнеленской СФО, а две другие относятся к Таймыро-Хараулахской СФО.

Уджинско-Нижнеленская СФО

Среднеоленёкская СФЗ

Рифейская зонотема–вендская система, верхний отдел. Среднеоленёкская СФЗ занимает территорию бассейна среднего течения р. Оленёк, в плане соответствующего современному Оленёкскому сводовому поднятию и восточной части Лено-Анабарского прогиба. На рассматриваемой территории к ней относится южная часть территории листа S-51 (к западу от Оленёкской протоки).

Представление о строении верхнепротерозойских отложений на этой площади основано на геофизических и геологических материалах,

полученных при изучении трех опорных разрезов различной полноты, вскрытых Чарчкской П-1, Хастахской-930 и Бурской-3410 скважинами [58, 59, 245].

Верхнепротерозойские образования, вскрытые указанными скважинами, так же как на Оленёском поднятии, представлены рифейской солоолийской (RFsl) и вендской хорбусуонской (Vhr) сериями [224]. Слагающие их терригенно-карбонатные образования сформировались в мелководных прибрежно-морских, морских и лагунных условиях. Солоолийская серия расчленяется на пять свит: сыганахтахскую (RF₁), кютингдинскую (RF₁), арымасскую (RF₂), дебенгдинскую (RF₃) и хайпайскую (RF₃). Перечисленные свиты выделены И. М. Битерманом и Е. Р. Горшковой (1962 г.) на Оленёском поднятии и названы по рекам, где описаны их стратотипы. Согласно материалам [140], дебенгдинская свита ранее относилась к среднему рифею. На основании более поздних исследований [161, 58, 60, 245] возраст свиты принимается позднерифейским. Хорбусуонская серия включает мастахскую (V₁), хатыспытскую (V₁) и туркутскую (V₂) свиты.

Рифей–верхний венд. Солоолийская и хорбусуонская серии объединенные (RF–V₂hr+sl) (на разрезе).

Солоолийская серия скважинами не вскрыта. Предполагается, что на рассматриваемой территории, по аналогии со стратотипическими районами, в основании залегает терригенная сыганахтахская свита нижнего рифея мощностью около 250 м [5, 26, 36]. Она с угловым несогласием перекрывает образования нижнего протерозоя. Верхняя часть *сыганахтахской свиты* (86 м) вскрыта Бурской скважиной, представлена аргиллитами, алевролитами и кварцевыми песчаниками.

Сыганахтахскую свиту согласно перекрывает *кютингдинская свита* нижнего рифея мощностью около 300 м. Она полностью вскрыта Бурской скважиной. Нижняя часть свиты (152 м) сложена алевролитами с прослоями кварцевых песчаников и доломитов, а верхняя (114 м) представлена пестроцветными доломитами и водорослевыми доломитами с гнездами ангидритов и прослоями аргиллитов. В нижней части свиты установлены рифейские комплексы акритарх и нитчатые водоросли, а в верхней найдены единичные микрофитоциты и строматолиты. По комплексам акритарх свита отнесена к нижнему рифею [59, 245].

Арымасская свита с разрывом перекрывает кютингдинскую свиту. Она вскрыта Бурской (полностью) и Хастахской (частично) скважинами. Нижняя ее часть (121 м, Бурская скважина) сложена пестроцветными песчаниками различной зернистости преимущественно кварцевыми с глауконитом, а также доломитами и аргиллитами. Породы содержат рифейские комплексы акритарх и нитчатые водоросли. Верхняя часть свиты вскрыта как Бурской (175 м), так и Хастахской (>98 м) скважинами. Она представлена доломитами глинистыми и водорослевыми, содержащими строматолиты и микрофитоциты. По имеющимся палеонтологическим данным, арымасская свита отнесена к среднему рифею [58].

Дебенгдинская свита согласно залегает на арымасской. Она полностью вскрыта Бурской и Хастахской скважинами. Нижняя часть свиты

(86–414 м) сложена пестроцветными аргиллитами и алевролитами, переслаивающимися с доломитами, известняками, песчаниками, гравелитами и внутриформационными конгломерато-брекчиями. Верхнюю часть свиты слагают доломиты и известняки, в том числе водорослевые. В породах нижней части свиты обнаружены богатые комплексы акритарх (*Simia annulare*, *S. nerjunica*, *Pterospermopsimorpha pileiformis*, *Leiosphaeridia tenuissima*, *L. ternate*, *Chuaría circularis*, *Leiominuscula minuta*, *Valeria lophostriata* и др.), свидетельствующие о ее позднерифейском возрасте [59, 245]. Породы верхней части свиты содержат единичные микрофитоциты и редкие акритархи. Мощность свиты колеблется от 282 м (скв. Хастахская) до 519 м (скв. Бурская).

Дебенгдинскую свиту несогласно перекрывает *хайпайская* свита, представленная доломитами, прослоями водорослевыми и известняками, прослоями битуминозными, которые переслаиваются с пестроцветными аргиллитами, алевролитами, песчаниками и мелкогалечными конгломератами. Породы содержат комплексы позднерифейских акритарх (*Chuaría circularis*, *Tawuja dalensis*, *Nucellosphaeridium* sp., *Leiosphaeridia* (*Kildinella*) *jacutica*, *L. tenuissima*, *Simia annulare* и др.), **нитчатых водорослей и микрофитоцитов** [58]. Мощность свиты колеблется от 229 м (скв. Хастахская) до 253 м (скв. Бурская).

Общая мощность рифейских образований сололийской серии 1400–1600 м.

Хорбусуонская серия полностью вскрыта Хастахской и Бурской скважинами и частично Чарчкской скважиной.

Хорбусуонская серия изучена И. М. Битерманом и Е. Р. Горшковой (1962 г.) в районе р. Хорбусуонка на Оленёском поднятии. В эту серию объединили ранее выделенные мастахскую, хатыспытскую (В. С. Журавлёв и Д. С. Сороков, 1954) и туркутскую (Гусев, 1940, В. Я. Кабаньков, 1955) свиты.

М а с т а х с к а я с в и т а (V_1) полностью вскрыта Хастахской и Бурской скважинами. Она с размывом перекрывает хайпайскую свиту верхнего рифея. Свита сложена песчаниками разнозернистыми (до гравелитов) с гнездами пирита с прослоями алевролитов и линзами аргиллитов. Алевролиты содержат остатки акритарх, характерных для непского горизонта нижнего рифея. Мощность свиты колеблется от 51 м (скв. Хастахская) до 63 м (скв. Бурская). Мастахскую свиту согласно перекрывает **х а т ы с п ы т с к а я с в и т а (V_1)**. Она представлена доломитами, песчаниками кварцевыми различной зернистости с прослоями мергелей аргиллитов и алевролитов. В породах верхней части свиты в разрезе Бурской скважины выделен вендский комплекс акритарх, микрофоссилии и нитчатые водоросли [245]. На основании палеонтологических данных, возраст свиты принимается нижневендским. Мощность свиты варьирует от 115 м (скв. Чарчкская) и 130 м (скв. Хастахская) до 190 м (скв. Бурская).

Завершает разрез венда **т у р к у т с к а я с в и т а (V_2)**, залегающая на различных горизонтах хатыспытской свиты. Она сложена доломитами мелкозернистыми, прослоями известковистыми, глинистыми или водорослевыми, и известняками, иногда битуминозными, с прослоями аргиллитов с

примазками глауконита и редкой галькой кремней. Породы свиты содержат микрофитолиты *Osagia acerba*, *O. composita*, *O. donatella*, *O. columnata* var. *ovsianica* и др., *Vesicularites composites*, *Volvatella zonalis* [59], свидетельствующие о поздневендском возрасте (тирский горизонт) вмещающих пород. Мощность свиты колеблется от 118 м (скв. Хастахская) до 187 м (скв. Бурская) и 202 м (скв. Чарчукская). Мощность вендских отложений хорбусуонской серии 300–440 м. Общая мощность рифейско-верхневендских отложений в пределах Среднеоленёкской СФЗ составляет 1600–2000 м.

Таймыро-Хараулахская СФО

Туорасисская СФЗ

Туорасисская СФЗ занимает территорию северной части Хараулахских гор и дельтовой части р. Лена. Она входит в состав Таймыро-Хараулахской структурно-формационной области (СФО). Рифейско-верхневендские образования обнажаются на площади хр. Туора-Сис за пределами листа S-52 у его южной рамки. По геологическим и геофизическим данным предполагается, что на территории указанной СФЗ, так же, как в сопредельном районе, распространены рифейско-верхневендские образования с туорасисским типом разреза.

Основание верхнепротерозойского разреза на хр. Туора-Сис не вскрыто. Видимая его часть представлена терригенно-карбонатными отложениями, формировавшимися в условиях мелководного морского бассейна. Рифейские образования расчленены на ряд свит: уктинскую, эселехскую (RF₂), нелегерскую, сизэчанскую и мегянийскую (RF₃), а вендские отложения представлены хараютехской свитой (V₁₋₂). Перечисленные свиты объединяются в туорасисскую серию.

Рифейская зонотема–вендская система, верхний отдел. Ту о р а с и с с к а я с е р и я (RF–V_{2tr}) (на разрезе).

Уктинская свита описана С. И. Грошиным в 1958 г. со стратотипом в долине р. Укта на правом берегу р. Лена. Подошва ее не вскрыта. Свита сложена песчаниками кварцевыми, алевролитами, аргиллитами, гравелитами, конгломератами и доломитами. Породы содержат остатки среднерифейских строматолитов *Baicalica minuta* К о м., *Minjaria sakharica* К о м. Не исключено, что в основании уктинской свиты, так же как в Уджинском районе, наряду с терригенными, присутствуют вулканогенные образования. Видимая мощность – 235 м.

Эселехская свита согласно залегает на уктинской свите. Она выделена В. А. Виноградовым в 1957 г. в районе пос. Чекуровка и приустьевой части р. Укта. Нижняя часть свиты сложена преимущественно доломитами, а верхняя – доломитами битуминозными и глинистыми известняками, а также экзотическими глыбами песчаников. В основании эселехской свиты в слое мощностью 10–12 м Р. О. Галабалой описаны доломиты, содержащие многочисленные обломки овальной и неправильной формы, размером от мм до 1 см, нацело замещенные хлоритом, которые интерпретируются как обломки витрофицированного вулканического стекла [188]. Обломки,

как правило, хорошо сортированы, размер их уменьшается в слое снизу вверх. Наиболее крупные из обломков овальной формы имеют концентрически-зональное строение. Породы свиты содержат остатки строматолитов среднего (*Baicalica minuta* Ком. *Colonella cormosa* Ком.) и среднего-верхнего рифея (*Jacutophyton* cf. *ramosum* Шар., *Conophyton* cf. *cylindricum* Масл.). Мощность свиты – 752–820 м.

Эселехскую свиту согласно перекрывает *нелегерская свита*. Она выделена В. А. Виноградовым в 1957 г. со стратотипом на правобережье р. Лена у пос. Чекуровка. Свита представлена доломитами, известняками, преимущественно битуминозными, мергелисто-глинистыми сланцами, карбонатными брекчиями, линзами и желваками кремней. Породы содержат многочисленные остатки позднерифейских микрофитолитов *Osagia tenuilamella* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. compositus* Z. Zhur. Мощность свиты – 257–420 м.

Сизтачанская свита согласно залегает на нелегерской свите. Она выделена Т. С. Кирусенко в 1959 г. на левобережье р. Лена ниже пос. Чекуровка. Свита сложена аргиллитами пестроцветными, мергелями, известняками, доломитами, карбонатными брекчиями, а также песчаниками и алевролитами. Позднерифейский возраст ее определен по стратиграфическому положению между палеонтологически охарактеризованными нелегерской и мегянской свитами позднего рифея. Мощность свиты – 300 м.

Мегянской свиты согласно перекрывает сизтачанскую свиту. Она выделена Р. О. Галабалой в 1984 г., доизучена А. К. Савосиной и Л. М. Мудренко в 1989 г. [147]. Стратотип ее находится на р. Хара-Уэтях (лев. приток р. Кенгдей). Свита сложена известняками, доломитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами. Породы нижней части свиты содержат позднерифейские строматолиты *Gymnosolen komari* Шар. Мощность свиты 35–340 м. Видимая мощность средне-позднерифейских образований Туорасисской СФЗ 1600–2115 м, более чем в 2 раза превышает мощность одновозрастных образований Среднеоленёкской СФЗ.

Хараяотехская свита выделена С. И. Грошиным в 1958 г. со стратотипом на левобережье р. Лена у пос. Чекуровка. Хараяотехская свита трансгрессивно залегает на различных горизонтах мегянской свиты. Она сложена доломитами, битуминозными известняками, кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, битуминозными сланцами. Породы нижней части свиты содержат строматолиты нижнего венда, а верхней – нижнего-верхнего венда. Мощность свиты – 210–550 м.

Видимая мощность рифейско-верхневендских образований – 2000–2500 м, общая мощность их образований в Туорасисской СФЗ, вероятно, не менее 2500–3000 м.

Таймыро-Устьоленёкская СФЗ

Верхний протерозой. Нерасчлененные образования (PR₂) (на разрезе).

Отложения этого стратиграфического уровня, выделенные в основном по геофизическим данным, распространены на территории Таймыро-

Устьоленёкской СФЗ, принадлежащей к Таймыро-Хараулахской СФО. Она занимает прибрежную часть листа S-51. Верхняя часть верхнепротерозойских отложений мощностью 388 м вскрыта Усть-Оленёкской-2370 скважиной, пробуренной на территории листа S-51. Вскрытые скважиной отложения, предположительно позднерифейско-вендского возраста, не имеют явных аналогов в разрезах окружающих районов. Они подразделены на две толщи, связанные переходами и представляющие единый цикл осадконакопления: нижнюю (> 132 м) кисылахскую (терригенную) и верхнюю (256 м) кыстарахскую (карбонатную) [193, 58, 245]. В нижней преимущественно песчаниковой толще В. А. Рудаковой определены акритархи широкого вертикального распространения (RF-D). В верхней, существенно доломитовой толще, Е. Л. Дробковой определены комплексы микрофитолитов, изученные М. С. Якшиным (1978 г.) в Манском прогибе Восточных Саян. Они характеризуются сложным составом и нередким совместным присутствием форм от среднего рифея до кембрия [156]. Комплекс микрофитолитов встречен в разрезах впервые, вертикальное распространение его требует детального изучения.

Общая мощность верхнепротерозойских отложений на территории Таймыро-Устьоленёкской СФЗ, по геофизическим данным, составляет 2500–2700 м.

Предполагается, что в составе верхнепротерозойских образований, на площади данной СФЗ, кроме терригенных и карбонатных, присутствуют также вулканогенные образования.

ВЕРХНЕВЕНДСКИЕ–СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории листов S-51, S-52 образования этого стратиграфического уровня обнажаются в пределах Хараулахских гор в южной части площади листа S-52. На остальной территории они перекрыты более молодыми отложениями, но вскрыты скважинами Усть-Оленёкской-2370, Чарчкской П-1, Хастахской-930 и (частично) Тюмятинской Рг-50, пробуренными на площади листа S-51, а также Бурской скважиной, расположенной у южной рамки листа S-51 за его пределами.

Верхневендские–среднекаменноугольные образования рассматриваемой территории различаются по типам и полноте разрезов, принадлежат к трем структурно-формационным зонам: Нижнеоленёкской, Прончищевско-Оленёкской и Нижнеленской. Первая входит в состав Юдомо-Оленёкской структурно-формационной области (СФО), а две другие относятся к Южнотаймырско-Оленёкской СФО.

Юдомо-Оленёкская СФО

Нижнеоленёкская СФЗ

На рассматриваемой территории она занимает южную часть площади листа S-51 (бассейн нижнего течения р. Оленёк и его западных притоков).

В пределах структурно-формационной зоны распространены только верхневендские–верхнекембрийские терригенно-карбонатные отложения, изученные в разрезах, вскрытых Чарчкской П-1, Хастакской-930 и Бурской-3410 скважинами. Они с размывом перекрывают образования туркутской свиты верхнего венда и в свою очередь с размывом и значительным стратиграфическим несогласием перекрываются среднекаменноугольными–раннепермскими отложениями тустахской и тонолдинской свит либо джаргалахской толщи.

Образования этого стратиграфического уровня представлены карбонатно-песчано-глинистой кесюссинской (V_2-C_1), еркекетской (C_1) свитами и бур-буолкалахской толщей (C_{1-3}).

Вендская система, верхний отдел–кембрийская система, верхний отдел. Кесюссинская, эркекетская свиты и бур-буолкалахская толща объединенные ($V_2-C_3ks÷bb$) (на разрезе).

Верхний венд, немакит-далдынский ярус–нижний кембрий, томмотский ярус. Кесюссинская свита выделена А. И. Гусевым в 1955 г. на Оленёкском поднятии (Тимофеев, 1955) со стратотипом на р. Кессюе (приток р. Оленёк).

На рассматриваемой территории [36, 59, 193, 245] нижняя часть свиты (120 м) представлена гравелитами и песчаниками с прослоями песчаников и гравелитов. Верхняя часть свиты (45–89 м) сложена доломитами, нередко битуминозными, и известняками зеленовато-серыми оолитовыми, реже глинистыми, с прослоями и линзами гравелитов. Нижняя часть кесюссинской свиты по составу и стратиграфическому положению параллелизуется с монгусской свитой Оленёкского поднятия, осадочные породы которой содержат хиолиты *Anabarites trisulcatus* M i s s, *A. signatus* M a m b., характерные для верхов верхнего венда (немакит-далдынский горизонт). В породах средней части разреза, вскрытого Хастакской скважиной, обнаружены многочисленные акритархи, в том числе *Baltiphaeriolium primarium*, *B. pilosiusculum*, *B. cf. papilosum*, которые на Русской платформе появляются в основании трилобитового кембрия [59]. Мощность свиты колеблется от 177 м (скв. Бурская) до 235 м (скв. Чарчкская) и 409 м (скв. Хастакская). Формирование свиты происходило в начальную трансгрессивную стадию в прибрежно-морских условиях.

Нижний кембрий, томмотский–ботомский ярусы. Еркекетская свита выделена А. И. Гусевым в 1955 г. на р. Эркекет Оленёкского поднятия [157]. Она с размывом залегает на кесюссинской свите. Свита сложена пестроцветными известняками и доломитами с прослоями аргиллитов, образование которых происходило в мелководных морских условиях. В разрезе Бурской скважины в породах свиты обнаружены трилобиты, хиолиты, моллюски томмотско-ботомского возраста. Мощность свиты колеблется от 128–135 м в Чарчкской и Хастакской скважинах до 220 м в Бурской скважине.

Нижний–верхний отделы. Ботомский–батырбайский ярусы. Бур-буолкалахская толща завершает разрез верхневендских–верхнекембрийских образований в Нижнеоленёкской СФЗ. Она объединяет карбонатные (преимущественно доломитовые) отложения с характерным рифогенным

типом разреза [222]. Буолкалахская толща аналогична Балаганахской свите, закартированной на территории Нижнеленской СФЗ.

В разрезах опорных скважин [36, 59, 193, 245] нижняя часть бур-буолкалахской толщи (195–305 м) представлена доломитами светло-серыми водорослевыми, водорослево-обломочными массивными, часто трещиноватыми, с прослоями оолитовых и глинистых доломитов, доломитовых брекчий, иногда с включениями ангидрита и пирита. По стратиграфическому положению эта часть разреза параллелизуется с фаунистически охарактеризованными отложениями куонамской, оленёкской, джахтарской свит Оленёкского поднятия, формировавшимися с ботомского по майский век раннего–среднего кембрия.

Средняя часть (88–92 м) представлена доломитами, доломитистыми известняками глинистыми светло-серыми, кремовыми с прослоями аргиллитов зеленовато-серых, включающих мелкие конкреции пирита. Она условно сопоставляется с силигирской свитой майского яруса среднего кембрия.

Верхняя часть (62–180 м) разреза сложена водорослевыми доломитами светло-серыми, часто кавернозными брекчированными, иногда глинистыми. В верхах сохранившегося разреза доломиты выветрелые, окрашенные в бурые тона. Эта часть разреза бур-буолкалахской толщи сопоставляется с лопарской свитой Оленёкского поднятия, в породах которой присутствуют трилобиты позднекембрийского возраста.

Мощность бур-буолкалахской толщи колеблется от 435 м (скв. Хастахская) до 576 м (скв. Чарчыкская) и 590 м (скв. Бурская).

Общая мощность верхневендских–верхнекембрийских образований Нижнеоленёкской СФЗ колеблется от 884 м (скв. Бурская) до 977 м (скв. Хастахская) и 1012 м (скв. Чарчыкская).

Южнотаймырско-Оленёкская СФО

Прончищевско-Оленёкская СФЗ

Прончищевско-Оленёкская СФЗ занимает северную часть континентальной площади листа S-51 (приустьевой район р. Оленёк, хр. Прончищева) и примыкающую часть шельфа. Образования поздневендско-среднекаменноугольного этапа на этой территории представлены только среднеордовикско-раннесилурийскими морскими (эпиконтинентальными) карбонатными отложениями. Опорный разрез их вскрыт Усть-Оленёкской-2370 скважиной. Судя по опорному разрезу и по сейсморазведочным данным [60, 237, 224], в пределах СФЗ кембрийские отложения отсутствуют (выклиниваются). Среднеордовикские–раннесилурийские отложения со стратиграфическим несогласием залегают на верхнепротерозойских (вендских?) доломитах кыстарахской толщи и в свою очередь со значительным стратиграфическим несогласием перекрываются терригенными отложениями тустахской свиты (C₂–P₁). Они представлены харасырской (O₂), курупаской (O₃), бурсырской (O₃) и сарбыняхской (S₁) толщами, показанными на разрезе объединенными (O₂–S₁).

Средний ордовик–нижний силур. Харасырская, курупаская, буорсырская и сарбынияхская толщи объединенные (O₂–S₁hr+sr) (на разрезе).

Средний ордовик, лланвирнский(?) ярус. Харасырская толща (127 м) названа по урочищу Хара-Сыр. Она сложена известняками скрыто и мелкозернистыми неравномерно глинистыми (до мергелей), переслаивающимися с доломитами мелкозернистыми, иногда окремненными. Породы толщи содержат остатки конодонтов (*Exochognatus detortus* (Wall.), *Distomodus* cf. *kentuckyensis* Branson et Branson, *Panderodus spasovi* Drygant., *P. flexus* Drygant., *Acodus curvatus* Branson et Branson, *Drepanodus*), характерных, по определению В. Ф. Асташкиной, для нижнего силура. Найденные остатки брахиопод: *Strophomena* sp., *Postricellula* sp., *Evenkina* cf. *lenaica* (Jirard.), *Orthida*, *Xystostrophia* sp., по определению В. А. Авдеевой, свидетельствуют о среднеордовикском возрасте вмещающих пород. Разрозненные остатки двустворок *Cypricardella* ex gr. *modiomorhoides* Knalf. (определения Л. Г. Перегоева и Н. И. Курушина) известны из отложений нижнего девона. С учетом положения в разрезе и палеонтологических данных, толща с большой долей условности отнесена к лланвирнскому ярусу среднего ордовика.

Верхний ордовик, карадокский ярус. Курупаская толща (104 м) названа по оз. Курупа-Кюэль. Она согласно перекрывает харасырскую толщу и предтавлена известняками и доломитами, нередко органогенно-обломочными, темно-серыми, содержащими комплекс конодонтов *Drepanoistodus suberectus* (Branson et Mehl.), *Phragmodus*(?) *tunguskaensis* (Mosk.), *Belodina compressa* (Branson et Mehl.), *Drepanodistacodus vistris* (Mosk.), *Drepanodus* sp., характерных, по определению В. П. Тарабункина, для баксанского горизонта Сибирской платформы. В породах толщи обнаружены также брахиоподы *Cymostrophia* sp., *Fistostrophia* sp., *Nimphorhynchia* (определения Л. Г. Перегоева и Н. И. Курушина), известные из нижнедевонских осадков и остатки кораллов *Catenipora escharoides* (Zam.), характерных, по определению Г. Д. Исаева, для отложений верхнего ордовика. На основании комплекса конодонтов и по положению в разрезе толща, в соответствии с актуализированной общей стратиграфической шкалой нового поколения, относится к карадокскому ярусу верхнего ордовика.

Верхний ордовик, ашгиллский ярус. Буорсырская толща (85 м) названа по урочищу Буор-Сыр. Она сложена известняками и доломитами светло-серыми с прослойками мергелей и алевролитоглинистых пород. Породы толщи содержат остатки брахиопод *Orthida*, близких к роду *Hesperorthis*, широко распространенному в отложениях от среднего ордовика до нижнего силура (определения Т. В. Лощинской); комплекс кораллов, известных от верхнего ордовика до силура, *Troedssonites conspiratus* (Troeds.), *Palaeofavosites* sp. ind., *Autocystis* sp. (определение Г. Д. Исаева); комплекс конодонтов *Ozarkodina dolboriensis* (Mosk.), *Pseudobelodina dispansa* (Ylen.), *Culumbodina mangareica* Mosk., *Panderodus argulatus* Branson, Mehl. et Branson, *Acanthocordylodus fidelis* Mosk. (определения В. П. Тарабункина) типичны для долборского горизонта ашгиллского яруса верхнего ордовика; и единичные блоки конодонтов *Acanthodina* sp.,

Panderodus sp., *Aphelognathus* sp. (определение Т. А. Москаленко), видимо, принадлежащих к бурскому горизонту верхнего ордовика. Ашгиллский возраст толщи надежно обосновывается конодонтовой ассоциацией и положением в разрезе.

Нижний силур. *Сарбынияхская толща* (151 м) названа по оз. Сарбыниях. Она согласно залегает на буорсырской толще. Ее слагают доломиты серые, известковистые мелкозернистые окремненные с включениями кремней неправильной формы, переслаивающиеся с известняками мелкозернистыми доломитистыми, кальцитизированными по трещинам. Присутствуют редкие прослои глинистых пород. Породы толщи содержат остатки кораллов *Subalvcotites* sp., обычно характерных для нижнего силура. По положению в разрезе и по палеонтологическим данным толща с некоторой долей условности относится к нижнему силуру.

Общая мощность среднеордовикско-нижнесилурийских образований – 467 м.

Нижнеленская СФЗ

Занимает площадь северной части Хараулахских гор и дельтовую часть р. Лена, наследуя Туорасисскую СФЗ рифейско-вендского этапа. Образования верхневендско-среднекаменноугольного стратиграфического уровня на этой территории представлены наиболее полно.

На площади Хараулахских гор обнажены верхневендско-кембрийские, девонские и ниже-среднекаменноугольные образования. На территории дельтовой части р. Лена под покровом неогеновых и четвертичных отложений предлагается широкое распространение верхневендско-среднекаменноугольных нерасчлененных образований (V_2-C_2), включающих, очевидно, кроме отложений вышеуказанного возраста, также ордовикские и силурийские слои.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В полном объеме верхневендско-верхнекембрийские образования, представленные тюсерской (V_2-C_1) и балаганахской (C_{1-3}) свитами, изучены на смежной территории вблизи южной рамки площади листа S-52 в пределах хр. Туора-Сис [143, 223]. На рассматриваемой территории обнажается лишь верхняя часть балаганахской свиты ($C_{1-3}bl$). Тюсерская свита (V_2-C_{1ts}) показана только на разрезе.

Верхний венд, немакит-далдынский ярус–нижний кембрий, томмотский–ботомский ярусы. Тюсерская свита (V_2-C_{1ts}) выделена в 1962 г. Н. В. Покровским, М. Н. Коробовым, В. А. Виноградовым [12] со стратотипом на левобережье р. Лена в районе пос. Чекуровка; ниже устья р. Бискээбит. Она трансгрессивно перекрывает различные горизонты хараютехской свиты (V_{1-2}). Нижняя (молассоидная) часть свиты (30–100 м) сложена песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами и трахибазальтами. По данным [170, 223], абсолютный возраст вулканов U/Pb

по циркону – $534,6 \pm 0,6$ Ма. Средняя (известняково-глинистая красноцветная) часть тюсерской свиты (25–40 м) представлена известняками, мергелями, алевролитами и конгломератами. Породы содержат археоциаты томтоцкого и трилобиты атдабанского ярусов. Верхнюю (известняковистую сероцветную) часть (до 90 м) слагают известняки, оолитовые известняки с линзами песчаников. В известняках обнаружены трилобиты атдабанско-ботомского ярусов. Формирование вулканогенных и осадочных образований тюсерской свиты происходило в мелководном морском бассейне с нормальной соленостью вод.

Нижняя часть тюсерской свиты параллелизуется с вулканогенно-терригенной монгусской свитой Оленёкского поднятия. Абсолютный возраст монгусских трахибазальтов U/Pb по циркону – $543,9 \pm 0,24$ Ма. Осадочные породы содержат комплекс хиолитов *Anabarites trisulcatus*, характерный для немакит-далдынского яруса [192].

Общая мощность тюсерской свиты колеблется от 30 до 230 м.

Нижний–верхний отделы, ботомский–батырбайский ярусы.

Балаганахская свита ($\text{Є}_{1-3}bl$) согласно залегает на тюсерской свите. Она выделена С. И. Грошиным в 1962 г. Стратотип ее – на правом берегу р. Лена в устье р. Балаганах. В стратотипическом районе свита представлена карбонатными (преимущественно доломиты) рифовыми и зарифовыми мелководными морскими отложениями. К югу балаганахская свита фациально замещается рядом свит, ботомско-батырбайский возраст которых установлен по трилобитам [223]. Мощность свиты 640–810 м. Она параллелизуется с бур-буолкалахской толщей Нижнеоленёкской СФЗ. Общая мощность ранневендских–верхнекембрийских образований – 700–1000 м.

На правом берегу р. Лена у южной рамки площади листа S-52 в скальном выходе на расстоянии 6 км обнажается верхняя часть балаганахской свиты ($\text{Є}_{1-3}bl$) видимой мощностью 90–100 м. Нижние 7 м видимого разреза сложены водорослевыми доломитами с прослоями известняков. Выше доломитов, окрашенных окислами железа, залегает пачка (5 м) известняков, тонкоплитчатых зеленовато-серых с прослоем конглобрекчий в подошве, сложенных обломками водорослевых доломитов. Цемент карбонатный с вкраплениями глауконита. Породы содержат остатки брахиопод кембрийского возраста. Выше залегают водорослевые доломиты (3–5 м) светло-серые и розовато-серые с прослоями доломитизированных известняков, местами оолитовых и брекчированных. Над ними наблюдаются окремненные доломиты (5–10 м). Верхняя часть разреза представлена доломитизированными известняками (25 м), сменяющимися светло-серыми водорослевыми доломитами, местами брекчированными (50 м). В кровле доломиты выветрелые, ожелезнены, загипсованы, с пятнами ярозита. На отдельных участках закарстованы на глубину 50–70 м [116]. Выше выветрелых доломитов на коре выветривания залегают нижнедевонские образования томбукской толщи.

Судя по составу и наличию линз и прослоев с обломками местных пород, изученная толща, так же, как в стратотипическом районе, формировалась в рифогенной зоне с рифовыми сооружениями на шельфе морского бассейна с нормальной соленостью вод и, судя по присутствию глауконита, – в окислительных условиях и при температуре вод более 15°C [146].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения обнажаются на площади Хараулахских гор в виде отдельных фрагментов в мелких тектонических блоках в зонах надвигов, где зажаты в виде пластин между более молодыми отложениями. Они представлены мелководными морскими терригенными (песчано-глинистыми) и карбонатными, а также вулканогенными образованиями. Среди них различаются томбуюкская (D_1tm), тыллахская (D_2tl) ортохаинская (D_3or) толщи, а также столбовская толща и эбеляхская свита объединенные (D_3st+eb) [141, 223].

Нижний отдел. Томбуюкская толща (D_1tm) выделена Н. И. Гогиной в 1974 г. в низовьях руч. Томбуюк на правом берегу р. Лена, у южной границы площади листа S-52. По данным Н. И. Гогиной (1983 г.), на водорослевых доломитах балаганахской свиты, в кровле ржавых, загипсованных пород залегает преддевонская кора выветривания, представленная глиной (0,12 м) ярко-желтой гидрослюдисто-каолининовой пятнистой, пластичной, сменяющаяся выше песками серыми мелкозернистыми глинистыми (0,4 м) и светло-серыми мучнистыми маршаллитовыми с пятнами ожелезнения (1,9 м). На коре выветривания залегает пачка (3–9 м) известковых песчаников серых разноплитчатых выветрелых, содержащих большое количество остатков брахиопод, мшанок, остракод, трилобитов. Среди остракод определены *Healldia Olveolata* A b u s h. и др., характерные для нижнедевонских отложений. Условия осадконакопления отвечают трансгрессивной стадии мелководного эпиконтинентального моря.

Средний отдел, живетский ярус. Тыллахская толща (D_2tl) выделена А. А. Межвилком в 1954 г. [119]. Она распространена на правом берегу Быковской протоки у р. Тыллах (основание горы Ысы-Туойдах-Хая) и на правом берегу р. Лена, в 30 км севернее южной границы территории листа S-52. Основание толщи не вскрыто. В бассейне р. Тыллах она сложена известняками доломитизированными, участками кавернозными массивными плитчатыми мелкозернистыми с остатками *Stromatophora* aff. *concentrica* G o l d., *Amphipora ramosa* (P h i l.). Видимая мощность – 200 м. На правом берегу Лены, в зоне надвига, между визейскими слоями закартирован 45-метровый отторженец алевролитов коричневого и темно-серого с известковистыми стяжениями и многочисленными остатками брахиопод *Leiorhynchus* ex gr. *quaricostatus* V a n u s h e m, характерных для живетского–франского ярусов. По мнению Р. О. Галабалы [36], эта пачка наращивает охарактеризованную выше карбонатную часть разреза и подстилает франские слои.

Верхний отдел, франский ярус. Ортохаинская толща (D_3or) выделена А. А. Межвилком в 1954 г. [119]. Она обнажается в береговых обрывах на Быковской протоке, а также в дельте р. Лена на о-ве Курунг-Сис, предположительно согласно перекрывает тыллахскую толщу среднего девона.

В основании толщи залегает пачка (110 м) известковистых алевролитов темно-серых с остатками брахиопод *Muchrospirifer* cf. *novosibiricus* (T o l l.), *Atrypa* ex gr. *reticularis* L j a s h., *A.* ex gr. *uralica* N a l; а также кораллов,

гастропод, двустворок, образующих линзы ракушнякав. Выше залегают известняки (60 м) темно-серые доломитизированные массивные и каверновые. Они перекрыты пачкой (45 м) пестроцветных известняков с остатками гониатитов *Timanites keyserlingi* Mill. и брахиопод *Muchrospirifer novosibiricus* (Толл.), *Adolfospirifer ieremeevi* (Тшерн.).

На пестроцветных отложениях залегает пачка (100–150 м) покровов базальтов мощностью от 2–3 до 20–30 м каждый. Некоторые покровы разделены пластами известняков мощностью от 0,3 до 2,8 м. Базальты с сериально-порфировой структурой сложены (%): плагиоклазом (40–60), моноклинным пироксеном (15–45), титаномагнетитом (2–8), реже кварцем (до 2) и рутилом (до 1). Девитрифицированное стекло составляет от 1–2 до 25%. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, альбитом, сфеном, кальцитом и гидроокислами железа. Судя по химическому составу (%): SiO₂ – 48,40; TiO₂ – 2,09; Al₂O₃ – 14,67; Fe₂O₃ – 4,73; FeO – 9,26; MnO – 0,22; MgO – 5,88; CaO – 7,05; Na₂O – 3,53; K₂O – 0,65; P₂O₅ – 0,29; SO₃ – 0,01; ппп – 2,83 Σ – 99,91), породы принадлежат к семейству умереннощелочных базальтов–трахибазальтов. Они умеренно насыщены кремнекислотой, высокотитанистые низкоглиноземистые (al' 0,70) высокожелезистые (КФ 70) натриевого типа (Na₂O/K₂O = 5).

Над покровами базальтов залегает пачка (75 м) известняков темно-серых брекчированных и массивных с остатками брахиопод *Muchrospirifer novosibiricus* (Толл.), *Hypothyridina venustula* (Hall.), *H. calva* Mark., *Shizophoria timanika* Ljasch., *Elytha* cf. *timbriana* (Сонг.), характерных для отложений франского яруса. Мощность ортохаинской толщи колеблется от 300–350 до 600 м [223].

Фаменский ярус. *Столбовская толща и эбеляхская свита объединенные* (D_{3st+eb}). Столбовская толща и эбеляхская свита выделены А. А. Межвилком в 1954 г. [119]. *Столбовская толща* (147 м) слагает верхнюю часть о-ва Столб, где согласно перекрывает ортохаинскую толщу. Она представлена известковистыми алевролитами и алевритистыми известняками серыми, желтовато- и коричневатосерыми с редкими прослоями песчаников мелкозернистых с желваками и галькой фосфоритов и кремней. Породы содержат брахиоподы *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* (Murch.), *Athyris angelica* Hall., *Plicochonetes nanus* (Vern.), *Mesoplica tasadyrica* (Nal.) и др.

Эбеляхская свита обнажена на правом берегу Лены (урочище Таба-Бастах). Предполагается, что она согласно перекрывает столбовскую толщу. Нижняя часть свиты (170–180 м) сложена песчаниками известковистыми серыми мелко-среднезернистыми полевошпат-кварцевыми с прослоями известняков алевритистых темно-серых битуминозных. В песчаниках встречены брахиоподы *Mesoplica* ex gr. *praelonga* (Saw.), *Pygnax* aff. *plicatus* Krul., *Athyris bayoti* Rigaux и др. Верхняя часть толщи (70–80 м) сложена доломитами серыми плитчатыми с прослоями доломитистых песчаников, красноцветных глинистых доломитов, ржаво-серых алевролитов, песчаников и редких пластов известняков. Общая мощность отложений фаменского яруса – 400 м. Общая мощность девонских отложений – не менее 1000–1250 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные образования поздневендского–среднекаменноугольного этапа, в пределах Нижнеленской СФЗ представлены регрессивно сложенными карбонатной бастахской свитой (C_{1bs}), карбонатно-терригенной атырдахской свитой (C_{1at}) и терригенной тиксинской свитой (C_{1-2tk}).

Следует отметить, что многие исследователи [36, 89] атырдахскую и тиксинскую свиты относят к верхоянскому комплексу, формирование которого связывается с позднепалеозойским–раннемезозойским этапом. По аналогии с Таймырским регионом (Легенда Таймырско-Североземельской серии), авторы листов S-51, 52 связывают образование указанных свит с регрессивной стадией поздневендского–среднекаменноугольного этапа.

Нижний отдел

Турнейский ярус. Бастахская свита (C_{1bs}) выделена А. А. Межвилком в 1958 г. Стратотип описан О. И. Богуш, Е. К. Герасимовым, О. В. Юферевым [6] на правом берегу р. Лена в районе устья р. Таба-Бастах-Юряге. Бастахская свита согласно залегает на верхнедевонской эбеляхской свите и представлена карбонатными мелководными отложениями открытого моря. В основании свиты залегает слой (2,5 м) органогенного известняка мелкозернистого алевритистого, сменяющегося вверх по разрезу пачкой (43 м) доломитов серых песчанистых и известняков доломитистых органогенных с линзовидными стяжениями черных кремней. Выше залегает толща (96 м) известняков и доломитистых известняков черных, часто битуминозных пиритизированных. Завершает разрез свиты пачка известняков (10 м) темно-серых криноидных. Породы свиты содержат многочисленные остатки фораминифер, кораллов, иглокожих, остракод, брахиопод, мшанок, лилий. Фораминиферы *Endothyra latispiralis* L i p. и др., брахиоподы *Rugoshonetes illinoisensis* (W e l l e r.), *Spirifer subgrandis* (R o t.) и др., определяют принадлежность свиты к турнейскому ярусу. Мощность свиты – 150 м.

Визейский ярус. Атырдахская свита (C_{1at}) выделена А. А. Межвилком со стратотипом на р. Атырдах в устье Лены. Опорные разрезы изучены на правом берегу Лены в районе устья р. Кысам и у мыса Крестях [40]. Свита фациально изменчива. В стратотипическом разрезе атырдахская свита без видимого несогласия перекрывает бастахскую свиту. Нижняя часть ее (207 м) сложена кремнистыми аргиллитами и известковистыми алевролитами с прослоями черных известняков и известковистых песчаников. В 147 м выше подошвы зафиксирована пачка (7 м) конгломератов и гравелитов. Верхняя часть свиты (90 м) представлена песчаниками с прослоями известняков и алевролитов. Мощность свиты в этом разрезе – 280–300 м.

У мыса Крестях видимая часть разреза Атырдахской свиты (200 м) представлена в основном грубообломочной молассой, состоящей из переслаивающихся песчаников, гравелитов и конгломератов, в том числе и валунных конгломератов с размерами обломков до 0,7 м, образующих

пачки до 20 м мощностью. Галька и валуны сложены в основном (до 90%) известняками темно-серыми, а также алевролитами, песчаниками, кремнями и трахибазальтами. Цементом служит известковистый песчаник. Алевролиты и аргиллиты присутствуют в нижней (12 м) и верхней (30 м) части видимого разреза. Между двумя вышеописанными видами разрезов отмечаются переходные образования.

Визейский возраст свиты в стратотипическом разрезе обоснован комплексами брахиопод *Avonia costata* S o k., *Plicatifera plicatilis* (S o w.), *Torynifer pseudolineatus* (H a l l.), *Echinoconchus punctatus* (M a r t i n.), *Buxtonia scabriculoides* (P a e s k.), фораминиферами *Endothyra bradyi* M i k h., *Mediocris mediocris* (V i s s.), кораллами *Lithostrotion portlocki* (E d w. e t H a i m e.). В породах свиты у мыса Крестях обнаружены аммоноидеи *Goniatites americanus* G o r d o n, брахиоподы *Echinoconchus punctatus* (M a r t i n), *Dictyoclostus tixensis* R o t., фораминиферы *Endothyra prisca* R a u s. e t R e i t l., *E. kirgisana* R a u s., *Tetrataxis paraminima* V i s s., также свидетельствующие о визейском возрасте вмещающих пород. Комплекс фауны характерен для базовского–чугучанского горизонтов Северо-Востока России [143].

Следует отметить, что наряду с большим количеством собранных органических остатков визейского времени в грубообломочной толще собрано много переотложенных остатков кораллов, криноидей и брахиопод ордовикского, силурийского, девонского и турнейского возрастов. Они свидетельствуют о том, что в визейский век в пределах современной дельты имели место поднятия и разрушения суши, на которой размыву подвергались турнейские, девонские и силурийские породы. Они формировали шлейф грубообломочных пород вдоль современной Быковской протоки [6].

Нижний–средний отделы

Визейский–башкирский ярусы. Тиксинская свита (C_{1-2tk}) выделена А. А. Межвилком в 1950 г. в окрестностях пос. Тикси. Лектостратотип ее описан Р. В. Соломиной в 1970 г. на правом берегу Лены, выше устья руч. Кысам. Тиксинская свита согласно перекрывает атырдахскую свиту и представлена мощной однородной толщей тонкозернистых морских отложений (алевролитов и аргиллитов темно-серых известковистых со своеобразным шелковистым блеском, с тонкими прослоями песчаников буровато-серых мелкозернистых известковистых, приуроченных к верхней части разреза). В тиксинской свите иногда встречаются горизонты известково-глинистых желваковых фосфоритов мощностью 0,1–0,5 м, а также вкрапленники пирита. Породы свиты содержат остатки брахиопод *Spirifer byrangi* (T s h e r n.), *Orulganina naumovi* S o l., *O. gunbiniana* K o t l j a g, *Waagenoconcha sarytchevae* (B e n.), *Neospirifer triplicatus* (H a l l.) и др., фораминиферы *Archaeodiscus krestovnicovi* R a u s., *A. dubius* S o s s i r., *Planospirodiscus minimus* (G r o z d. e t L e b.) и др., определяющие визейско-башкирский возраст вмещающих пород. Комплекс фауны соответствует ковчачанскому и хатынахскому горизонтам Верхояно-Охотского субрегиона [143]. Мощность свиты – 800–900 м.

Верхний венд–средний карбон (V_2-C_2) (на разрезе)

В пределах дельты Лены и прилегающих участков акватории под покровом неогеновых и четвертичных отложений, по гравиметрическим данным, предполагается широкое развитие поздневендских–среднекаменноугольных отложений (V_2-C_2). Возраст, состав и мощности этих отложений определены условно. На основании гравиметрических данных предполагается, что эти отложения участвуют в строении Бастах-Туматского складчато-надвигового блока, окаймляя его протерозойское ядро.

По аналогии с разрезами Хараулахской площади, в пределах дельты Лены предполагается присутствие верхневендско-верхнекембрийских и девонских образований, представленных терригенными и карбонатными отложениями, а также вулканическими породами (базальтами и трахибазальтами), и карбонатных и терригенных ниже-среднекаменноугольных отложений. Судя по составу окаменелостей из обломков визейских конгломератов, в пределах дельты Лены, вероятно, формировались также ордовикские и силурийские, преимущественно карбонатные отложения, представленные известняками, сланцами, известковистыми доломитами с желваками кремней с остатками кораллов лландоверийского, венлокского и позднесилурийского возрастов. Общая мощность верхневендско-среднекаменноугольных отложений – не менее 2500–2600 м.

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-ТРИАСОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Образования этого стратиграфического уровня закартированы на севере Хараулахских гор, на левобережье Оленёкской протоки Лены (гора Ангардам-Тас) и в Усть-Оленёкском районе. Кроме того, они вскрыты глубокими скважинами Усть-Оленёкской-2370, Хастахской-930, Чарчыкской-П1 и Тюмятинской Р-50, пробуренными на территории листа S-51. Изученные в естественных выходах и в разрезах скважин среднекаменноугольно-триасовые образования представлены преимущественно терригенными морскими и прибрежно-морскими, в меньшей мере прибрежно-континентальными и континентальными образованиями. В подчиненном количестве присутствуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы. Полнота их разрезов контролируется конседиментационными структурами.

Верхнепалеозойские отложения залегают на различных горизонтах кембрийских, силурийских и ниже-среднекаменноугольных отложений, а триасовые повсеместно перекрываются нижнеюрскими образованиями.

Расчленение верхнепалеозойских отложений на территории листов S-51, 52 проведено с учетом стратиграфических схем, принятых для Оленёкской и Нижнеленской серий листов масштаба 1 : 200 000 [224, 223] и в соответствии с Унифицированной стратиграфической схемой Верхояно-Колымского субрегиона [143].

Расчленение триасовых терригенных отложений выполнено согласно стратиграфической схеме, разработанной для бореальной области А. С. Дагисом, А. М. Казаковым, М. Н. Вавиловым, А. Ю. Егоровым и др.

Среднекаменноугольно-триасовые образования на континентальной площади листов S-51, 52 принадлежат к двум структурно-формационным областям: Таймыро-Верхоянской и Лено-Анабарской. Таймыро-Верхоянская СФО включает Лено-Оленёкскую и Хараулахско-Арынскую структурно-формационные зоны. К Лено-Анабарской СФО относятся Бур-Буолкалахская и Келимярская СФЗ.

Таймыро-Верхоянская СФО

Лено-Оленёкская СФЗ

Лено-Оленёкская СФЗ занимает территорию Усть-Оленёкского района. Верхнепалеозойские отложения в ее пределах изучены в разрезе Усть-Оленёкской скважины. Среди них выделяются среднекаменноугольно(?)-нижнепермские отложения, объединяющие тустахскую (C_2-P_1) и нижнекожевниковскую (P_1) свиты и средне-верхнепермские образования, включающие верхнекожевниковскую (P_{2-3}) и мисайлапскую (P_3) свиты. Они показаны на разрезе к геологической карте. Триасовые отложения Лено-Оленёкской СФЗ обнажаются на побережье Оленёкского залива в приустьевой части р. Оленёк и вскрыты скважиной Усть-Оленёкской-2370. Среди них выделяются отложения трех отделов. Нижнетриасовые отложения объединяют улаханюряхскую (поздний инд), чекановскую (ранний оленёк), ыстыннахскую и пастахскую свиты (поздний оленёк). Среднетриасовые отложения включают карагангатинскую (ранний анизий), туорахаинскую (средний-поздний анизий), усть-оленёкскую (поздний анизий-ладин) и олимпийскую (поздний ладин) свиты. Верхнетриасовые отложения представлены объединенными осипайской (карний), чайдахской (карний-норий) и тумулской (норий-рэт) свитами.

Каменноугольная система, средний отдел-пермская система, нижний (приуральский) отдел. Московский-уфимский ярусы. Тустахская и нижнекожевниковская свиты объединенные (C_2-P_{1tt+nk}) (только на разрезе).

Тустахская свита выделена в 1956 г. М. К. Калинко и названа по сопке Тус-Тах на п-ове Нордвик.

Наиболее полный разрез ее вскрыт Усть-Оленёкской-2370 скважиной. Свита со стратиграфическим несогласием перекрывает толщу палеонтологически охарактеризованных образований нижнего силура [60]. Судя по фрагментам керна, шламу и каротажным диаграммам, свита сложена циклично переслаивающимися аргиллитами, алевролитами темно-серыми, реже песчаниками серыми известковистыми. В разрезе выделяется 19 ритмов регрессивного типа [224]. В верхней части разреза увеличивается количество прослоев песчаников. В этой части разреза обнаружены фораминиферы *Reophax* aff. *syndaskoensis* V a г., характерные для нижнепермского горизонта песчаных фораминифер Севера Сибири, а в кровле разреза найден фрагмент листа *Cordaites* sp., встречающихся в нижнепермских (приуральских) отложениях Тунгусского бассейна.

В стратотипической местности (п-ов Юрюнг-Тумус) органические остатки также редки и из 950 м разреза встречаются только в верхних 200 м свиты. Они представлены «песчаными» фораминиферами и небогатым кордаитовым и саговообразным комплексом пыльцы, сходным, согласно А. Ф. Дибнер [74], с аналогичным комплексом из промежуточной толщи Кузнецкого бассейна, что позволяет относить верхнюю ее часть к артинскому ярусу. Нижняя «немая» ее часть значительной мощности предположительно относится к среднему карбону–сакмарскому ярусу нижнего (приуральского) отдела перми. На возможность такой датировки указывают и другие исследователи [224].

Мощность свиты в разрезе скважины – 1093 м.

Нижнекожевниковская свита выделена в 1956 г. Н. А. Гедройцем в районе бух. **Кожевникова на побережье моря Лаптевых**. Она согласно залегает на тустахской свите и полностью вскрыта Усть-Оленёкской скважиной.

В разрезе скважины, так же как в стратотипическом районе, намечается два крупных ритма, сложенных в основании пачками существенно глинистых пород и заканчивающихся мощными пачками песчаников. Нижняя граница свиты проводится по прослою конгломератов, расположенных на 20–70 м ниже аргиллитов с фораминиферами. К глинистой части нижнего ритма приурочен горизонт с комплексом «песчаных» фораминифер [28]. Этот комплекс позволяет сопоставлять нижнюю часть свиты с соколиным горизонтом Таймыра и относить ее к кунгурскому ярусу. Согласно А. А. Герке (1961 г.), к верхнему ритму свиты приурочен комплекс фораминифер, выделенный им как горизонт «гладких фрондикулярий», благодаря которому эта часть свиты сопоставляется с нижебайкурским подгоризонтом Таймыра и относится к уфимскому ярусу, в современной шкале относящемуся к нижнему, приуральскому отделу перми. Мощность свиты в разрезе скважины достигает 529 м [224].

Общая мощность тустахской и нижнекожевниковской свит – 1622 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Средний–верхний (биармийский–татарский) отделы. Верхнекожевниковская и мисайлапская свиты объединенные ($P_{2-3}vk+ms$).

Отложения этого стратиграфического уровня частично обнажены в Усть-Оленёкском районе. Полный разрез верхнекожевниковской и мисайлапской свит, вскрыт скважиной Усть-Оленёкская-2370.

Верхнекожевниковская свита выделена Н. А. Гедройцем в 1956 г. в районе бух. Кожевникова на побережье моря Лаптевых. Она согласно перекрывает нижнекожевниковскую свиту.

В разрезе Усть-Оленёкской–2370 скважины нижняя часть свиты представлена чередующимися прослоями серых полимиктовых средне-мелкозернистых песчаников с темно-серыми и черными алевrolитами и аргиллитами с большим количеством обугленного растительного детрита. В подошве пачки встречаются остатки микрофауны горизонта «разнообразных»

фораминифер, свидетельствующих о казанском возрасте пачки. Выше залегают песчаники с тонкими прослоями алевролитов и линзами конгломератов. Для верхней части разреза пермских отложений характерно однообразное переслаивание алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями песчаников. В них встречены остатки морских двустворок биармийского возраста. Мощность верхнекожевниковской свиты в Усть-Оленёкской-2370 скважины достигает 573 м [224].

Мисайлапская свита выделена Т. П. Кочетковым в 1946 г. и названа по руч. Мисайлап, впадающему в бух. Нордвик, что близ мыса Илья. Она согласно залегает на верхнекожевниковской. Мисайлапская свита сложена аргиллитами, алевролитами, песчаниками мелкозернистыми. Мощность ее в разрезе Усть-Оленёкской-2370 скважины – 169 м. В стратотипическом районе татарский возраст свиты определяется по остаткам филлопод и остракод. Этому не противоречат и палинологические данные [98, 182].

Общая мощность средне-верхнепермских отложений достигает 742 м.

Каменноугольная система, средний отдел–пермская система. Тустахская, нижнекожевниковская, верхнекожевниковская и мисайлапская свиты объединенные (C_2 – P_{tt-ms}) выделяются только на разрезе, представлены терригенными отложениями. Мощность – 1040–1890 м.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел. Индский–оленёкский ярусы. Улаханюряхская, чекановская, ыстаннахская и пастахская свиты объединенные (T_{1uj-ps}).

Индский ярус. Улаханюряхская свита выделена в 1958 г. Д. С. Сороковым по керну Улахан-Юряхской скважины в приустьевой части р. Оленёк (лист S-50) и названа по одноименной реке, впадающей в Оленёкский залив. За стратотип принят разрез у пос. Ыстаннах-Хочо [67, 68]. Свита залегает со стратиграфическим несогласием на различных горизонтах средней–верхней перми с базальными конгломератами в основании. Она представлена прибрежно-морскими, лагунными и континентальными образованиями. Нижняя часть разреза (до 90–100 м) сложена чередующимися пестроцветными аргиллитами, алевролитами, реже песчаниками. Верхняя часть разреза (20 м) сложена туфопесчаниками зеленовато-серыми с мелкими известковистыми и фосфоритовыми конкрециями, рассеянной галькой и растительным детритом. Вулканогенный материал присутствует в виде обломков основных и кислых эффузивов (до 40 %).

В пестроцветных отложениях стратотипического разреза найдены остатки конхострак, конодонтов и флоры нижнего триаса [189, 80, 193, 194, 245]. Индский возраст свиты принимается на основании положения ее под слоями аммонитовой зоны *Hedenstroemia hedenstroemi* нижнего оленёка. Мощность свиты достигает 100–125 м (скважины Усть-Оленёкская и Улахан-Юряхская) в прибрежной части района.

Оленёкский ярус, нижний подъярус. Чекановская свита выделена в 1982 г. А. С. Дагисом, А. М. Казаковым и Ю. Н. Карагодиным [97] и

названа по кряжу Чекановского, в береговых обрывах которого на морском побережье в 3 км западнее пос. Ыстаннах-Хочо находится ее стратотип. Свита сложена морскими глинистыми образованиями. Она трансгрессивно перекрывает пермские и индские слои. В ее основании встречаются линзы конгломератов (до 0,1 м), выше которых залегает пачка (2–12 м) аргиллитов темно-серых, включающих фосфатно-карбонатные конкреции с остатками *Clypeoceras astakhovae* Z a k l., *Pseudosageceras* sp. Завершает разрез пачка-маркер (3–8 м), представленная битуминозными известняками (до 0,2 м), переслаивающимися с черными аргиллитами. Известняки органические водорослевые, с обилием остатков аммоноидей *Clypeoceras* sp., *Xenocerkites* sp., *Hedenstroemia hedenstroemi* (K e y s.), двустворок *Bakewellia olenekites* K u r., *Posidonia mimer* O e b e r g., *P. olenekites* P o r o w; конодонтов *Neogondolella mosheri* K o z u r e t M o s h e r, *N. yakutensis* A. D a g i s и др., характеризующих три зоны нижнего оленёка. Мощность – 30–65 м (скважины Усть-Оленёкская-2370, Улахан-Юряхская, Р-1).

Оленёкский ярус, верхний подъярус. Ыстаннахская свита выделена одновременно с чекановской со стратотипом у пос. Ыстаннах-Хочо [67, 68]. В приустьевой части р. Оленёк она согласно перекрывает чекановскую свиту. Ыстаннахская свита сложена аргиллитами и алевролитами, включающими известковистые и фосфоритовые конкреции и редкие линзы песчаников. Свита насыщена остатками аммонитов, двустворок и конодонтов. Нижние горизонты её содержат остатки аммонитов двух нижних зон (*Bajarunia eumphala* и *Nordophiceras contrarium*), а вышележащие слои – остатки аммонитов с видовыми индексами двух верхних зон (*Parasibirites grambergi* и *Olenekites spiniplicatus*, нижняя подзона) позднего оленёка. Генезис свиты морской, возраст – поздний оленёк.

Мощность свиты достигает 150–170 м.

Пастахская свита выделена одновременно с двумя нижележащими свитами и названа по руч. Чюкээс-Пастах, впадающему в Оленёкский залив. Стратотип находится у пос. Ыстаннах-Хочо [67, 68]. Пастахская свита залегает согласно на ыстаннахской. В приустьевой части р. Оленёк она вскрыта Усть-Оленёкской и Улахан-Юряхской скважинами.

Свита представлена чередующимися пачками (3–12 м) алевролитов с прослоями (0,1 м) мелкозернистых вулканомиктовых песчаников и горизонтами глинисто-сидеритовых конкреций и редкими пачками (10 м) песчаников известковистых полимиктовых. В стратотипических разрезах найдены редкие остатки аммоноидей, представляющих верхнюю зону позднего оленёка (зона *Olenekites spiniplicatus*). Возраст свиты определен по положению в разрезе ниже слоев зоны *Grambergia taimyrensis* нижнего анизия. Формирование ее происходило в морских условиях. Мощность свиты – 70 м (скв. Улахан-Юряхская).

Общая мощность нижнетриасовых отложений на площади Лено-Оленёкской СФЗ достигает 325–480 м.

Средний отдел. Анизийский–ладинский ярусы. Карангатинская, туорахаинская, устьоленёкская и олимпийская свиты объединенные (*T₂kr÷ol*). Свиты выделены А. Ю. Егоровым в 1988 г. [80].

Анизийский ярус, нижний подъярус. *Карангатинская свита* (10–35 м), со стратотипом на правом берегу р. Оленёк у горы Карангати, несогласно залегает на пастахской свите нижнего триаса. Нижняя граница проводится по подошве пачки алевролитов с линзами мелкогалечных конгломератов в основании. Свита сложена переслаивающимися алевролитами и аргиллитами с линзами внутрiformационных конгломератов и многочисленными включениями известковых и фосфатных конкреций. Морские образования свиты имеют раннеанизийский возраст, который определяют остатки аммонитов с видами-индексами зон *Grambergia taimyrensis* и *Lenotropites saurus* нижнего анизия.

Анизийский ярус, средний–верхний подъярусы. *Туорахаинская свита* (90–115 м), со стратотипом на правом берегу р. Оленёк и парастратотипом у пос. Ыстаннах-Хочо, залегает согласно на карангатинской свите в стратотипическом разрезе, в остальных местах – с небольшим размывом. Свита сложена песчаниками и алевритами с прослоями аргиллитов и горизонтами песчано-карбонатных конкреций. Генезис свиты прибрежно-морской. Анизийский возраст ее определен по остаткам аммонитов, принадлежащих к среднему (виды-индексы зон *Czekanowskites dicipiensis* с подзонами *ventroplana* и *triformis*; *Arctohungarites kharaulaknensis* с подзонами *jaevigatus* и *gastroplanus*) и верхнему анизию (виды-индексы зон *Gymnotoceras rotelliforme* и *Frechites nevadanus*). Находки двустворок с видами-индексами *Bakewellia arctica* и *Daonella dubia* также характеризует средний–верхний анизий.

Анизийский ярус, верхний подъярус–ладинский ярус. *Устьоленёкская свита* (10–45 м), со стратотипом у пос. Ыстаннах-Хочо, залегает с размывом на туорахаинской. Нижняя граница проводится по резкой смене песчаных пород глинистыми. Последние содержат местами конгломераты в основании. Свита сложена аргиллитами с конкреционными горизонтами глинистых известняков, включениями известковистых и фосфатных конкреций. Генезис свиты – морской. Возраст – поздний анизий–ладин. Нижние горизонты содержат остатки аммонитов, в том числе виды-индексы зоны *Frechites nevadanus* верхнего анизия. Выше собраны остатки аммонитов и двустворок зоны *Eonathorstites olechkoii* нижнего ладина, а также зон *Arctoptychites omoloiensis* и *Nathorstites macconnelli* верхнего ладина. В районе устья р. Оленёк объем свиты ограничен одной зоной *Indigirites krugi* верхнего ладина.

Ладинский ярус, верхний подъярус. *Олимпийская свита* (до 50 м) названа по полярной станции у пос. Ыстаннах-Хочо. Прослежена до правобережья р. Оленёк. Западнее свита эродирована в результате раннекарнийского размыва. В стратотипическом разрезе олимпийская свита согласно залегает на устьоленёкской свите. Она сложена песчаниками с линзами известняков и включениями карбонатных конкреций в нижней части разреза и песчаниками с линзами известняков и углистых аргиллитов, глауконитовых песков и растительного детрита в верхней. Генезис свиты – прибрежно-морской в нижней части и континентальный в верхней. Позднеладинский возраст ее определяется по стратиграфическому положению между слоями с фауной зоны «*Protrachyceras*» *omkutchanicum* нижнего карния и слоями с

верхнеладинской фауной зоны *Nathorstites macconnelli*, а также находками в ней позднеладинских двустворок *Bakewellia ladinica* К и г.

Общая мощность среднего триаса на побережье Оленёкского залива и в низовье р. Оленёк – 110–245 м.

Верхний отдел. Карнийский–рэтский ярусы. Осипайская, чайдахская и тумулская свиты объединенные (T_{3os+tm}).

Карнийский ярус, нижний подъярус. Осипайская свита выделена группой авторов в 1982 г. на Восточном Таймыре и названа по р. Осипа, впадающей в море Лаптевых [67, 68]. Стратотип ее находится на мысе Цветкова. Осипайская свита на площади Лено-Оленёкской СФЗ трансгрессивно залегает на разных горизонтах ладинского яруса олимпийской и устьоленёкской свит. В основании свиты залегает базальный горизонт, являющийся в рассматриваемом районе основным алмазоносным горизонтом, отличающимся фациальной изменчивостью по латерали и колебанием мощности от первых сантиметров до 1,2 м.

Осипайская свита представлена морскими фациями, по Р. О. Галабале [36]. В основании ее присутствуют конгломераты или гравелиты мощностью 0,2 м. Выше гравелитов базального горизонта в этом районе залегают алевролиты (30 м) с прослоями глинисто-известковых конкреций, линзами ракушняков и многочисленными остатками двустворок. В верхней части разреза встречаются прослои песчаников. В последние годы [53, 136] при углубленных петрографо-минералогических и петро-геохимических исследованиях, появились сведения, что алмазоносный «гороховидный» маломощный (0,1–0,8 м) горизонт, приуроченный к границе ладинских и карнийских отложений, представлен лапиллиевыми туфами ультрамафитов (кимберлитов) с аксессуарными минералами (пиропами, пикроильменитами, хромшпинелидами), типичными для кимберлитов.

Раннекарнийский возраст свиты обоснован остатками аммоноидей, двустворок и комплексом фораминифер. Аммоноидеи принадлежат к двум нижним зонам нижнего карния *Stolleyites tenuis* и «*Protrachyceras*» *omkutchanicum*. Двустворки с *Halobia* ex. gr. *zitteli* Te ll., *Bakewellia bennetti* (В о h m), *Janopecten subpolaris* (Р о l u b.), *Cardinia borealis* К и р а г. характеризуют зону *Zittelihalobia zitteli*; *Halobia zhilnensis* Р о l u b. встречается в зоне *Zittelihalobia talajaensis*, а *Halobia popowi* Р о l u b. характеризует зону *Zittelihalobia popowi*, которая соответствует зоне *Neoprotrachyceras seimkanense* по аммонитам. Комплекс брахиопод и фораминифер не противоречит раннекарнийскому возрасту свиты. Мощность свиты – 30,2 м.

Карнийский–норийский ярусы. Чайдахская свита выделена в 1946 г. Т. М. Емельянцевым на водоразделе Анабарской губы и Хатангского залива. Стратотип описан в районе мыса Аиркат в Усть-Анабарском районе [130]. Чайдахская свита связана с подстилающей осипайской свитой постепенными переходами и представляет собой регрессивную часть ритма. В сложении её преобладают песчаники, в верхней части содержащие прослои и линзы аргиллитов, алевролитов, прослойки угля, растительный детрит, остатки корней.

Нижняя часть разреза представлена прибрежно-морскими, а средняя и верхняя – лагунными и континентальными фациями. Карнийско-

ранненорийский возраст определяется стратиграфическим положением свиты и редкими остатками фауны. Нижние горизонты ее содержат остатки амmonoидей *Discophyllites taimyrensis* P o r o w, встречающихся в зоне «Protrachyceras» omkuthcanicum низов карния; двустворки *Janopecten petrovi* A r c h. et T r u s h. встречаются в вышерасположенной зоне – *Neoprotrachyceras seimkanense*; *Halobia superba* M o j s. характерна для верхнего подъяруса (зона *Sirenites jakutensis*). Комплекс фораминифер семейств Lagenidae, Dentalina и остракоды Paraheldina принадлежат уже к норийскому ярусу. Чайдахскую свиту перекрывают слои с двустворками зоны *Otapiria ussuriensis* среднего нория, которые относятся к тумулской свите. Мощность свиты – 85–95 м.

Норийский–рэтский ярусы. Тумулская свита выделена в 1982 г. Стратотип ее расположен в береговых обрывах устья р. Оленёк (мыс Тумул), где она сложена пачками двух ритмов [67]. Ряд исследователей [129, 224] относят к тумулской свите образования только нижнего ритма, а верхнего – выделяют в булунканскую свиту. Авторы настоящей работы выделяют ее в рамках первоначального стратотипа. Нижняя часть свиты представлена в основании (3,5 м) переслаивающимися конгломератами (0,2–0,5 м) и песчаниками. Обломочный материал конгломератов состоит из переотложенных известняков и сидеритовых конкреций, а также хорошо окатанного гравия и мелкой гальки (0,5–4,0 см) кремнистых пород, кварца, кислых и основных эффузивов, осадочных пород, сцементированных разномелкозернистым известняковым песчаником. Песчаники серые средне- и мелкозернистые, плохо отсортированные, часто разномелкозернистые, с включениями галек аргиллитов и гравия окремнелых пород, а также остатков двустворок *Otapiria ussuriensis* (V o r.), *O. dubia* (J c h i k.), *Hallobia fallax* M o j s., *Tosapekten suzukii* (K o b.), *Bureiamya* cf. *dubia* P o l u b. и др. Верхняя часть пачки цикла (5,0 м) сложена аргиллитами красно-бурыми неслоистыми оскольчатными с караваеобразными известковыми конкрециями, образующими конкреционные горизонты. Общая мощность – 8,5 м.

Пачка второго ритма в основании (3,0 м) представлена переслаивающимися конгломератами и песчаниками, аналогичными по строению и составу описанным выше. В них встречены рэтские двустворки *Tosapekten efimovae* P o l u b., *Oxytoma koniensis* T u c h k., *Chlamys* cf. *mojsisovicsi* K o b. et J c h i k. Верхняя часть (7,0 м) сложена алевролитами темно-серыми с зеленоватым оттенком с остатками рэтских *Tosapekten efimovae* P o l u b. [36]. Общая мощность тумулской свиты – 18,5 м.

Общая мощность верхнетриасовых отложений на Оленёкской площади – 100–130 м.

Нижний–верхний отделы. Нерасчлененные отложения (Т_{1–3}) выделяются только на разрезе, включают все описанные выше подразделения. Представлены песчаниками, вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, содержат глинисто-карбонатные и карбонатные конкреции. Мощность – 535–980 м.

Хараулахско-Арынская СФЗ

Хараулахско-Арынская СФЗ занимает площадь севера Хараулахских гор, Приморского кряжа и гор Ангардам-Тас. Верхнепалеозойские и триасовые отложения изучены в естественных выходах.

Расчленение верхнепалеозойских отложений на этой территории выполнено в соответствии с Унифицированной стратиграфической схемой Верхояно-Колымского субрегиона [143]. Разрезы верхнепалеозойских отложений на этой территории являются стратотипическими. Среди них выделяются каменноугольные отложения среднего–верхнего отделов, представленные тугасирской свитой ($C_{2-3}tg$), верхнекаменноугольно-нижнепермские отложения, объединяющие кубалахскую (C_3-P_1), туорасисскую, сахаинскую, соубольскую (P_1) свиты ($C_3-P_1kb÷sb$) и средне-верхнепермские отложения, представленные чинкской свитой ($P_{2-3}čn$).

На геологической карте в северо-западной части зоны и на разрезе выделены каменноугольно-пермские отложения, объединяющие свиты от тугасирской по чинкскую ($C_2-Ptg÷čn$).

Триасовые отложения расчленены согласно схеме, разработанной А. С. Дагисом и А. М. Казаковым (1982 г.); среди них выделяются отложения нижнего, среднего и верхнего отделов. Опорные разрезы составлены на горе Ангардам-Тас. Нижний отдел представлен отложениями оленёкского возраста, индские слои здесь отсутствуют. Оленёкские образования представлены чекановской, ыстаннахской и пастахской свитами объединенными. ($T_1čk÷ps$). Среднетриасовые отложения, так же как в Лено-Оленёкской СФЗ, включают карангатинскую, туорахаинскую, устьоленёкскую и олимпийскую свиты ($T_2kr÷ol$). К верхнетриасовым относится Ангардамтасский вулканический алмазоносный предположительно кимберлитовый комплекс ($J?T_3an$), осипайская и чайдахская свиты объединенные ($T_3os+čd$).

Каменноугольная система, средний–верхний отделы. Башкирский–касимовский ярусы. Тугасирская свита ($C_{2-3}tg$) согласно перекрывает тиксинскую свиту. Стратотип ее находится на правом берегу Лены в 2,5 км от южной рамки площади листа S-52, выше устья р. Кысам. Свита имеет трехчленное строение.

Нижнетугасирская подсвита сложена переслаивающимися песчаниками темно-серыми кварц-полевошпатовыми и песчанистыми алевролитами темно-серыми. В кровле ее залегает пачка (15 м) песчаников кварц-полевошпатовых мелкозернистых серого цвета. Породы содержат гониатиты *Mesorulganites borealis* Andr., *Orulganites* gen. ind., брахиоподы *Balakhonia insinuata* (Girty.), *Verchojanica* ex gr. *cherackovi* Kash., *Verkhotomia tukulaensis* (Kash.), согласно унифицированной схеме [143] характеризующие низы башкирского яруса (наталийский горизонт). Мощность подсвиты – 45–150 м. Среднетугасирская подсвита (170–300 м) представлена алевролитами темно-серыми, переслаивающимися с аргиллитами черными мелкооскольчатыми с редкими маломощными пластами песчаников. В основании подсвиты найдены остатки гониатитов *Diaboloceras ruzhencevi* Andr., а в нижней и средней ее частях – гониатиты *Phaneroceas lenaense* Andr., *Diaboloceras* sp., *Bisatoceras solominae* Popow, *Clitocers gobusum* Nass.

и др., брахиоподы *Canocrinella alazeica* Z a v. и др., характерные для верхней части башкирского–московского яруса (солончанский горизонт–низы кыгылтарского горизонта). Верхнетугасирская подсвита (115–250 м) сложена чередующимися пластами и пачками песчаников с пачками алевролитов песчаных мелкозернистых. Породы подсвиты содержат брахиоподы *Attenuatella omolonensis* Z a f., *Achunoproductus achunovensis* (S t e p.), характеризующие касимовский ярус (средняя часть кыгылтарского горизонта). Общая мощность свиты – 440–550 м.

Каменноугольная система, верхний отдел–пермская система, нижний (приуральский) отдел. Гжельский–уфимский ярусы. Кубалахская, туорасисская, сахаинская и соубольская свиты объединенные (C_3 – P_1 *kb*–*sb*). Перечисленные свиты выделены А. С. Каширцевым и др. (1966 г.) в приустьевой части Лены.

Верхний карбон, гжельский ярус–нижняя пермь, ассельский ярус. Кубалахская свита. Стратотип ее находится на правом берегу Лены в районе устья р. Кубалах [40]. В стратотипическом разрезе кубалахская свита согласно перекрывает тугасирскую свиту. Она представлена тонкопереслаивающимися алевролитами и песчаниками, содержащими остатки брахиопод *Jakutoproductus protoverchojanicus* K a s c h. и *J. verchojanicus*. (F r e d.), свидетельствующих о гжельско-ассельском возрасте вмещающих пород [143]. Мощность свиты на этом участке – 295 м. К северу, на Быковской протоке мощность ее уменьшается до 200 м [36].

На правом берегу Лены у южной границы площади листа S-52 кубалахская свита залегает на размытой поверхности кембрийских или девонских отложений. По данным Г. Ф. Лунгерсгаузена, кембрийские доломиты под кубалахской свитой изъедены системой карстовых ходов, местами расширяющихся до 10–15 м в поперечнике. Карстовые пустоты заполнены инфлювием, представленным обвальными фациями, фациями подъемных потоков и хемогенных осадков с *Angaridium finale* N e u b., *Nejgerathiopsis* sp., *Rufioria derzavini* (N e u b.), S. M e u e n [36].

Кубалахская свита соответствует нижней части унгуохтахской свиты бассейна р. Кенгдей [143].

Пермская система, нижний отдел. Ассельский–артинский ярусы. Туорасисская свита в стратотипическом разрезе на берегу Лены в 1,4–2,4 км выше устья р. Кубалах согласно залегает на кубалахской свите. В ее основании находится пачка 10–20 м песчаников серых мелкозернистых кварц-полевошпатовых массивных, иногда слоистых с волноприбойными знаками поверхности наслоения. Выше них залегают ритмично переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты темно-серые до черных известковистые фосфатсодержащие со стяжениями глинисто-известковистых фосфоритов, с включениями пирита, с прослоями (0,2–1,0 м) фосфатсодержащих (P_2O_5 – от 1 до 10 %) песчаников серых мелкозернистых кварц-полевошпатовых.

В нижней части толщи установлены аммоноидеи *Bulunites mezhvilki* A n d r., *Eoasianites? menneri* (A n d r.), брахиоподы *Jakutoproductus verhojanicus* (F r e d.), *J. crassus* K a s c h., *Canocrinella* cf. *canocriniformis* (T s e h.), *Rhynchopora* sf. *variabilis* S t u c k. и др. [143], свидетельствующие об ассельском возрасте вмещающих пород (хорокытский горизонт).

В породах верхней части свиты определены брахиоподы *Jakutoproductus verhojanicus* (Fred.), *J. crassus* Kasch., *Canocrinella* cf. *canocriniformis* (Tsch.), *Neospirifer subfasciger* (Lich.), *Rhynchopora nikitini* Tsch. и др., характерные для эчийского горизонта сакмарско-артинского возраста [143]. Мощность свиты – 440 м по данным [36] и 298 м [143].

Кунгурский ярус. *Сахаинская свита* в стратотипическом разрезе на правом берегу р. Лена в 2,4 км выше устья р. Кубалах согласно залегает на туорасисской свите. Нижняя часть ее (20–70 м) сложена песчаниками буровато-серыми разнотерными кварц-полевошпатовыми, которые вверх по разрезу сменяются толщей (110 м) алевролитов темно-серых и черных известковистых с прослоями аргиллитов черных листоватых с линзами и тонкими прослоями песчаников серых мелкозернистых кварц-полевошпатовых. В верхах свиты залегает толща (100 м) алевролитов с частыми прослоями песчаников и редкими прослоями аргиллитов. В средней части свиты обнаружены амmonoидеи *Tumaroceras yakutorum* Ruzh., а в верхней – брахиоподы *Tumarina kolymaensis* (Tolm.), *Canocrinella janischewskiana* (Step.), *Neospirifer subfasciger* Lich., моллюски *Kolymia verhojanica* Lutk. et Lob., которые и определяют кунгурский возраст вмещающих пород. Мощность свиты – 170–230 м.

Кунгурский–уфимский ярусы. *Соубольская свита.* Стратотип ее находится на р. Лена ниже устья р. Соуболь. Соубольская свита согласно залегает на сахаинской свите. Свита представлена флишоидно-переслаивающимися алевролитами, песчаниками и аргиллитами, содержащими остатки брахиопод *Tumarinia* sp., *Neospirifer* sp., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., двустворок *Kolymia* sp. В породах средней части свиты найдены амmonoидеи *Tumaroceras kashirzevi* Andr. По приведенным палеонтологическим данным, соубольская свита относится к верхней части тумаринского горизонта. Возраст ее определяется как кунгурско-уфимский. Мощность свиты – 430 м.

Пермская система, средний–верхний (биармийский–татарский) отделы, казанский–северодвинский ярусы. Чинкская свита (P₂₋₃чн) распространена на площади Хараулахских гор и гор Ангардам-Тас. Стратотип ее находится на правом берегу Лены в 1,5 км ниже устья р. Соуболь. Чинкская свита согласно перекрывает соубольскую свиту и представлена преимущественно алевролитами темно-серыми массивными или плитчатыми и аргиллитами листованными с прослоями песчаников серых кварц-полевошпатовых тонко- и среднеплитчатых мелкозернистых.

В породах нижней части свиты найдены гониатиты *Sverdrupites* sp., свидетельствующие о казанском возрасте вмещающих пород (низы деленжинского горизонта). Породы средней части свиты содержат брахиоподы *Olgerdia zavodowskyi* Jaig., *O. ganekini* Jaig., *Canocrinelloides jurgensis* Sol., *Baitugania boguchanica* Sol., двустворка *Kolymia irregularis* Lich. и др. казанско-уржумского возраста (верхи деленжинского горизонта). В породах верхней части свиты обнаружены брахиоподы *Canocrinelloides obrutshewi* (Lich.), *Sublaeniothaerus lungersgauzeni* Sol., *Jrantonion grandis* (Sol.), и др. характерные [143] для северодвинского яруса (дулгалахский горизонт). Мощность свиты – 380 м.

Каменноугольная система, средний отдел–пермская система. Тугасирская, кубалахская, туорасисская, сахаинская, соубольская и чинкская свиты объединенные ($C_2-Ptg\div\check{c}n$). Объединенные отложения среднего карбона перми, включающие все перечисленные свиты, показаны на карте в северо-западной части Хараулахско-Арынской СФЗ (в дельте Лены) и на геологическом разрезе. Общая мощность среднекаменноугольных–верхнепермских отложений – 2000–2400 м.

Верхнепермская–нижнетриасовая кора выветривания. На левом берегу Оленёкской протоки дельты Лены (район устья р. Нючча-Юряге) по песчаникам и алевролитам чинкской свиты развиты пестрые глины и пески мощностью 1,2 м. Глины сложены минералами ряда монтмориллонит-гидролюда, диоктаэдрическими гидрослюдами и магнезиально-железистыми хлоритами. Вероятно, профиль коры выветривания начал формироваться еще в татарское время, но формирование элювия происходило главным образом в индский век [36].

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Оленёкский ярус. Чекановская, ыстаннахская и пастахская свиты объединенные ($T_1\check{c}k\div ps$). Стратотип этих свит находится на территории Лено-Оленёкской СФЗ.

Нижнеоленёкский подъярус. Чекановская свита залегает выше чинкской свиты на коре выветривания позднепермского–раннетриасового (P_3-T_1) возраста. Она сложена аргиллитами темно-серыми листоватыми с линзами и желваками битуминозных водорослевых известняков с *Hedenstroemia* sp., *Trematoceras boreale* Schastl., *Peribositria mimmer* (Oeberg.), *Bakewelia olenekensis* Kur., *Hyperammia proneptis* Schleifer и др. Мощность 4–35 м.

Верхнеоленёкский подъярус. Ыстаннахская свита согласно перекрывает чекановскую свиту. Она представлена так же как, в стратотипическом районе – аргиллитами и алевролитами, содержащими аммоноидеи двух нижних зон верхнего оленёка (*Bajaranian euomphala*, *Nordophiceras contrarium*), а также двустворчатые моллюски соответствующих зон. Мощность свиты – 110 м.

Пастахская свита согласно перекрывает ыстаннахскую свиту. Она сложена чередующимися пачками аргиллитов и алевролитов. Породы содержат остатки аммоноидей двух верхних хронозон верхнего оленёка (*Parasibirites grambergi* и *Olenekites spiniplicatum*). Мощность – 70–90 м.

Общая мощность нижнетриасовых отложений – 160–235 м.

Средний отдел

Анизийский и ладинский ярусы. Карангатинская, туорахинская, устьоленёкская и олимпийская свиты объединенные ($T_2kr\div ol$).

Нижнеанизийский подъярус. Карангатинская свита (20 м) несогласно залегают на пастахской. Так же, как в стратотипическом районе, она сложена алевролитами и аргиллитами с линзами конгломератов и многочисленными включениями известковистых и фосфатных конкреций. Возраст ее надежно определяют остатки аммонитов с видами-индексами двух нижних зон нижнего анизия – *Grambergia taimyrensis* и *Lenotropites saurus*.

Средний–верхний подъярус. Туорахаинская свита (25–35 м) согласно перекрывает карангатинскую свиту. Она сложена песчаниками и алевролитами. Возраст ее определен по остаткам аммонитов среднего и верхнего анизия.

Анизийский ярус, верхний подъярус–ладинский ярус. Устьоленёкская свита (65–90 м) с размывом перекрывает туорахаинскую. Она сложена аргиллитами с известковыми и фосфатными конкрециями и (местами) конгломератами в основании.

Нижние горизонты ее содержат остатки аммонитов верхнего анизия (подзона *Parafrechites sublagueatus*). Выше встречены остатки аммонитов (зоны *Eonathorstites oleskoi–Jadigirites krugi*), двустворок (зоны *Daonella vavilovi–Janalia praelonga*) и наутилоидей (зона *Gruptonatitus kegalensis*) нижнего–верхнего ладина.

Ладинский ярус, верхний подъярус. Олимпийская свита (15–25 м) согласно перекрывает устьоленёкскую свиту. Она представлена преимущественно песчаниками, а также вулканомиктовыми песчаниками с включениями карбонатных конкреций и углистых аргиллитов (в верхней части). Возраст свиты, так же, как в стратотипическом районе, определяется по стратиграфическому положению между фаунистически охарактеризованными слоями.

Верхний отдел

Карнийский–норийский ярусы. Осипайская и чайдахская свиты объединенные ($T_3os+čd$).

Осипайская свита (25 м) с размывом перекрывает олимпийскую свиту. Она сложена темно-серыми аргиллитами с прослоями алевролитов, песчаников и конгломератами в основании. Раннекарнийский возраст свиты определяют остатки аммонитов зоны «*Protrachyceras omkutchanicum*», наутилоидей *Cenoceras boreale* D a g y s et S o b. (зона *Cosmonutilus polaris*) и двустворок трех зон нижнего карния (*Zittelhalobia zitteli*, *Z. zhilnensis* и *Z. porowi*).

Чайдахская свита (25 м) согласно перекрывает осипайскую свиту. Она сложена песчаниками, вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами с прослоями аргиллитов.

Породы содержат остатки двустворок верхнего карния (подзона *Zittelhalobia omkutchanica*)–нижнего нория (подзона *Halobia kawadai*). Общая мощность верхнетриасовых образований – 50 м.

Лено-Анабарская СФО

Бур-Буолкалахская СФЗ

Бур-Буолкалахская зона занимает территорию бассейнов рек Бур и Буолкалах в их верхнем течении. К этой зоне относится юго-западная часть территории листа S-51. Среднекаменноугольно-триасовые образования на площади СФЗ детально изучены в разрезах по левым притокам р. Бур, а также по керну Чарчыкской, Хастахской и Бурской скважин. Две первые из них находятся на территории листа S-51, а последняя – за его пределами, вблизи южной рамки этого листа.

Верхнепалеозойские терригенные отложения на территории СФЗ объединяют две толщи: джаргалахскую (C_2-P_1) и бурскую (P_2). Триасовые образования представлены фосфатоносными терригенными отложениями нижнего и верхнего триаса. Среднетриасовые отложения на территории СФЗ отсутствуют.

Каменноугольная система, средний отдел–пермская система, средний (биармийский) отдел. Московский–уржумский ярусы. Джаргалахская и бурская толщи объединенные ($C_2-P_2dž+br$) (только на разрезе).

Джаргалахская толща выделена в 1983 г. В. В. Граусман в разрезе Чарчыкской скважины и названа по р. Джаргалах (левобережье р. Оленёк), вскрыта также Хастахской скважиной. Она с размывом и стратиграфическим несогласием перекрывает доломиты верхнего кембрия. Толща сложена песчаниками с единичной галькой и редкими прослоями аргиллитов и алевролитов. В нижней части разреза Чарчыкской скважины найдены отпечатки *Samaropsis skokii* Neub, характерных для бургуклинского горизонта (P_1) Сибирской платформы, и единичные остатки «песчаных» фораминифер, датирующих вмещающие породы ранней (приуральской) пермью. В породах нижней части разреза в Хастахской скважине выявлен комплекс пыльцы, характерной для катского (C_{2-3}) и бургуклинского (P_1) горизонтов Сибирской платформы. В породах верхней части толщи найдены остатки «песчаных» фораминифер, характерных для приуральского отдела перми. Мощность толщи – 400–450 м. Джаргалахская толща сопоставляется с тустахской свитой и нижней частью нижнекожевниковской свиты Нордвикского района.

Бурская толща выделена В. В. Граусман в 1983 г. и названа по р. Бур (левый приток р. Оленёк). Она вскрыта Чарчыкской и Хастахской скважинами. Бурская толща со стратиграфическим несогласием перекрывает джаргалахскую толщу. Она сложена мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. В верхней части ее собран комплекс микрофауны, указывающей на биармийский возраст толщи. Мощность толщи – 40–130 м [224, 143].

Общая мощность среднекаменноугольно-среднепермских отложений – 440–580 м.

Триасовая система. Нижний и верхний отделы. Улаханюряхская, чекановская, ыстаннахская, пастахская и тумулская свиты объединенные ($T_{1+3}uj÷tm$) (только на разрезе).

Нижнетриасовые отложения включают улаханюряхскую (поздний инд), чекановскую (ранний оленёк), ыстаннахскую и пастахскую (поздний оленёк) свиты. Верхнетриасовые отложения представлены тумулской свитой норийско-рэтского возраста. Стратотипы вышеуказанных свит находятся на территории Лено-Оленёкской СФЗ Таймыро-Верхоянской СФО. Описаны ранее.

Нижний отдел. *Улаханюряхская свита* (56–75 м) с размывом и стратиграфическим несогласием залегает на бурской толще. Нижняя часть ее сложена аргиллитами и алевролитами с прослоями вулканомиктовых песчаников. В основании ее присутствуют базальные конгломераты. Верхняя часть свиты представлена песчаниками.

Чекановская свита (25–27 м) согласно перекрывает улаханюряхскую. Она сложена аргиллитами, в верхней части ее присутствуют битуминозные известняки. Породы содержат включения сидеритовых и известковых конкреций и пирита.

Ыстаннахская свита (73–75 м) согласно залегает на чекановской свите. Она представлена аргиллитами, алевролитами с прослоями известняков и включениями известковистых сидеритовых и фосфоритовых конкреций.

Пастахская свита (40–56 м) согласно перекрывает ыстаннахскую. Она сложена песчаниками, аргиллитами и алевролитами с включениями сидеритовых известковых и фосфоритовых конкреций. Возраст свит установлен по аналогии со стратотипическими разрезами. Общая мощность нижнетриасовых отложений достигает 205–215 м.

Верхний отдел. Представлен тумулской свитой, которая с размывом и значительным стратиграфическим несогласием перекрывает оленёкские слои. Она изучена в разрезах по левым притокам р. Бур у южной границы территории листа S-51. Свита сложена глинами, аргиллитами и песчаниками с линзами известняков и фосфоритов и конгломератами в основании. Породы содержат остатки двустворок *Otapiria ussuriensis*, свидетельствующие о норийском возрасте свиты. Мощность свиты – до 35 м. Общая мощность нижне- и верхнетриасовых отложений – 250 м.

Келимярская СФЗ

Занимает юго-восточную часть площади листа S-51. Среднекаменноугольные–триасовые отложения на этой территории изучены в разрезах скважин Тюмятинская R-50, K-34, K-7, где представлены прибрежно-морскими и морскими отложениями. Верхнепалеозойские образования объединяют: тонолдинскую (C₂–P₁), устьбурскую (P₁), ныкабытскую (P₁), и тюмятинскую (P₂₋₃) свиты. Триасовые отложения представлены двумя отделами: нижним и верхним, среднетриасовые отложения на этой территории отсутствуют.

Каменноугольная система, средний отдел–пермская система, верхний (татарский) отдел. Московский(?)–северодвинский ярусы. Тонолдинская, устьбурская, ныкабытская и тюмятинская свиты объединенные (C₂–P₃tm÷tm) (на разрезе).

Свита выделена Р. О. Галабалой (1990 г.) в Келимьярском районе на смежной с юга территории, где и находятся их стратотипы. Перечисленные свиты установлены в разрезе скважин [194, 224].

Тонолдинская свита (105–130 м) залегает с размывом и стратиграфическим несогласием на кембрийских доломитах, нижняя граница проводится по появлению терригенных пород. Свита сложена песчаниками с линзами конгломератов, гравелитов, каменного угля, прослоями аргиллитов и алевролитов. В основании свиты присутствует горизонт конгломератов. Возраст свиты условно принимается среднекаменноугольно-раннепермским (асельско-артинским) на основании ее стратиграфического положения – ниже палеонтологически охарактеризованных отложений кунгурского яруса, а также по сопоставлению ее с тустахской свитой Лено-Оленёкской СФЗ.

Кунгурский ярус. Устьбурская свита (45–60 м), согласно залегает на тонолдинской. Она сложена аргиллитами и алевролитами, а также песчаниками и прослоями конгломератов. Породы свиты содержат комплекс фораминифер «горизонта песчаных фораминифер» кунгурского яруса и палинокомплекс раннепермского возраста. Свита сопоставляется с нижней частью нижнекембрийской свиты.

Уфимский ярус. Ныкабытская свита (65–75 м), согласно залегает на устьбурской свите, граница проводится по подоше алевро-глинистой пачки. Она сложена алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Породы свиты содержат микрофауну «горизонта гладких фрондикулярий», характерную для уфимского яруса.

Казанский–северодвинский ярусы. Тюмятинская свита (58–70 м) залегает согласно на ныкабытской свите. Породы свиты содержат микрофауну комплекса «горизонта разнообразных фораминифер». Свита сопоставляется с верхнекембрийской свитой Лено-Оленёкской СФЗ. Общая мощность среднекаменноугольно-пермских отложений – 260–330 м.

Триасовая система, нижний и верхний отделы. Чекановская, ыстаннахская, пастахская и тумулская свиты объединены ($T_{1+3}ck÷tm$) (только на разрезе).

Нижний отдел представлен чекановской (нижний оленёк), ыстаннахской и пастахской (верхний оленёк) свитами. Улаханюряхская свита в разрезах скважины отсутствует.

На размытой поверхности тюмятинской (P_{2-3}) свиты со стратиграфическим несогласием залегает *чекановская свита* (15 м), сложенная преимущественно аргиллитами и алевролитами с включениями сидеритовых конкреций и пирита. В верхней части ее присутствуют битуминозные известняки, а в основании – базальные конгломераты (местами). Чекановскую свиту согласно перекрывает *ыстаннахская свита* (80 м), сложенная аргиллитами и алевролитами с включениями сидеритовых и фосфоритовых конкреций. Над ней согласно залегает *пастахская свита* (25 м), представленная песчаниками, алевролитами и аргиллитами с включениями известковистых и фосфоритовых конкреций. Возраст перечисленных свит определен по аналогии со стратотипическими разрезами.

Верхний отдел. Тумулская свита (булунканская по Полуботко, 2010; Боброву и др., 2000ф) с размывом и значительным стратиграфическим

несогласием перекрывает пастахскую свиту нижнего триаса. Она сложена песчаниками, аргиллитами, алевролитами и базальными конгломератами в основании. О рэтском возрасте ее свидетельствуют остатки двустворок (зона *Tosapecten efimovae*). Мощность свиты – 25 м.

Общая мощность ниже- и верхнетриасовых отложений – 145 м.

ЮРСКО-МЕЛОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Юрские и меловые отложения широко развиты в пределах сухопутной части территории листов S-51 и S-52. Они представлены терригенными морскими, прибрежно-морскими, прибрежно-континентальными и континентальными отложениями. Посвитное расчленение юрских и меловых отложений выполнено в соответствии с решениями МСК [144] и более поздних материалов тематических и геологических исследований. Обоснование возраста стратиграфических подразделений приведено с учетом Бореального (Арктического в современном понимании) стандарта [85] и постановлений МСК [133]. На территории выделены две СФО в соответствии с крупнейшими современными тектоническими структурами: Верхоянская СФО, приуроченная к Верхояно-Колымской складчатой области и Хатангско-Ленская СФО одноименного перикратонного мегапрогиба Сибирской платформы.

Хатангско-Ленская СФО

Юрско-меловые отложения рассматриваемой территории относятся к Анабаро-Ленской СФЗ.

Анабаро-Ленская СФЗ

Анабаро-Ленская СФЗ занимает большую часть суши территории листов S-50, S-51 к югу от Оленёцкого разлома. На ее территории выделяются ниже-среднеюрские, среднеюрские, верхнеюрские–нижнемеловые, нижнемеловые и ниже-верхнемеловые образования. Ниже-среднеюрские образования объединяют кыстыкюряхскую, джангыйскую (J_1) и курунгскую (J_{1-2}) свиты. К среднеюрским относятся келимярская (J_2kl) и чекуровская ($J_2\check{c}k$) серии, объединенные на разрезах к геологической карте ($J_2kl+\check{c}k$). Верхнеюрско-нижнемеловые отложения представлены буолкалахской свитой (J_3-K_1bul). Нижнемеловые образования расчленяются на свиты: кигиляхскую (K_1kg), кюсюрскую (K_1ks), объединенные сиктяхскую и огонерюяхскую ($K_1sk+ogn$), лукумайскую (K_1lk) и укинскую (K_1uk). К ниже-верхнемеловым относится менгюряхская ($K_{1-2}mn$), а к верхнемеловым – чарчкская ($K_2\check{c}r$) свита.

На площади Анабаро-Ленской СФЗ обособляются две подзоны: Анабаро-Оленёкская и Оленёкско-Нижнеленская (на карте масштаба 1 : 1 000 000 они не выделены). Они различаются по мощности и набору стратиграфических подразделений. Границей между подзонами служит разлом северо-западного простирания, к которому приурочена долина р. Оленёк.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Нижний–средний отделы

Геттангский ярус–нижнеааленский подъярус. Кыстыкюряхская, джангыйская и курунгская свиты объединенные ($J_{1-2}kj\div kr$).

Перечисленные свиты выделены на смежной с юга территории в 1988 г. Р. О. Галабалой [16]. Стратотипы их изучены в Келимярском районе вблизи южной рамки площади листа S-51.

Образования этого стратиграфического уровня закартированы у южной кромки листа S-51. Они вскрыты скважинами Чарчкской П-1, Хастахской 930 и Тюмятинской Р-50, пробуренными в центральной части Лено-Анабарского прогиба на территории листа S-51.

Геттангский–синемюрский ярусы. *Кыстыкюряхская свита.* Стратотип ее находится на руч. Кыстык-Хая-Юряге (приток р. Келимяр). В стратотипическом районе она согласно залегает на рэтских слоях тумулской свиты верхнего триаса. Свита представлена аргиллитами с прослоями алевролитов и горизонтами сидеритовых конкреций и глин. Возраст ее определяют многочисленные остатки аммонитов и двустворок.

Верхнеплинсбахский подъярус. *Джангыйская свита* названа по р. Джангы (правый приток р. Келямир), где находится ее стратотип. В стратотипическом районе она со стратиграфическим несогласием залегает на кыстыкюряхской свите. Свита сложена алевролитами с многочисленными горизонтами сидеритовых, известняковых, а также фосфоритовых конкреций. В основании ее присутствуют песчаники с конгломератами. Возраст свиты определен по многочисленным остаткам двустворок и редким находкам аммонитов. Слои с достоверной фауной раннего плинсбаха не обнаружены [19].

В разрезах Чарчкской П-1 и Хастахской-930 скважин (Анабаро-Оленёкская подзона) выделены кыстыкюряхская и джангыйская свиты нерасчлененные [224]. Нижнеюрские отложения со значительным стратиграфическим перерывом залегают на пастахской (скв. Чарчкская) либо ыстыннахской (скв. Хастахская) свитах нижнего триаса. Нерасчлененные отложения представлены толщей аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями песчаников, в основании которой присутствуют песчаники с базальными конгломератами. Органические остатки найдены только в нижней части толщи. Породы содержат комплекс двустворок с видами-индексами *Arctomytiloides* cf. *sinuosus* P o l u b. и *Otapiria* ex gr. *limaeformis* Z a k h. геттанг-синемюрского возраста. Позднеплинсбахский возраст верхней части толщи предполагается по положению в разрезе и по аналогии со стратотипическим районом.

Мощность толщи – 181 м (скв. Хастахская) и 205 м (скв. Чарчкская).

В разрезе Тюмятинской, Р-50 и К-34 скважин отсутствует кыстыкюряхская свита. На рэтских слоях тумулской свиты со стратиграфическим несогласием и базальными конгломератами в основании залегает алевро-аргиллитовая джангыйская свита. Возраст ее определяют остатки двустворок зоны *Harpaх laevigatus* и комплекс фораминифер, принадлежащих к домеру. Мощности свиты – 120 м.

Тоарский ярус-нижнеааленский подъярус. Курунгская свита. Стратотип ее описан на р. Келимяр вблизи устья Улахан-Курунг. Курунгская свита согласно (в обнажениях) или с размывом (в скважинах) залегает на джанггьейской свите. Она повсеместно сложена глинами, переходящими в аргиллиты и алевролиты с сидеритовыми и с известняковыми конкрециями, а также включениями пирита. Возраст свиты определен по остаткам аммонитов, двустворок, белемнитов, фораминифер и СПК [224].

Мощность свиты колеблется от 10–15 м (скв. Тюмятинская) до 70–77 м (скважины Хастахская и Чарчыкская).

Общая мощность нижнее-среднеюрских отложений колеблется от 135 м в Оленёкско-Нижнеленской подзоне до 250–280 м в Анабаро-Оленёкской подзоне.

Возрастными аналогами кыстыкюряхской, джанггьейской и курунгской свит в Хетско-Анабарской СФЗ являются соответственно зимняя, аиркатская свиты и сайбылахская серия. Кыстыкюряхская и джанггьейская свиты коррелируются с кыринской свитой, выделенной В. П. Девятовым и А. М. Казаковым (1985 г.) в смежном на юге районе.

Средний отдел

Ааленский–байосский ярусы. Келимярская серия (J_2kl) закартирована в южной части территории листа S-51. Она вскрыта Чарчыкской, Хастахской и Тюмятинской скважинами. Серия сложена в основном алевролитами, аргиллитами и в меньшей мере песчаниками. Повсеместно согласно перекрывает курунгскую свиту.

Келимярская свита выделена Д. С. Сороковым в 1958 г. Стратотип ее описан на р. Келимяр (правый приток р. Оленёк) за пределами рассматриваемой территории. При проведении АФГК-50 в 1990 г. в бассейне р. Оленёк в объеме закартированной ранее свиты Р. О. Галабалой (1990, 1991 гг.) были выделены пять новых свит: кыстыкхайнская ааленского возраста, хастырская, табынская, урукитская и аргастахская байосского возраста. Келимярская свита была переведена в ранг серии. Поскольку новые свиты из-за малой мощности не могут быть выделены даже на картах масштаба 1:200 000, ряд исследователей [223, 224] по-прежнему рассматривают келимярскую серию в ранге самостоятельной свиты.

Кыстыкхайнская алевролитовая свита (45–50 м) охарактеризована остатками ааленских аммоноидей, двустворок и белемнитов.

Хастырская песчаниковая свита (14–16 м) согласно залегает на кыстыкхайнской. Породы свиты содержат раннебайосские аммоноидеи и двустворки.

Табынская свита (21–25 м) согласно перекрывает хастырскую. Она сложена аргиллитами и алевролитами с прослоями фосфоритовых известняков с желваками фосфоритов и многочисленными горизонтами сидеритовых конкреций.

Урукитская алевролитовая свита (45–50 м) согласно залегает на табынской свите. В кровле ее присутствуют крупные конкреции известняков с остатками гигантских ретроцерамов верхнего байоса.

Аргастахская свита (35–40 м) с размывом залегает на урукитской свите и представлена глинами, переходящими в аргиллиты. В породах верхней части ее найдены остатки амmonoидей и гигантских двустворок верхнего байоса. В разрезах скважин келимярская серия на свиты не расчленяется. Мощность серии колеблется от 140–160 м (скв. Тюмятинская, Оленёско-Нижнеленская подзона) до 208–216 м (скважины Хастахская и Чарчыкская, Анабаро-Оленёкская подзона). В Хетско-Анабарской СФЗ ей соответствуют аргастахская и нижняя часть юрюнгтумусской свиты.

Батский ярус. Чекуровская серия ($J_2\check{k}$) распространена там же, где и келимярская серия. Она с размывом залегает на келимярской серии и со значительным стратиграфическим несогласием и конгломератами в основании перекрывается буолкалахской свитой (J_3-K_1).

Чекуровская свита со стратотипом в низовьях р. Лена у пос. Чекуровка выделена Д. С. Сороковым в 1957 г. В 1990 г. Р. О. Галабала (1990, 1991 гг.) вместо нее выделил неклюляхскую, кулумасскую, киенгскую и селиляхскую свиты, стратотипы которых находятся в бассейне р. Келимяр, переводя чекуровскую свиту в ранг серии. Ряд исследователей [153, 223, 224] рассматривают чекуровскую серию как единую свиту со стратотипом у пос. Чекуровка. Чекуровская серия сложена преимущественно песчаниками, в меньшей степени – алевролитами и глинами.

Неклюляхская свита (12–15 м) представлена алевролитами с пластом песчаника, содержащего гальку окремненных пород, кварца и кварцитов в основании. В алевролитах найдены остатки раннебатских амmonoидей, белемнитов, двустворок и брахиопод.

Кулумасская свита (22–35 м), согласно перекрывающая неклюляхскую свиту, сложена преимущественно песчаниками с многочисленными остатками ретроцерамов нижебатского подъяруса.

Киенгская свита (5–25 м) согласно залегает на кулумасской свите. Ее слагают переслаивающиеся песчаники и алевролиты с конкрециями сидеритизированных известняков, содержащие остатки ретроцерамов батского возраста.

Селиляхская свита (6–15 м) представлена песчаниками, переходящими в пески и глины монтмориллонитового состава.

На р. Лена в верхней части чекуровской серии найдены остатки амmonoидей среднебатского возраста. В разрезах скважин чекуровская серия на свиты не делится. Мощность серии колеблется от 65–75 м (скв. Тюмятинская, Оленёско-Нижнеленская подзона) до 84–104 м (скважины Хастахская и Чарчыкская, Анабаро-Оленёкская подзона). В Хетско-Анабарской СФЗ чекуровской серии соответствует верхняя часть юрюнгтумусской свиты.

Ааленский–батский ярусы. Келимярская и чекуровская серии объединены ($J_2kl+\check{k}$) (только на разрезах).

Образования этого стратиграфического уровня показаны только на разрезах к геологической карте. Мощность их колеблется от 205–235 м в Оленёско-Нижнеленской подзоне до 292–320 м в Анабаро-Оленёкской подзоне.

Юрская система, верхний отдел–меловая система, нижний отдел. Титонский–берриасский ярусы. Буолкалахская свита (J_3-K_1bl)

выделена в 1978 г. А. В. Гольбертом. Стратотип ее находится на р. Буолкалах, между устьями рек Сарын и Иэдэс. На площади Анабаро-Ленской СФЗ буолкалахская свита закартирована в южной части территории листа S-51, а также вскрыта скважинами Хастахская-930 и Чарчыкская П-1. Она со стратиграфическим несогласием залегает на чекуровской серии и представлена морскими и прибрежно-морскими песчано-глинистыми отложениями.

В основании свиты повсеместно присутствуют базальные фосфоритоносные конгломераты или глауконитовые песчаники с галькой и гравием окремненных пород, песчаников и алевролитов, а породы содержат остатки двустворок *Buchia mosquensis* (В u c h). **Фосфоритовые конкреции** составляют до 30 % общего объема пород. Мощность базальных конгломератов колеблется от 0,5–0,7 до 1,9 м. Над ними залегает пачка (от 1–2 до 11–12 м) алевролитов и аргиллитов углистых, местами битуминозных темно-серого и черного цвета с конкрециями, реже линзами пелитоморфных известняков буровато-серых и тонкими прослоями бурых глин. Породы содержат остатки фауны, характерные для стратиграфического интервала от среднего титона до берриаса.

Верхняя часть свиты сложена песчаниками зеленовато-серыми мелкозернистыми с прослоями алевролитов темно-серых. Возраст свиты среднетитонский–берриасский. Титонские формы представлены аммонитами родов *Dorsoplanites taimyrosphinetes*, *D. panderi* и двустворок *Buchia mosquensis* (В u c h.), *B. rugosa* (F i s c h.), *B. russiensis* (P a v l.), а берриасские – аммонитами зон *Craspedites okensis*, *C. taimyrensis*, *Hectoroceras kochi*, *Surites analogus*, *Bojarkia mesezhikowi*, а также двустворок *Buchia unshensis* (P a v l.), *B. fischeriana* O r b., *B. terebratuloides* L a h., *B. okensis* (P a v l.) *B. volgensis* (L a h.) [144, 51]. **Мощность свиты в Анабаро-Оленёкской подзоне** колеблется от 60 до 110 м, а в Оленёкско-Нижнеленской увеличивается до 115–170 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения наиболее широко распространены на территории Анабаро-Ленской СФЗ. Они представлены в нижней части берриас-валанжинскими морскими и прибрежно-морскими слоями, выделенными в кигиляхскую свиту, а выше – мощной угленосной континентальной толщей, разделенной на нижнемеловые кюсюрскую, сиктяхскую и огонерюряхскую объединенные, лукумайскую и укинскую свиты и, предположительно, нижне-верхнемеловую менгюряхскую и верхнемеловую чарчыкскую свиты.

Нижний отдел

Верхнеберриасский–валанжинский ярусы. Кигиляхская свита (K_1kg). Выделена в 1952 г. П. И. Глушинским и И. М. Мигаем [9] со стратотипом на р. Лена в районе устья р. Кигилях. Она является переходной между морскими и вышележащими континентальными угленосными отложениями.

В пределах Анабаро-Ленской СФЗ кигиляхская свита распространена там же, где и буолкалахская свита, на которой залегает с небольшим

размывом. В основании свиты выделяется пачка светло-серых с зеленым оттенком мелкозернистых песчаников. В ней присутствуют линзы ракушняка, сложенные остатками двустворок. Выше по разрезу встречаются линзы конгломератов с галькой кремневых пород, алевролитов, песчаников, кварца и обломками окаменелой древесины. В отдельных слоях присутствуют скопления шаровых конкреций фосфоритов. Средняя пачка представлена чередованием алевролитовых и песчаниковых пластов, в которых присутствуют угольные прослои, встречаются отпечатки флоры, остатки пресноводной, солоноватоводной и морской фауны. Верхняя пачка состоит из «пустых» песчаников мелко- и среднезернистых светло-серых с зеленоватым оттенком.

Валанжинский возраст кигиляхской свиты определяется комплексом аммонитов: *Neotollia klimovskiensis* Bodyl., *Temnoptychites* cf. *borealis* Bodyl., *T. ex gr. simplex* Bog., *Polyptychites stubendorffi* Schm., *P. ex gr. keyserlingi* Neum. et Uhl., *P. michalskii* Bog., *Astieriptychites astieriptychus* Bodyl., *A. stubendorffi* Bodyl., *Euryptychites gravesiformis* Pavl., *Dichotomites* sp. и двустворок: *Buchia inflata* Lah., *B. keyserlingi* Lah., *B. aff. bulloides* Lah., *B. sublaevis* Kays.

Мощность кигиляхской свиты на площади Анабаро-Оленёкской подзоны не превышает 60–110 м, увеличиваясь в северном направлении от р. Хастах к низовьям р. Чарчык. А в пределах Оленёкско-Нижнеленской подзоны мощность свиты колеблется от 120 м (плато Чекановского) до 240 м (бассейн р. Эрдилах).

Готеривский ярус. Кюсюрская свита (K_1ks) выделена в 1936 г. А. И. Гусевым на р. Лена у пос. Кюсюр [152]. Стратотип расположен вблизи устья рек Кигилях и Тигие [9]. Свита залегает согласно на кигиляхской свите и представлена континентальными угленосными образованиями. Граница между двумя свитами проводится по появлению пачек алевролитов или песчаников с углями.

Кюсюрская свита сложена пачками (до 25 м) песчаников темно-серых с прослоями светло-серых, которые переслаиваются с пачками (до 15 м) алевролитов темно-серых с выклинивающимися пластами углей (до 0,4 м) и стяжениями известковистых пород. Помимо флористического комплекса: *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *C. setacea* (Pryn.) Vachr., *C. saporitana* (Heer) Vachr., *Cladophlebis atyrkanensis* (Heer) Vassilevsk., *Cl.* cf. *tigyensis* Vassilevsk., *Jacutopteris lenaensis* Vassilevsk., *Ctenis tigyensis* Vassilevsk., *Sphenobaiera angustiloba* (Heer), *Czekanowskia rigida* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Podozamites lanceolatus* L. et H. и др., в породах встречаются пресноводные двустворки: *Limnocyrena* cf. *rotunda* Martins. По положению в разрезе и комплексу флоры свита условно отнесена к готериву [144].

Мощность свиты колеблется от 60 до 200 м в Анабаро-Оленёкской подзоне и от 70–115 до 220 м (р. Эрдилах) в Оленёкско-Нижнеленской подзоне.

Барремский ярус–нижнеальбский подъярус. Сиктяхская и огонерюряхская свиты объединенные ($K_1sk+ogn$) наиболее широко распространены в пределах Анабаро-Ленской СФЗ.

Сиктяхская свита выделена в 1967 г. Р. О. Галабалой и Б. Н. Леоновым. Стратотип ее расположен на правом берегу Лены в районе пос. Сиктях. На территории Анабаро-Ленской СФЗ сиктяхская свита залегает с размывом на различных горизонтах кюсюрской свиты. Она сложена преимущественно песчаниками, разделяющимися угленосные образования кюсюрской и огонерюряхской свит [19]. Песчаники мелко- и среднезернистые массивные и плитчатые, иногда косослоистые светло-серые с зеленоватым, желтоватым и кремовым оттенком. На всех уровнях встречаются караваеобразные стяжения песчаников с карбонатным цементом, линзы и обломки углей. К средней части разреза местами приурочены пачки (до 20–25 м) темно-серых алевролитов с единичными пластами песчаников и углей (до 0,2 м). На территории Оленёкско-Нижнеленской подзоны в составе свиты нередки линзы конгломератов с галькой местных пород, главным образом алевролитов.

Скудный флористический комплекс: *Coniopteris nympharum* (Heer) Vachr., *C. saportana* (Heer) Vachr., *C. burefensis* (Zal.) Sew., *Birissia onychioides* (Vassilevsk.) Samyl., *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb.) Ward., *O. elongata* (Geyl.) Yok., *Sphenopteris ruffordiaeformis* Rgn., позволяет условно относить отложения сиктяхской свиты к барремскому–аптскому ярусам [144].

Мощность свиты колеблется от 90–135 м в Анабаро-Оленёкской подзоне и от 180–230 до 420 м в Оленёкско-Нижнеленской подзоне.

Огонерюряхская свита выделена в 1936 г. А. И. Гусевым, стратотип находится на левом берегу Лены, вблизи устья р. Огонёр-Юрях [152]. Залегает она согласно на сиктяхской свите, нижняя граница проводится по подошве угленосного горизонта.

Свита сложена темно-серыми алевролитами и углистыми аргиллитами с отдельными пластами серых и светло-серых песчаников и линзами угля. Маломощные непротяженные линзовидные пласты угля встречаются по всему разрезу свиты, а в ее кровле известен невыдержанный по мощности (0,1–0,4 м) угольный пласт.

Собранные в огонерюряхской свите остатки флоры: *Birissia onychioides* (Vassilevsk.) Samyl., *Asplenium rigidum* Vassilevsk., *Nilssonia comptula* Heer, *N. gigantea* Krysh. et Pry., *Phoenicopsis speciosa* Heer., *Podozamites latifollus* (Heer) Krysh. et Pry., *P. gracilis* Vassilevsk., а также комплекс спор и пыльцы позволяют отнести свиту к раннему альбу [144, 188].

Мощность свиты на территории Анабаро-Оленёкской подзоны не превышает 10–25 м. На площади Оленёкско-Нижнеленской подзоны она колеблется от 70 м (плато Чекановского) до 110 м (бассейн р. Эрдилах), достигая 180 м у южной рамки листа (р. Ысы-Хая-Юряге).

Альбский ярус, нижний–средний подъярусы. Лукумайская свита (*К1к*) выделена в 1940 г. А. И. Гусевым. Стратотип расположен на р. Лукумай, правом притоке р. Оленёк. На территории листа свита залегает с размывом на огонерюряхской свите.

Характерной чертой свиты являются крепко сцементированные песчаники в нижней ее части серых, светло-серых и зеленовато-серых оттенков,

мелко- и среднезернистые косослоистые и плитчатые [42, 48, 181]. В подошве нередки гальки и валуны глинистых пород и линзы конгломератов с галькой алевролитов, песчаников и кварца, встречаются обломки окаменелой и углефицированной древесины. В средней части разреза присутствуют протяженные линзы темно-серых алевролитов с прослоями (0,1–0,2 м) песчаников и углей. На востоке прогиба (на площади Оленёкско-Нижнеленской подзоны) в среднем течении р. Улахан-Юрях в средней части свиты присутствует аргиллит-алевролитовая пачка с прослоями песчаников и пластами угля мощностью 0,4–1,4 м.

Верхнюю часть разреза слагают песчаники светло-серые с зеленоватым оттенком мелко- и среднезернистые с линзами конгломератов, включающими обломки окаменелой древесины, гальку пород верхоянского комплекса с остатками поздне триасовой фауны, кремнецветных пород и молочно-белого кварца.

В средней алевролитовой пачке на востоке территории присутствует флористический комплекс: *Birissia onychioides* (Vassilevsk. et K.-M) Samyl., *Coniopteris* cf. *compressa* Vassilevsk., *Cladophlebis gluschinskii* Vassilevsk., *Osmunda* sp., *Anomosamites arcticus* Vassilevsk., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera flabellata* Vassilevsk., *Desmiophyllum acutifolium* Vassilevsk., *Podozamites eichwaldii* Schimp., *P. lanceolatus* (L. et H.) Braun, *P. olenekensis* Vassilevsk., *P. reinii* Yok., *Cephalotaxopsis* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. Возраст свиты принимается как ранне-среднеальбский, охарактеризованный по палинокомплексу и остаткам листовой флоры [144].

Мощность лукумайской свиты не превышает 50–70 м в Анабаро-Оленёкской подзоне и достигает 145 м (плато Чекановского) – 200 м (р. Эрдилах) – в Оленёкско-Нижнеленской.

Лукумайская свита по своим характеристикам сопоставляется с рассохинской и огневской свитами апта–альба, распространенными западнее – в Хетско-Анабарской СФЗ. А. В. Трещалов [36] считает ее аналогом на левобережье р. Анабар рассохинскую свиту, относимую условно к апту.

Альбский ярус. Средний–верхний подъярусы. Укинская свита (Куик) выделена в 1940 г. А. И. Гусевым [152]. Стратотип ее находится на р. Уку, правом притоке р. Оленёк. Свита широко распространена на территории Анабаро-Ленской СФЗ. Укинская свита согласно залегает на лукумайской свите. Граница между ними проводится по смене песчаников лукумайской свиты на угленосный горизонт укинской свиты.

Нижняя и верхняя части свиты сложены темно-серыми (до черных) алевролитами, аргиллитами с пластами угля и сидеритовыми конкрециями, а также пачками песчаников. Среднюю часть свиты слагают преимущественно косослоистые песчаники светло-серые мелко- и среднезернистые. Неподалеку от пос. Чай-Тумус в разрезе укинской свиты известно до 20 пластов каменного угля мощностью от 0,4 до 3,2 м. К западу от него свита содержит два угленосных горизонта. В нижнем наблюдаются один-три (0,2–2,4 м), а в верхнем – два-три пласта угля (0,2–2,0 м) [188].

Находки флоры представлены: *Birissia onychioides* (Vassilevsk.) Samyl., *Coniopteris saportana* (Heer) Vachr., *Onychiopsis psilotoides* (St.

et Webb), *Asplenium dicksonianum* Heer, *Phoenicopsis* ex gr., *angustifolia* Heer, *Podozamites angustifolius* (Eichw.) Heer, *P. gramineus* Heer, *P. lanceolatus* (L. et H.) Braun, *Pityophyllum lindstroemii* Nath., *P. nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. staratschirii* (Heer) Nath., *P. arcticus* Vassilevsk. и др.

На основании спорово-пыльцевого комплекса и флористических остатков, возраст свиты принимается как средне-позднеальбский [144].

Мощность свиты колеблется от 25 до 90 м на площади Анабаро-Оленёкской подзоны и от 100 до 260 м на территории Оленёкско-Нижнеленской подзоны.

Нижний–верхний отделы

Альбский–сеноманский ярусы. Менгюряхская свита (K_{1-2mn}) выделена в 1940 г. А. И. Гусевым. Стратотип расположен на правом берегу р. Оленёк вблизи устья р. Менг-Юрях. Менгюряхская свита залегает с размывом на укинской свите [188]. Свита сложена песчаниками зеленовато-серыми, реже светло-серыми среднезернистыми и разноезернистыми крепко- и слабосцементированными. По всей толще и особенно в основании разреза встречаются галька, валуны и линзы конгломератов различного состава; от 20 до 50 % галечного состава конгломератов это кварциты и гранитоиды. Также присутствуют линзы, сложенные окаменелой древесинной. Характерной чертой для менгюряхской свиты являются караваеобразные стяжения плотно сцементированных известковистых песчаников.

Единственными макрофлористическими остатками является окаменелая древесина рода *Xenoxylon* sp. Спорово-пыльцевой комплекс практически не отличается от подстилающих комплексов укинской свиты, за исключением появления в незначительном количестве пыльцы покрытосеменных растений, что дает основание считать эту толщу альб-сеноманской [144].

Мощность свиты не превышает 40–90 м в Анабаро-Оленёкской подзоне и достигает 200 м в Оленёкско-Нижнеленской подзоне.

Менгюряхская свита по своему объему, возрастному интервалу коррелирует с бегичевской свитой, распространенной западнее – на листе S-49.

Сеноманский ярус. Чарчкская свита (K_2cr) выделена в 1957 г. М. М. Маландиным [152]. Стратотип расположен на р. Чарчык, левом притоке р. Оленёк. Свита распространена только в пределах Анабаро-Оленёкской подзоны. Она согласно залегает на менгюряхской свите, граница между ними проводится по смене пачки песчаников, которые относятся к кровле менгюряхской свиты, алевролитами первого угленосного горизонта в подошве чарчкской свиты. Отмечаются фациальные замещения пород внутри угольных и безугольных горизонтов.

Чарчкская свита сложена светло-серыми с зеленоватым оттенком среднезернистыми слабосцементированными песчаниками, в которых присутствуют обломки окаменелой древесины, галька известняков, аргиллитов, кварцитов и окремнелых пород. Также встречаются протяженные линзы крепкосцементированных песчаников. В разрезе свиты выделяются четыре угленосных горизонта мощностью 6–17 м, сложенных чередующимися

прослоями алевролитов, аргиллитов и песчаников с пластами углей. Мощность угольных пластов в первом и втором горизонтах составляет 0,3–2,5 м, третьем и четвертом не превышает 0,5–0,8 м. Разделяют угленосные горизонты песчаниковые пачки мощностью 50–70 м, последняя из которых не превышает 20 м. Для них характерны линзы конгломератов с галькой алевролитов и кремнистых пород.

Возраст свиты определен по палинокомплексу и датируется как сеноманский [144]. Мощность сохранившейся части чарчыкской свиты на территории Анабаро-Ленской СФЗ достигает 230 м [36].

Верхоянская СФО

Восточнотаймырско-Оленёкская СФЗ (Оленёкская СФпЗ)

Оленёкская СФпЗ занимает площадь приустьевой части р. Оленёк и прилегающую к ней акваторию моря Лаптевых, а также бассейн Оленёкской протоки р. Лена к северу и северо-востоку от Оленёкского разлома.

На территории подзоны выделяются нижне-среднеюрские, средне-верхнеюрские, верхнеюрско-нижнемеловые и нижнемеловые образования.

Нижне-среднеюрские отложения, так же как в Анабаро-Ленской СФЗ, объединяют кыстыкюряхскую, джангыйскую и курунговскую свиты. К средне-верхнеюрским относятся келимярская, чекуровская серии и станюряхская свита объединенные. Верхнеюрско-нижнемеловые, так же как в Анабаро-Ленской СФЗ, представлены буолкалахской свитой. Нижнемеловые отложения разделяются на свиты, аналогичные выделенным в Анабаро-Ленской СФЗ.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Нижний–средний отделы. Геттангский ярус–нижнеаленский подъярус. Кыстыкюряхская, джангыйская и курунговская свиты объединенные ($J_{1-2} \text{ kj} \div \text{kr}$).

Геттангский-синемюрский ярусы. *Кыстыкюряхская свита* распространена только в Усть-Оленёкском районе. Она обнажена на мысе Тумул, где согласно залегает на рэтских слоях тумулской свиты и представлена аргиллитами с прослоями алевролитов. Возраст ее определен по аналогии со стратотипическим разрезом. Этому не противоречат редкие находки остатков амmonoидей *Psiloceras olenekense* (K i p a r.) и обломки раковин *Oxynoticeras* sp. [224]. Мощность свиты на мысе Тумул – 56 м.

Верхнелинсбахский подъярус. *Джангыйская свита* повсеместно распространена в пределах подзоны. В Усть-Оленёкском районе она со стратиграфическим перерывом залегает на кыстыкюряхской свите, а на левобережье Оленёкской протоки р. Лена (гора Ангардам-Тас, р. Тас-Юряге-Крест) с размывом и базальными конгломератами в основании перекрывает чайдахскую свиту верхнего триаса.

Состав и фаунистическая характеристика свиты аналогичны стратотипическим. Мощность свиты колеблется от 310 до 420 м на левобережье

Оленёкской протоки Лены (р. Тас-Крест-Юряге) и от 400 до 450 м в Усть-Оленёкском районе.

Тоарский ярус–нижнеааленский подъярус. *Курунгская свита* в пределах СФпЗ распространена повсеместно. Она согласно или с размывом перекрывает джангыйскую свиту, и, так же как в стратотипическом районе, представлена битуминозными глинами, сменяющимися аргиллитами и алевролитами. Возраст свиты определяют остатки аммонитов, двустворок, белемнитов, фораминифер и СПК [224].

Мощность свиты колеблется от 60–70 м (р. Тас-Крест-Юряге) до 170–190 м в Усть-Оленёкском районе.

Общая мощность нижне-среднеюрских отложений – 370–480 м (р. Тас-Крест-Юряге) до 630 м в Усть-Оленёкском районе.

Средний–верхний отделы. Ааленский–оксфордский ярусы. Келимярская, чекуровская серии и станюряхская свита объединены ($J_2-3kl-sj$). Образования этого стратиграфического уровня в пределах Оленёкской СФпЗ закартированы и в Усть-Оленёкском районе, и на левобережье Оленёкской протоки р. Лена.

Ааленский–байосский ярусы. *Келимярская серия* повсеместно согласно залегает на курунгской свите. В опорных разрезах, изученных на территории Оленёкской СФпЗ, келимярская серия на свиты не делится. В составе ее наряду с аргиллитами и алевролитами в значительном количестве присутствуют песчаники. Раннеааленский–байосский возраст серии определен богатой и разнообразной фауной, микрофауной и СПК. Так, в породах нижней части ее обнаружены остатки белемнитов и двустворок нижнего аалена. Выше определены аммониты с видами-индексами от верхнего аалена до верхнего байоса. Остатки двустворок характеризуют последовательно все зоны от верхнего аалена до нижнего байоса. Этот же возраст определяют комплексы белемнитов, фораминифер и спорово-пыльцевые [224]. Мощность свиты – от 200–220 м (р. Тас-Крест-Юряге) до 225–305 м (Усть-Оленёкский район).

Батский ярус. *Чекуровская серия* распространена там же, где и келимярская, согласно ее перекрывая. В составе серии преобладают песчаники. В опорных разрезах на территории СФпЗ серия на свиты не расчленяется. Возраст ее определяют находки аммонитов с видами-индексами зон нижнего и среднего бата. Мощность свиты – 65–75 м (р. Тас-Крест-Юряге) и 125–170 м (Усть-Оленёкский район).

Верхнебатский подъярус–оксфордский ярус. *Станюряхская свита* распространена там же, где келимярская и чекуровская серии. Свита выделена в 1991 г. Р. О. Галабалой. Стратотип ее находится на территории Оленёкской СФпЗ в долине р. Стан-Юрях, впадающей в Оленёкский залив моря Лаптевых в 18 км западнее устья р. Оленёк. Она согласно залегает на чекуровской свите и представлена алевролитами и аргиллитами с линзами лептохлоритов и сильно ожелезненных песчаников. Возраст свиты определен по остаткам аммонитов. Аммониты, найденные в нижней части свиты *Cadoceras laptevi* (Bodul.), *C. subcalus* Vog. и *C. ognevi* (Bodul.), принадлежат к верхнебатской зоне *Cadoceras barnstoni*. Выше последовательно сменяют друг друга слои, содержащие виды-индексы от *Cadoceras falsum* до *Quenstedtoceras lamberti* трех подъярусов келловея. В верхних слоях найдены аммониты родов

Cardioceras и Amoebocegas оксфордского возраста. Мощность свиты не превышает 10–25 м (р. Тас-Крест-Юряге) и достигает 50 м в Усть-Оленёкском районе. Общая мощность средне-верхнеюрских отложений – от 275–320 м (р. Тас-Крест-Юряге) до 525 м в Усть-Оленёкском районе.

Юрская система, верхний отдел–меловая система, нижний отдел. Титонский–берриасский ярусы. Буолкалахская свита (J_3-K_1bul).

На территории Оленёкской СФПЗ буолкалахская свита закартирована на левобережье Оленёкской протоки р. Лена, также в Усть-Оленёкском районе. Она с размывом залегает на различных горизонтах станюряхской свиты (J_{2-3}). Состав и палеонтологическая характеристика буолкалахской свиты в указанных районах аналогичны описанным в Анабаро-Ленской СФЗ. Мощность свиты (140–230 м) на площади Оленёкской СФПЗ более чем в 1,5–2 раза превышает мощность ее в Анабаро-Ленской СФЗ [36].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Берриасский–валанжинский ярусы. Кигиляхская свита (K_1kg). Она залегает на размытой поверхности буолкалахской свиты. Нижняя часть свиты, также как в Анабаро-Ленской СФЗ, сложена песчаниками с линзами ракушняков из остатков двустворок. Средняя часть свиты представлена чередующимися пластами алевролитов и песчаников, в которых присутствуют угольные прослои. В породах встречены отпечатки флоры, остатки пресноводной и морской фауны. Верхняя часть свиты сложена песчаниками. Возраст свиты определяют комплексы аммонитов и двустворок. Мощность свиты в приленских разрезах достигает 260 м.

Готеривский ярус. К ю с ю р с к а я свита (K_1ks) распространена повсеместно, залегает согласно на кигиляхской свите. Она сложена песчаниками и алевролитами с прослоями и пластами каменных углей и стяжениями известковистых пород. По положению в разрезе и собранному комплексу флоры свита условно относится к готериву [144]. Мощность свиты на территории Оленёкской СФПЗ колеблется от 80 до 120 м.

Барремский ярус–нижнеальбский подъярус. Сиктяхская и огонерюряхская свиты объединенные ($K_1sk+ogn$). На площади Оленёкской СФПЗ *сиктяхская свита* с небольшим размывом залегает на кюсюрской свите, в кровле которой местами встречаются эрозионные карманы. Сиктяхская свита, так же как и на территории Анабаро-Ленской СФЗ, сложена преимущественно песчаниками. Собранный флора позволяет относить отложения к баррему–альбу.

Огонерюряхская свита, согласно перекрывающая сиктяхскую, сложена алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников и двумя мощными (1,2–4,0 м) выдержанными по простирацию пластами каменного угля. Для алевролитов характерны чечевицевидные и шаровые (до 0,1 м) скорлуповатые стяжения известняков или сидеритов. Собранные в огонерюряхской свите остатки флоры, а также комплекс спор и пыльцы позволяет относить свиту к раннему альбу. Мощность объединенных сиктяхской и огонерюряхской свит колеблется от 130 до 240 м, увеличиваясь вдоль подзоны в юго-восточном направлении [36, 224].

Альбский ярус. Нижний–средний подъярус. Лукумайская свита (K_{1lk}) широко распространена на территории Оленёкской СФПЗ. Она залегает на размытой поверхности огонерюяхской свиты. Лукумайская свита сложена в основном песчаниками. В основании ее нередки конгломераты с галькой алевролитов, песчаников и кварца. Мощность свиты изменяется в юго-восточном направлении от 60 до 220 м.

Альбский ярус. Средний–верхний подъярус. Укинская свита (K_{1uk}) распространена там же, где лукумайская. Она согласно перекрывает лукумайскую свиту. Нижняя и верхняя части свиты сложены алевролитами и аргиллитами с пластами угля и сидеритовыми конкрециями. В средней части ее преобладают песчаники. Средне-позднеальбский возраст свиты принимается на основании спорово-пыльцевого комплекса и флористических остатков [144].

Мощность свиты колеблется от 80 до 220 м.

Юрская система–меловая система, нижний отдел. Нерасчлененные отложения ($J-K_1$) (только на разрезе).

Терригенные образования этого стратиграфического уровня показаны только на разрезе под палеоген-неогеновыми отложениями в прибрежной зоне шельфа. В наиболее полных разрезах, изученных на побережье Оленёкского залива, они включают юрские (от кыстыкюряхской по станюряхскую свиты), верхнеюрские–нижнемеловые (буолкалахская) и нижнемеловые (от кигиляхской по укинскую свиты) толщи общей мощностью до 800 м. В сложении их участвуют глинистые породы (аргиллиты, алевролиты, глины), песчаники, гравелиты, конгломераты, каменные угли.

Лаптевско-Хараулахская и Восточно-Лаптевская СФЗ

Лаптевско-Хараулахская СФЗ охватывает западную и центральную части шельфа моря Лаптевых, в современном структурном плане – Западно-Лаптевскую рифтовую систему. К Восточно-Лаптевской СФЗ отнесена область шельфа, расположенная к востоку от разлома Лазарева (современная Восточно-Лаптевская зона поднятий). Эти структурно-формационные зоны являются «сквозными» для среднекаменноугольно-триасового и юрско-раннемелового этапов геологического развития. В их пределах можно выделить только нерасчлененный «верхоянский» комплекс отложений среднего карбона–раннего мела, который входит в состав позднекимерийского складчатого основания апт-кайнозойского бассейна Хатангско-Лаптевоморской платформы.

Средний карбон–нижний мел. Нерасчлененные отложения (C_2-K_1). Нерасчлененные терригенные отложения среднекаменноугольно-раннемелового возраста показаны условно только на разрезе в пределах шельфовых Лаптевско-Хараулахской и Восточно-Лаптевской зон. В западной и центральной частях шельфа (Лаптевско-Хараулахская СФЗ) можно предполагать распространение терригенных толщ, аналогичных по составу, возрасту и формационной принадлежности к подразделениям, картируемым на суше Таймыро-Верхоянской (Верхоянской) СФО. Предполагаемая мощность отложений – 3000–6000 м.

В пределах Восточно-Лаптевской СФЗ, судя по разрезам островов Бол. Ляховский и Столбовой, значительно меняется литолого-формационный состав и мощность юрско-меловых образований. В этой зоне развиты относительно глубоководные турбидитовые флишоидные толщи, представленные мощными слоями песчаников, чередующихся с алевролитами и аргиллитами. Мощность «верхоянского» комплекса – более 2000 м.

МЕЛОВЫЕ И ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Палеогеновые и неогеновые отложения, развитые на континентальной части территории листов S-51, 52, принадлежат к трем структурно-формационным областям: Северо-Сибирской, Западно-Верхоянской и частично Лаптевской (Прибрежная и Ленская дельтовая СФЗ). В морской части Лаптевской СФО, которая включает Притаймырско-Южнолаптевскую, Усть-Ленскую и Восточнолаптевско-Буорхайнскую СФЗ, разрез недислоцированных комплексов чехла начинается с меловых (аптских?) отложений, аналогов угленосных толщ Лено-Анабарского прогиба.

Северосибирская СФО

Оленёкско-Нижнеленская СФЗ

Неогеновая система, нижний–средний плиоцен (N_2^{1-2}). К Оленёкско-Нижнеленской СФЗ Северосибирской СФО относится большая часть суши на площади листа S-51. В ее пределах установлены плиоценовые отложения, которые сохранились на водоразделе у южной рамки площади листа на высотах 100–150 м. Они относятся к толще водораздельных галечников, выделенной Г. Ф. Лунгерсгаузенем в 1957 г.

Толща залегает на размытой поверхности мезозойских отложений и представлена песками серыми, желто-серыми средне- и мелкозернистыми с рассеянной галькой и гравием, реже линзами галечников и гравийников из устойчивых к выветриванию пород. В верхней части в результате элювиальных процессов и вымывания песков преобладают неслоистые галечники, образующие бронирующие покровы мощностью до 1 м. Максимальная мощность сохранившейся части этих отложений не превышает 10 м. Пыльцевые комплексы характеризуют растительность, экологически близкую к ранне-среднеплиоценовым флорам бассейнов рек Яна и Омолы [223].

Западно-Верхоянская СФО

Хараулахская СФЗ

На территории Хараулахской СФЗ в наложенных рифтогенных впадинах обнаружены палеогеновые отложения, несогласно залегающие на дислоцированных интенсивно выветрелых палеозойских или мезозойских

образованиях. Они представлены озерными, озерно-болотными, озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями. Среди них различаются нижнеэоценовые образования, представленные кенгдейской свитой (P_2^1kg) и верхнеэоценовые–нижнеолигоценовые образования, относящиеся к апанасовской толще (P_2^3 – P_3^1ap), а также нерасчлененные эоцен-олигоценовые отложения (P_{2-3}).

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Нижний эоцен. Кенгдейская свита (P_2^1kg) выделена М. Ф. Лобановым на правом берегу р. Кенгдей в 1959 г. В 1989 г. предложена А. Г. Сергиенко и О. В. Гриненко в качестве стратотипа кенгдейского регионального горизонта [125]. На рассматриваемой территории кенгдейская свита обнажается вдоль Быковской протоки Лены по правому ее берегу на расстояние 2 км. Подошва свиты не вскрыта. Предполагается, что, так же как в стратотипическом районе, она залегает на предэоценовой коре выветривания, сложенной пестроцветными глинами гидрослюдисто-каолинитового состава и окислами железа в верхней части. На берегу Быковской протоки кенгдейская свита представлена толщей озерно-болотных (лагунных) отложений, которые сложены глинами серыми (белесыми) и темно-серыми сланцеватыми, переслаивающимися с песчаниками серыми, буровато-серыми, часто ожелезненными. Глины включают прослой песков, алевролитов, лигнитов и пласты бурых углей мощностью от 0,3 до 1,2 м. В верхах видимой части разреза породы окрашены в лилово-серый и охристый тона.

В глинах собраны остатки растений: *Vitis islandica* Heer, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Sequoia Landsdorffii* (Sternb.) Heer, *Betula makrophylla* Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brang) Under, *Quercus platanica* Heer, *Protophyllum* sp., *Juglans* cf. *nigella* Heer, *J. lenaense* Budants., которые указывают на раннеэоценовый возраст свиты. Мощность видимой части разреза – около 400 м [36].

Верхний эоцен–нижний олигоцен. Апанасовская толща (P_2^3 – P_3^1ap) выделена А. А. Котовым в 1974 г. в опорном разрезе на руч. Согуру-Апанас (правый приток Лены). Она включена в легенды Верхоянской и Нижнеленской серий. В стратотипическом районе толща (135 м) сложена глинами светло-серыми жирными с пластами бурых углей. Возраст ее установлен по отпечаткам флоры и пыльцевым комплексам [223].

На рассматриваемой территории к апанасовской толще относятся палеогеновые отложения, закартированные Н. И. Гогиной в Булунканской рифтогенной впадине [40]. Здесь на выветрелой поверхности тиксинской свиты несогласно залегают глинистые породы видимой мощностью 10 м с тремя пластами бурого угля мощностью 1,0; 2,3 и 2,4 м. В породах определены отпечатки *Viburnum* ex. *hordenskildii* Heer, *Torreya* sp., *Taivania* sp., *Cyperites* sp., *Alnus* sp., *Metasequoia distieha* (Heer) Mikii, *Schidopitrus* sp. и ПК сложившейся флоры тургайского типа, характерные для позднего эоцена–олигоцена [40].

Эоцен–олигоцен. Нерасчлененные отложения (P_{2-3}). Песчано-глинистые угленосные отложения мощностью до 535 м, предположительно, выполняют рифтогенные впадины Булкурской протоки и протоки Исполатова в западной и восточной частях Хараулахской СФЗ.

Лаптевская СФО

На континентальной площади листов S-51, 52 к ней относятся Ленская дельтовая и Прибрежная структурно-формационные зоны.

Ленская дельтовая СФЗ

В дельтовой части Лены широко распространены неогеновые (миоцен-плиоценовые) отложения. Разрезы их изучены по керну Сардахской скважины, пробуренной на о-ве Сардах-Сисе и в естественных выходах на Быковской протоке Лены. Согласно легенде Нижнеленской серии листов-200/3 [223], отложения этого стратиграфического уровня включают миоценовые, нижнеплиоценовые и средне-верхнеплиоценовые образования, представленные соответственно урасалахской и сардахской свитами, а также белькейской толщей.

На основании анализа сейсмопрофилей на прилегающем шельфе и по аналогии со смежными районами предполагается, что в наиболее глубоко прогнутых впадинах Ленской дельтовой СФЗ под миоцен-плиоценовыми отложениями присутствуют палеогеновые образования, аналогичные описанным в Хараулахской СФЗ. Они показаны только на разрезе.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Эоцен–олигоцен. Нерасчлененные отложения (P_{2-3}) (только на разрезе). Эоцен-олигоценные отложения, изученные на площади Хараулахской СФЗ, представлены континентальными озерными, озерно-болотными, озерно-аллювиальными и вероятно, лагунными образованиями, залегающими на нижнепалеоценовой коре выветривания. В северной части зоны среди них, возможно, присутствуют и морские отложения. Они сложены глинами, аргиллитами с пластами бурых углей, песками и песчаниками. Мощность их может достигать 700 м и более.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Миоцен–плиоцен. Урасалахская, сардахская свиты и белькейская толща объединенные (*Nur+bl*).

Миоцен. Урасалахская свита выделена в 1962 г. М. Ф. Дементьевым и О. А. Ивановым в долине р. Урасалах. На территории Ленской дельтовой СФЗ она вскрыта Сардахской скважиной, пробуренной на о-ве Сардах-Сисе. В разрезе Сардахской скважины она несогласно перекрывает выветрелые известняки верхнего(!) девона и представлена аллювиальными

валунно-галечными ожелезненными конгломератами с обилием минерализованной древесины и сидеритовых конкреций. В верхней части свиты отмечаются линзы и прослойки песчаников с растительными остатками, среди которых присутствуют шишки *Pinus sibirical* Z., *Picea obovata* Z. Макрофлора и ПК сопоставимы с таковыми урасалахской свиты стратотипического района. Мощность свиты – 19 м.

Нижний плиоцен. Сардахская свита описана А. И. Гусевым в 1951 г. В ранге свиты выделена Г. Ф. Лунгерсгаузен в 1961 г. Стратотип ее находится на о-ве Сардах-Сисе. Опорные разрезы свиты изучены на севере о-ва Ботулу-Сисе, островах Дьятеля-Ботулу, Булгуньях-Белькейдере и у горы Босхо-Хая. Свита залегает с размывом на докайнозойских породах или урасалахской свите. Она сложена аллювиальными разномасштабными косослоистыми песками с линзами и прослоями галечников. Пески содержат лигнитизированную древесину, шишки хвойных (*Pinus itelmenorum* Vassk., *P. spinosa* Herbst, *Picea wollosowiezi* Suk., *Pinus monticola* Dougl.), плоды серого ореха. По ПК (мелколиственные и хвойные леса) сопоставима со стратотипом сергеевской свиты бассейна р. Омолой. В региональной стратиграфической схеме палеогена и неогена (1997 г.) сардахская свита датирована нижним плиоценом. Мощность свиты – 5–40 м.

Средний–верхний плиоцен. Белкейская толща описана Р. О. Галабалой в 1980 г. на о-ве Булгуньях-Белькейдере (юго-восток дельты Лены). Она с размывом перекрывает сардахскую свиту и представлена аллювиальными разномасштабными косослоистыми ожелезненными песками, содержащими слаболигнитизированные обломки древесины. ПК близок к спектру верхов буорхайнской свиты Куларского района. Видимая мощность – 5 м. Общая мощность неогеновых отложений в изученных разрезах не превышает 65 м. Возможно, в наиболее прогнутых участках дельты Лены увеличивается до 300 м и более.

Прибрежная СФЗ

К ней относится зона кайнозойского обрушения, прослеживающаяся вдоль Оленёкской протоки Лены. Она является продолжением Терпейской зоны и, так же как в смежном с запада районе, предположительно выполнена палеоген-неогеновыми отложениями.

Палеоген-неоген. Нерасчлененные отложения (P–N). Палеоген-неогеновые образования на территории зоны не вскрыты, но анализ современных сейсмопрофилей на шельфе, а также данные с соседних площадей (Ленская дельтовая и Хараулахская СФЗ) позволяют предполагать их участие в строении дочетвертичных отложений указанной зоны.

По этим данным, в основании палеоген-неогеновых отложений присутствует нижнепалеоценовая кора выветривания мощностью до 25 м. Над ней, предположительно, залегают эоцен-нижнеолигоценные озерные, озерно-болотные, озерно-аллювиальные и аллювиальные континентальные и, вероятно, лагунные отложения мощностью до 535 м и более, аналогичные описанным в Хараулахской СФЗ. Выше предполагаются олигоцен-миоценовые аллювиальные и аллювиально-озерные отложения (до 280 м),

подобные установленным в Куларском районе и Омолойском грабене, а также миоцен-плиоценовые аллювиальные отложения, изученные в дельте Лены. В сложении их участвуют глины, аргиллиты с пластами бурых углей, алевролиты, пески, галечники.

О присутствии палеогеновых пород в этой СФЗ могут свидетельствовать находки на пляже протоки Ангардам-Уэсе в 7 км выше устья плохоскатанной гальки глинистых и углисто-глинистых пород с включениями бурого угля, буроугольной крошки и обломки янтаря.

На Терпейской низменности в смежном с запада районе неглубокими скважинами [83] вскрыты плиоценовые аллювиальные отложения мощностью 45 м, представленные песками различной зернистости с маломощными линзами галечников и тонкими прослоями алевритов темно-серых с углефицированными остатками и обломками лигнитизированной древесины. По данным [83], в верхней части толщи обнаружена единственная фораминифера *Glandulina nipponica* A s a n o. ПК этих отложений характерен для верхнего плиоцена. Мощность палеоген-неогеновых отложений – более 800 м.

Притаймырско-Южнолаптевская, Усть-Ленская и Восточнолаптевско-Буорхайнская СФЗ

Нижний(?)–верхний мел. Сейсмоподкомплекс А–L1 ($^S K_{1,7}–K_2$) (только на разрезе). По структурным особенностям залегания и характеру сейсмической записи толщина подкомплекса ранне(?)–позднемелового возраста сопоставляется с грубообломочными терригенными угленосными формациями орогенной стадии мезозойд. Толщю слагают песчаники, линзы конгломератов, прослои алевролитов и углей. Мощность подкомплекса в западной (Притаймырско-Южнолаптевской) и центральной (Усть-Ленской) зонах – до 3000 м, а на востоке шельфа в пределах Восточнолаптевско-Буорхайнской СФЗ – до 1000 м.

Верхний мел. Сейсмоподкомплекс L1–L2 ($^S K_2$). Нерасчлененные отложения, предположительно, позднемелового возраста показаны только на разрезе. По характеру сейсмической записи (см. гл. «Сеймостратиграфическая характеристика...») предполагается аллювиально-дельтовый генезис отложений. Толща может быть сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с пластами углей. На Новосибирских островах отложения верхнего мела расчленены на две свиты сеноман-туронского возраста: бунговскую и деревянногорскую, представленные континентальными отложениями – чередованием пачек и пластов глин, алевритов, песков, бурых углей, реже аргиллитов, алевролитов, песчаников и галечников [221].

Мощность подкомплекса по площади резко изменчива: на гребнях поднятий Хараулахско-Таймырской зоны горстов и грабенов верхнемеловая толща полностью выклинивается, в депрессиях Южно-Лаптевской зоны прогибов ее мощность увеличивается до 1,5–2 км, в Усть-Ленской рифтовой зоне достигает 4,5 км. В восточном направлении мощность подкомплекса вновь сокращается до 1,5–1,0 км, и он выклинивается на склонах Восточно-Лаптевского горста.

Палеоцен?–эоцен. Сейсмоподкомплекс L2–L3 (${}^S P_{1,2}$) выделяется только на разрезе. Подкомплекс объединяет отложения предположительно верхнего палеоцена–эоцена. В разрезе палеоцена–эоцена преобладают глинистые отложения с наиболее мощными пластами бурых автохтонных углей, с редкими линзами и прослоями галечников [221]. Этому не противоречит и характер сейсмической записи (см. гл. «Сеймостратиграфическая характеристика...»).

Мощность подкомплекса в Притаймырско-Южнолаптевской и Усть-Ленской зонах – до 2500 м, в Восточнолаптевско-Буорхайнской – до 450 м.

Верхний олигоцен–средний миоцен. Сейсмоподкомплекс L3–L4 (${}^S P_3$ – N_1^2) также выделяется только на разрезе. На прилегающей суше олигоцен–среднемиоценовая толща (нерпичинская свита Новосибирских островов) преимущественно песчаная, с линзами и маломощными пластами бурых углей, с частыми линзами и пластами галечников [221]. Волновая картина (см. гл. «Сеймостратиграфическая характеристика...») также свидетельствует об изменчивости мощности и литологического состава пластов.

Мощность подкомплекса в Притаймырско-Южнолаптевской и Усть-Ленской зонах – до 2400 м, в Восточнолаптевско-Буорхайнской – до 500 м.

Средний–верхний миоцен. Сейсмоподкомплекс L4–L5 (${}^S N_1^{2-3}$). Средне-верхнемиоценовый подкомплекс выделяется только на разрезе, на суше среднемиоценовые базальные слои залегают с несогласием на размытой поверхности подстилающих образований – от палеоцена до нижнего миоцена. В пределах поднятий среднемиоценовые образования представлены разнозернистыми косослоистыми песками с гравием и галькой [221].

Мощность подкомплекса в Притаймырско-Южнолаптевской и Усть-Ленской зонах – до 2000 м, в Восточнолаптевско-Буорхайнской – до 400 м.

Плиоцен. Сейсмоподкомплекс L5–L6 (${}^S N_2$). Плиоценовые отложения плащом покрывают всю площадь шельфа в пределах рассматриваемого листа. Представлены они переслаиванием глин, алевроитов, песков. Мощность подкомплекса в Притаймырско-Южнолаптевской и Усть-Ленской зонах – 150–500 м, в Восточнолаптевско-Буорхайнской – 50–350 м.

НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ПЛИОЦЕН–НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, НИЖНЕЕ ЗВЕНО, НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Морские образования плиоцена–нижнего неоплейстоцена (mN_2 –I) в акватории выделяются в составе ССК-В и предполагаются в самом основании разреза. Волновая картина в пределах данного листа акустически прозрачная и полупрозрачная. Для этого ССК характерно значительное изменение мощности по латерали – от 5 до 45 м, однако, по аналогии с примыкающими с востока площадями, мощность может достигать 80 м [173].

Плиоцен–нижнеоплейстоценовые нерасчлененные образования на территории суши распространены незначительно. На поверхность они выходят на о-ве Сардах-Хайа и береговом склоне Быковской протоки, к юго-

востоку от залива Булункан-Хомото. На о-ве Сардах-Хайа они залегают на миоценовых отложениях, перекрываются образованиями ледового комплекса и каргинским аллювиомаринием. Выходы вдоль Быковской протоки незначительны по размерам и не выражаются в масштабе карты. Здесь плиоцен-нижнечетвертичные образования залегают на отложениях палеогена и перекрываются делювиально-солифлюкционными отложениями, также отмечаются признаки их перемещения и сноса, а в верхней части они смешаны со склоновыми отложениями [43].

В основании разреза плиоцен-нижнечетвертичных отложений залегают галечники с примесью валунов, в ржаво-буром гравийно-песчаном заполнителе. Крупнообломочный материал представлен в основном местными породами. На галечниках залегают пески коричневатого-серые, разнозернистые, с линзами гравия и гальки, сменяющиеся вверх по разрезу желтовато-серыми крупнозернистыми песками с прослоями глин.

Палинологические спектры данных отложений характеризуются преобладанием пыльцы древесных, среди них несколько видов хвойных – сосны, ели, пихты, тсуги. Среди лиственных отмечаются береза и ольха, наблюдаются единичные зерна широколиственных пород. Пыльца трав принадлежит полыни, гвоздичным и вересковым. Споры относятся к папоротникам и сфагновым мхам. Отмечено значительное количество перетолоченной пыльцы древних хвойных, встречаются нижнечетвертичные формы [43]. Данные спектры имеют большое сходство с палинологическими спектрами аллювиально-морских плиоцен-нижнечетвертичных отложений в районе Анабаро-Оленёцкого междуречья. Учитывая, что эти отложения имеют практически единую литологическую характеристику и характерную обохренность, можно предположить, что они формировались в одно время, в единой палеогеографической обстановке, в условиях относительно тёплого аридного климата в плиоцен-раннечетвертичное время [83].

Мощность плиоцен-нижнечетвертичных аллювиально-морских отложений (amN₂-I), по данным скважины, пробуренной на о-ве Сардах-Хайа, достигает 20 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования распространены по всей картируемой площади. Они покрывают плащом неравномерной мощности практически всю сухопутную и шельфовую части территории листа. Наибольшие мощности четвертичные образования имеют на шельфе (до 150 м), наименьшие – в пределах краёв Чекановского и Приморского, а также на водораздельных частях сухопутной части листа, где они представлены комплексом склоновых отложений.

Неоплейстоцен

Среднее–верхнее звенья нерасчлененные

Нерасчленённые отложения среднего звена и казанцевского горизонта верхнего звена широко развиты на всей площади листа. В районе дельты

Лены они представлены аллювиально-морскими, аллювиальными и озерно-аллювиальными образованиями (a,amII–IIIkz), на акватории морскими (mII–IIIkz) образованиями, а в пределах заходящей на территорию листа Уэленской равнины – озерно-аллювиальными и озерными (la,III–IIIkz). В районе дельты Лены чередовались аллювиально-морские, и озерно-аллювиальные и аллювиальные условия осадконакопления, а на восточной окраине Уэленской равнины формирование отложений происходило в мелководном пресноводном бассейне подтопления. Необходимо отметить, что нижняя толща песков, вскрывающаяся в береговых обрывах Арга-Муора-Сисе и слагающая его основание, ранее считавшаяся средне-верхнео-плейстоценовой [36, 187], по результатам последних исследований [175, 176], получила значительное количество датировок, указывающих на более молодой, раннемуруктинский возраст. В дельте Лены кровля средне-верхнео-плейстоценовых отложений расположена ниже уреза воды, и они вскрываются лишь в разрезах скважин.

На шельфовой части листов морские образования (mII–IIIkz) среднего звена и казанцевского горизонта верхнего звена прослеживаются в основании сейсмоакустического разреза и выделены в СПК–С₁. Ввиду ограниченности сейсмоакустических свидетельств непосредственно в границах листа, характеристика волновой картины берется с территории примыкающего на северо-востоке листа Т-53–56 [37], где они легко распознаются по акустически слоистой сейсмозаписи. Залегают на размытой поверхности доплиоценовых и плиоцен-нижнео-плейстоценовых пород. По аналогии с описанным районом, в пределах картируемой области предполагается широкое распространение СПК–С₁. Предполагаемая мощность комплекса отложений – от 20 до 60 м.

Нерасчлененные аллювиальные и аллювиально-морские, включая озерно-аллювиальные образования (a,amII–IIIkz). Колебания уровня моря в среднем неоплейстоцене и начале позднего неоплейстоцена приводили к смене условий осадконакопления в районе дельты Лены. Здесь чередовались аллювиально-морские, озерно-аллювиальные и аллювиальные условия. В это время сформировалась нерасчлененная аллювиально-морская, озерно-аллювиальная и аллювиальная толщи, залегающие в основании обширной дельты Лены. В пределах дельты Лены эти отложения залегают под урезом воды, изучены только по разрезам неглубоких скважин, вследствие чего низы разреза и соотношения с подстилающими породами не изучены, также неясно площадное развитие данных отложений [43, 187]. Перекрываются данные осадки нижнемуруктинскими озерно-аллювиальными и аллювиальными образованиями. Представлены эти отложения песками серыми, желтовато-серыми, мелко-среднезернистыми, горизонтальнослоистыми, реже косослоистыми, с примесью угольной крошки.

Вдоль северо-восточного склона гор Ангардам–Таса, в долине р. Тас-Юряге средне-верхнео-плейстоценовые аллювиально-морские отложения (их прибрежная часть) слагают останец террасы длиной 1 км и шириной до 200 м. Высота террасы – около 30 м над уровнем моря, по поверхности террасы развиты солонцы. Терраса цокольная, в цоколе выходят триасовые

сланцы. Мощность отложений, залегающих на цоколе, не превышает 3,5 м. Терраса сложена алевритовыми песками с галькой, вниз по разрезу сменяющимися песками с гравием и галькой, с линзами галечников с валунами. В шурфе, в образце песчаного алеврита с глубины 0,7 м обнаружены обломки панцирей диатомовых водорослей, принадлежащих к морскому виду *Thalassiosira kryophila*. Отобранный образец для определения возраста методом ОСЛ показал возраст $138,1 \pm 8,5$ тыс. лет. (RLQG 1754-027), относящийся к рубежу среднего и позднего неоплейстоцена [8].

Вскрытая мощность средне-верхнелепесточеновых аллювиальных, аллювиально-морских и озёрно-аллювиальных отложений достигает 20 м.

Нерасчленённые озёрно-аллювиальные и озёрные образования (Ia, III–IIIkz) имеют ограниченное распространение в бассейне р. Хастах. Залегают они на размывтой поверхности дочетвертичных пород и перекрываются отложениями едомного ледового комплекса и голоценовым аллювием. В районе водораздела рек Хастах и Ыкынас-Юряге они прослеживаются в пределах абс. отм. 40–60 м. В бассейнах верхних течений рек Самах-Юрях, Егор-Юряге, Куча-Юрях, Степан-Унгуохтах-Юрях и в бассейнах левых притоков р. Хастах-Ангара они выполняют долины рек и покрывают водоразделы в границах абс. выс. 80–90 м. На дневную поверхность средне-верхнелепесточеновые озёрно-аллювиальные и озёрные отложения выходят в бассейнах рек Степан-Унгуохтах-Юрях и Хастах-Ангара, а в остальных местах они перекрыты плащом едомных ледовых образований, вскрываясь лишь в бортах речных долин. Представлены озёрные и озёрно-аллювиальные отложения мелкозернистыми песками, желто-серыми и серыми, с неотчетливой или косой слоистостью. Пески иногда обогащены хорошоокатанными рассеянными гальками кремнистых пород, кварца, песчаников. В основании разреза встречаются прослой галечников, состоящие из плохоокатанных галек местных песчаников [46]. По данным, полученным из тех же осадков, на сопредельном к западу листе состав диатомовой флоры указывает, что накопление осадков происходило в пресноводных бассейнах, вначале более холодных, олиготрофных, позже, в связи с потеплением климата, эвтрофность возрастает. Характер спорово-пыльцевых спектров также указывает на более холодные условия в начале формирования осадков и на потепление климата ко времени формирования верхней части разреза [47, 48, 42].

Формирование этих отложений, видимо, происходило в пределах мелко-водного, сильно опресненного бассейна подтопления, предположительно, в течение среднего неоплейстоцена и казанцевского времени позднего неоплейстоцена. Мощность данных отложений достигает 10 м [46].

Верхнее звено

Образования верхнего звена широко распространены на рассматриваемой территории и представлены широким спектром осадков различного генезиса. На площади листа развиты отложения муруктинского, каргинского и сартанского возрастов.

Муруктинский горизонт, нижняя часть. Озёрно-аллювиальные и аллювиальные образования нижней части муруктинского горизонта ($la, aIII_{mr}^1$) слагают основание дельты Лены. Они залегают на средне-верхнелепистоценовых аллювиально-морских, аллювиальных и озёрно-аллювиальных образованиях и перекрываются лдяистыми породами едомного комплекса и аллювиально-морскими каргинскими и голоценовыми отложениями. Данные осадки вскрываются в береговых обрывах крупных островов дельты Лены. Они слагают нижнюю часть разрезов островов Арга-Муора-Сисе, Курунгах-Сисе, Собо-Сисе и др. Представлены эти отложения песками серыми мелко-среднезернистыми, горизонтально- и косослоистыми, с прослоями песков, обогащёнными растительными остатками, иногда с линзами гравия. В основании берегового обрыва о-ва Курунгах-Сисе залегают пачка мелкозернистых, сортированных, желтовато-серых кварцевых песков. Слоистость преимущественно горизонтальная, иногда волнистая. Между прослоями песков встречаются более серые и тонкие песчаные алевроиты, подчеркивающие горизонтальную слоистость. В нижней части разреза иногда встречаются линзовидные прослои переслаивания песка и алевроита с тонким растительным детритом. Возраст растительных остатков определен для радиоуглеродного метода датирования >52070 л. н., возраст песков по образцам из нижней половины песчаной толщи, определенный методом IRSL, составил от 88 до 65 тыс. лет [176].

В спорово-пыльцевых спектрах песков господствует пыльца кустарниковых форм березы и ольхи. В древесной группе встречаются единичные зерна пыльцы гаплоидных и диплоидных сосен, ольхи и березы. В группе трав преобладает пыльца вересковых и злаков. Споры представлены в основном сфагнумом, единичным плауном и плауном сибирским. Микрофаунистический и диатомовый анализы отложений показали, что морская микрофауна в этой толще отсутствует. Диатомовая флора повсеместно пресноводная, типичная для относительно холодных, хорошо аэрируемых бассейнов. Среди диатомовых встречаются виды, характерные как для быстротекущих вод, так и для спокойных озёрных обстановок [36, 187].

Мощность отложений достигает 22 м [8].

Муруктинский горизонт. Отложения муруктинского горизонта на площади листа представлены аллювиальными ($aIII_{mr}$) и едомными ($L_{ed}III_{mr}$) образованиями.

Муруктинский аллювий ($aIII_{mr}$) на картируемой акватории предполагается по аналогии с примыкающими с востока и северо-востока листами [37]. Аллювиальные отложения муруктинского горизонта предполагаются по сейсмоакустическим данным в пределах основных палеодолин на шельфе. Выходы их на поверхность дна достоверно не установлены и донным пробоотбором эти осадки не вскрыты. Аллювиальные отложения муруктинского горизонта залегают в палеодолинах, врезанных в осадки среднелепистоцен-казанцевского возраста. Волновая картина этого комплекса представлена хаотической или слоистой сейсмомонограммой, мощность слоев составляет 1–2 м. Ввиду отсутствия как датировок, так и микрофаунистических данных, возраст отложений определен по положению в

разрезах. Отложения скорее всего представлены песками желтовато-серыми, реже буровато-серыми средне- и мелкозернистыми. В основании разреза возможны линзы галечников и гравия. Мощность – до 15 м.

Муруктинские едомные образования ($L_{ed}III_{mr}$) выделены на картируемой площади в СПК-С₂. Они выходят на поверхность дна в пределах безымянной банки на западе листа и в пределах обширного Семёновского мелководья на востоке (рис. 6) [138]. Нижний контакт сейсмически не охарактеризован, предполагается, что отложения СПК-С₂ залегают на поверхности морских образований среднего неоплейстоцена–казанцевского горизонта. Волновая картина акустически прозрачная и полупрозрачная, местами наблюдаются единичные короткие отражающие площадки. Судя по интенсивной отражающей границе в кровле этого СПК, отложения могут быть представлены уплотненными песчаными образованиями, вероятно, мерзлыми. Подобный литологический состав хорошо коррелируется с результатами донного пробоотбора, показывающего преобладание песчаных отложений в пределах описанных выше банок.

Мощность едомных отложений достигает 60 м.

Каргинский горизонт. Отложения каргинского горизонта на площади листа представлены аллювиальными ($aIII_{kr}$), аллювиально-морскими ($amIII_{kr}$) и морскими ($mIII_{kr}$) осадками.

Каргинский аллювий ($aIII_{kr}$) на рассматриваемой территории имеет незначительное распространение. Аллювиальные отложения, относимые к каргинскому времени, слагают террасу высотой 40–50 м и наблюдаются по левому берегу р. Оленёк между устьями рек Джюсюн и Табын, а также по правому берегу в районе р. Ханга-Юряге. Формировались данные отложения скорее всего в условиях подтопления долины Оленёка в каргинское время. Каргинский аллювий представлен переслаивающимися между собой горизонтами (мощностью от 1 до 3,5 м) мелко- и среднезернистых песков, супесей и суглинков, содержащих маломощные прослои и линзы мелкого галечного материала преимущественно глинистых и карбонатных пород. Встречаются также прослои и включения торфа, линзы и клинья льда [46]. К каргинским данные отложения отнесены по положению в разрезе и по сопоставлению с аналогичными осадками на сопредельных территориях, где они были выделены по радиоуглеродным датировкам, данным спорово-пыльцевого анализа и находкам костей млекопитающих.

Мощность каргинского аллювия достигает 30 м.

Аллювиально-морские образования каргинского горизонта ($amIII_{kr}$) развиты в дельте р. Лена. Каргинские аллювиально-морские отложения залегают на нижнемуруктинских озёрно-аллювиальных и аллювиальных осадках, образованиях ледового комплекса верхнемуруктинско-сартанских едомных образований (в который они вложены), плиоцен-нижнеоплейстоценовых отложениях, доплиоценовых породах, возможно, на средне-верхнеоплейстоценовых аллювиально-морских, аллювиальных и озёрно-аллювиальных образованиях, и перекрываются современными озёрно-болотными и аллювиальными осадками. Отложения, формировавшиеся в более мористой обстановке, слагают верхнюю часть разреза на островах Арга-Муора-Сисе, Малыга-Сисе, Джепириес-Сисе и

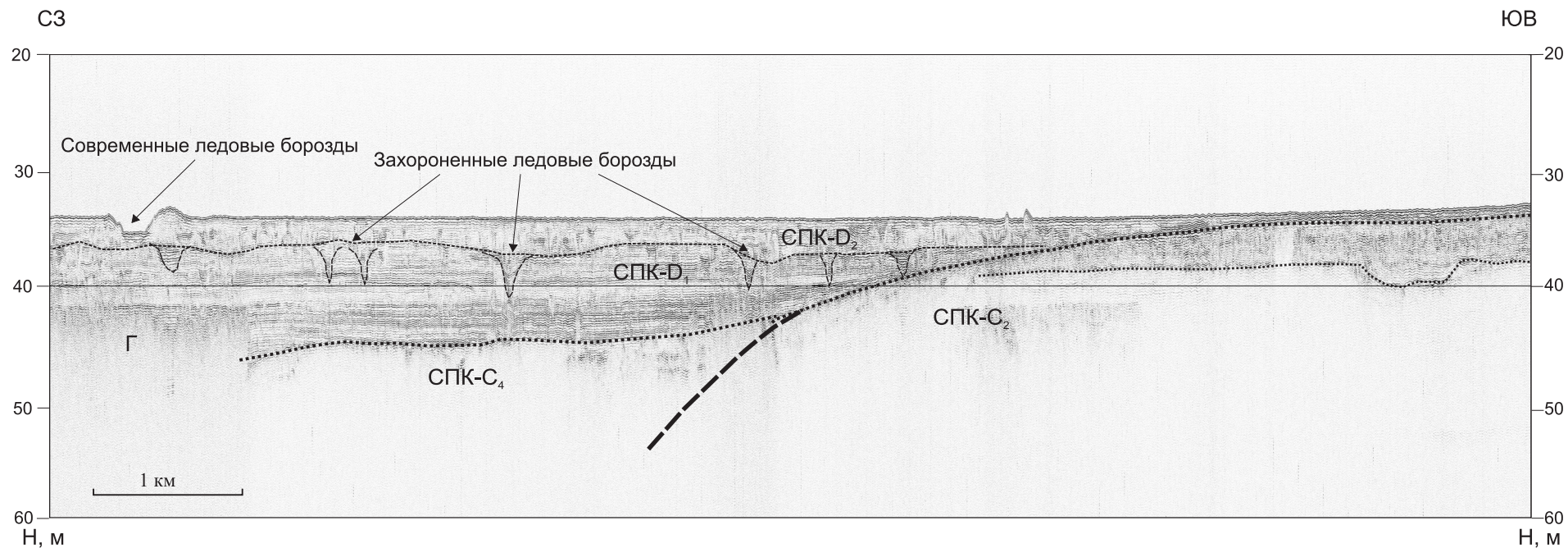


Рис. 6. Фрагмент сейсмоакустического профиля S-011 (Рекант П. В., в печати), иллюстрирующий характер соотношений выделенных сеймостратиграфических подкомплексов на западном склоне Семёновской банки. СПК-С₄ и СПК-С₂ – едомые образования муруктинского и сартанского горизонтов, СПК-Д₁, СПК-Д₂ – морские отложения раннего и позднего голоцена соответственно. В левой части рисунка наблюдается область развития газонасыщенных осадков (Г).

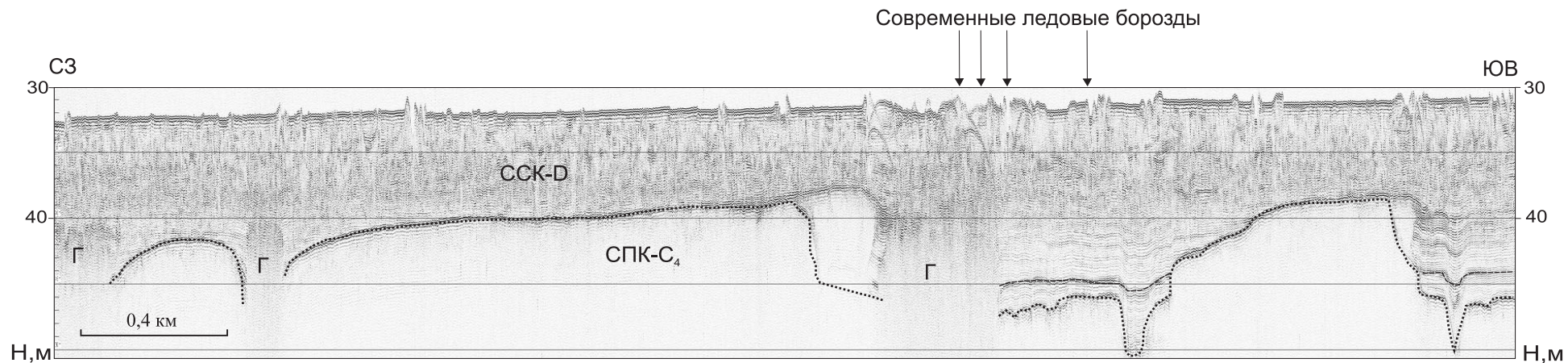


Рис. 7. Фрагмент сейсмоакустического профиля S-031 (Рекант П. В. и др., 2009), иллюстрирующий залегание морских голоценовых отложений (ССК-D) на размытой поверхности едомных сарганских образований (СПК-С₄). Наблюдаются интервалы газонасыщенных осадков (Г).

др., прислонённой террасой окаймляют аллювиально-морскую плиоцен-нижнеоплейстоценовую толщу на о-ве Сардах-Хайа. В прибрежной части каргинского палеобассейна аллювиально-морские отложения вложены в ледовый комплекс верхнемуруктинско-сартанских едомных образований, на нижней части которого они (часто с размывом) залегают. Необходимо отметить, что на карте второго поколения [36] каргинские отложения отдельно не выделялись, а показывались в составе нерасчленённого криогенного комплекса, формировавшегося с позднемуруктинского по сартанское время включительно. Р. О. Галабала (1980ф) выделил в верхнемуруктинско-сартанских образованиях ледового комплекса дельты Лены следующие четыре пачки (снизу вверх):

- 1 – нижние льдистые оторфованные суглинки;
- 2 – суглинки плотные с растительными остатками;
- 3 – пески грязно-серые;
- 4 – верхние льдистые суглинки и супеси с торфом.

По положению в разрезе, запредельным радиоуглеродным датировкам первой пачки, а также по очень бедным спорово-пыльцевым комплексам её возраст определен как позднемуруктинский [36]. Вторая и третья пачка значительно менее льдисты, чем нижняя, лед присутствует в основном в виде вертикальных клиньев. Значительное количество растительных остатков, спорово-пыльцевые спектры отложений с относительно теплолюбивыми растениями, а также данные абсолютного возраста со значениями $39\ 000 \pm 3400$ лет (МАГ-538) до $33\ 600 \pm 1700$ (МАГ-541) [36, 187], от 44 до > 45 тыс. лет, по данным радиоуглеродного (AMS) анализа [176], позволяют датировать вторую и третью пачки каргинским интервалом. Четвертую пачку Р. О. Галабала [187] условно отнес к сартанскому горизонту, что нашло подтверждение в последних работах – по отложениям из этой части разреза на о-ве Курунгнах получена датировка в 17 тыс. лет [176].

В данной работе каргинские аллювиально-морские отложения выделены отдельным стратиграфическим подразделением, каргинский интервал (вторая и третья пачка) в ледовом комплексе показан отдельно как прибрежная часть единой аллювиально-морской толщи.

В целом каргинская аллювиально-морская толща характеризуется увеличением количества аллохтонного торфа и растительных остатков в песках в южной (прибрежной) части дельты и заметным опесчаниванием разреза с уменьшением количества растительного детрита в северном (мористом) направлении. При этом в южной части дельты, среди прослоев песков и торфа встречаются линзы, обогащенные гравием и галькой, а иногда и стволами деревьев [36].

Верхняя часть разреза на островах Арга-Муора-Сисе, Малыга-Сисе, Джепириес-Сисе (относящаяся к мористой части каргинского алювиомариния) представлена песками, среди которых присутствуют слои, обогащенные растительными остатками, линзами торфов и прослоями супесей. Пески преимущественно хорошо сортированные, в них присутствует косая и горизонтальная слоистость бассейнового типа [8]. По данным А. И. Гусева [197], на восточном склоне о-ва Арга-Муора-Сисе (по протоке Мал. Туматская), по правому берегу протоки Кириэстээх и в обнажении

останца Джепириес в нижней части разреза залегают хорошо сортированные мелкозернистые кварцевые пески с морскими диатомовыми водорослями следующих видов: *Coscinodiscus moelleri* var. *macroporus* Grum., *C. sp.*, *Grunowiella gemmata* (Grum.) V. N., *Yemialulus sp.*, *Melosira sulcata* var. *sibirica* Grum., *M. sulcata* var. *biseriata* Grum., *M. sulcata* var. *renulata* Grum., обломки *Centralts*. Здесь же спикулы морских губок, жгутиковые *Dictyocha navicula* var. *biapiculata*. В верхних горизонтах песков появляются следующие виды диатомовых водорослей: *Eunotia fallat* var. *gracilima* Krasske, *E. papilio* (Grum.) Hust., *E. praerupta* Ehr., *E. suecica* A. Cl., *E. motodon* Ehr., *E. parallela* Ehr., *E. sp.*, *Epithemia sp.*, *Fragilaria leptostauron* (Ehr.) Hust., *Nitzschia sp.*, *Pinnularia sp.* [197].

Новые материалы принесли совместные российско-германские научные исследования по проекту «Природная система моря Лаптевых». В 2006 г. на о-ве Турах, на берегу Арынской протоки, в 10-метровой скв. Tur-2 вскрыты мелкие и средние хорошо сортированные пески с растительными остатками и редкими органическими прослойками. Встречающиеся ледяные жилки имеют толщину до нескольких мм. У устья скважины близ уреза воды (по размытому склону, перекрытому голоценовыми отложениями) возраст песков составляет 15,5 тыс. лет, на забое скважины на глубине 9,5 м ниже уреза воды – более 52 тыс. лет. Девять радиоуглеродных (AMS) датировок показывают постепенное омоложение возраста отложений от забоя к устью скважины. В верхнем интервале (1 м от устья) разреза скважины датировки резко омолаживаются от 28 до 15,5 тыс. лет. Таким образом, выяснено, что формирование данной толщи песков происходило постепенно, в рамках всего каргинского времени. Пыльца в песках из скважины практически отсутствует [175].

С восточной стороны о-ва Сардах-Хайа каргинские аллювиально-морские отложения слагают террасу высотой от 15 до 10 м, с постепенным уменьшением высоты в восточном направлении. Отложения представлены мелкозернистыми кварцевыми песками, желтовато-серыми, волнисто- и горизонтальнослоистыми, с прослоями алевритов. Пески и алевриты однородны по всей толще видимой мощностью 8 м. В горизонтально расчищенных площадках вскрывается текстура слабого течения и волнения. Результат радиоуглеродного датирования остатков растительного детрита показал возраст $\geq 41\ 700$ лет назад (ЛЮ-4890). ОСЛ-датирование этих же отложений показало возраст $45,6 \pm 3,5$ тыс. лет (RLQG 1755-027) [8].

Отложения прибрежной части каргинских аллювиально-морских отложений обнажаются в береговых обрывах островов Харданг-Сисе, Собо-Сисе, Курунгах-Сисе, Джангылах-Сисе и ряде других более мелких островов. Они залегают как на образованиях ледового комплекса (его нижней, верхнемуруктинской части), так и на нижнемуруктинской песчаной толще, а перекрываются плащом льдистых суглинков сартанского горизонта. Нижняя часть разреза сложена плотными суглинками с растительными остатками, она вскрывается рядом скважин на о-ве Харданг-Сисе и к северу от него по Арынской протоке. Отложения значительно менее льдисты, чем подстилающие их верхнемуруктинские суглинки, в них почти отсутствуют линзы торфа [187]. Верхняя часть разреза представлена песками желтовато-

серыми мелкозернистыми, иногда разномзернистыми, буровато-серыми кварц-полевошпатовыми волнисто-, косо- и горизонтальнослоистыми, насыщенными органическими остатками, в том числе обломками стволов ели. Местами они включают крупные линзы песков сизого цвета горизонтальнослоистых, сильно насыщенных органическими остатками, в том числе и линзами торфа. По стволу дерева из данной пачки получен абсолютный возраст $34\ 000 \pm 1500$ лет (МАГ-552). Палинологические спектры из обеих пачек указывают на их принадлежность к каргинскому горизонту [187].

Мощность каргинских аллювиально-морских отложений достигает 27 м.

Непосредственно в пределах картируемой части шельфа сейсмоакустическими данными морские каргинские отложения (mIIIkr) не установлены. Они выделяются по аналогии с континентальными разрезами и примыкающим с северо-востока листом Т-53–56 [37], где они выделены в СПК-С₃. Отложения залегают на морских отложениях казанцевского горизонта и едомных отложениях муруктинского горизонта и перекрываются аллювиальными и едомными отложениями сартанского горизонта, а также морскими отложениями голоцена. Мощность в границах листа предполагается до 12 м.

Сартанский горизонт. Отложения сартанского горизонта на площади листа представлены аллювиальными (aIIIsr), едомными (L_{ед}IIIIsr) осадками.

Едомные отложения сартанского горизонта (L_{ед}IIIIsr) выделены по сейсмоакустическим данным (СПК-С₄) на акваториальной части листа из состава нерасчлененного на суше верхнемуруктинско-сартанского комплекса отложений (рис. 7). Отложения залегают на поверхности морских и озерных каргинских, едомных муруктинских отложений и перекрыты морскими образованиями голоцена. Волновая картина СПК-С₄ акустически прозрачная с мощной отражающей поверхностью в кровле. Для СПК-С₄ характерно широкое развитие термокарстовых котловин в его кровле [138]. Литологический состав предполагается по аналогии с едомными сартанскими отложениями суши. В составе этого комплекса следует ожидать преимущественно синкриогенного генезиса пылеватые осадки, а также пески и супеси с сингенетичными полигональными жильными льдами. Мощность едомных отложений достигает 40 м.

Аллювиальные отложения сартанского горизонта (aIIIsr) предполагаются, по сейсмоакустическим данным, на шельфе, где они слагают комплекс заполнения палеодолин, врезанных в морские каргинские отложения и перекрываются морскими отложениями голоцена. Непосредственно в пределах картируемой области из-за достаточно низкого качества сейсмоакустических данных, получить информативную волновую картину этого комплекса не удалось. Для описания используются сейсмоакустические характеристики коррелятных отложений по смежным областям шельфа [37]. Здесь зафиксировано несколько частично погребенных палеодолин, пересекающих весь шельф и продолжающихся на континентальном склоне подводными каньонами. Хаотическая или косослоистая сейсмозапись дает возможность предполагать в составе комплексов их заполнения аллювиальные фации. Подобные характеристики отложений с

соответствующими поправками можно предположить и на картируемой области. Возраст отложений определен по положению в разрезе. Отложения скорее всего представлены песками и алевроитами средне- и мелкозернистыми. Мощность – до 10 м.

Муруктинский (верхняя часть) и сартанский горизонты нерасчлененные. Нерасчленённые образования верхней части муруктинского и сартанского горизонтов на рассматриваемой территории представлены комплексом едомных отложений ($L_{ed}III_{mr}^2-sr$). Эти отложения широко развиты на территории листа в континентальной части и в пределах дельты Лены и Оленёка.

В восточной, континентальной части листа, в бассейне р. Хастах, льдистые отложения слагают восточную окраину аккумулятивной Уэленской равнины высотой до 80–90 м. Они залегают на дочетвертичных породах, образованиях среднего и верхнего неоплейстоцена и перекрываются современными аллювиальными и озёрно-болотными осадками. Эти образования представлены льдистыми серовато-коричневыми и темно-серыми суглинками, супесями, алевроитами, иногда глинами, часто песчаными, иногда в них встречаются прослойки песков. Они разбиты многочисленными сингенетическими прожилками и жилами льда, толщина которых варьирует от первых миллиметров до нескольких метров. Характерная для этой толщи льдистость представлена в виде мелких горизонтальных и разнонаправленных прожилков – шлиров сегрегационного и инъекционного льда и мощных ледяных жил, образующих в плане полигональную решетку. Мощность жил льда 2,5–3,0 м, реже до 4–5 м. Прослеживаются они на глубину до 15–20 м. Едомные образования формировались в перигляциальных условиях и имеют сложный генезис. Окончательной общепринятой точки зрения о генезисе данных образований до сих пор нет. Предположительно, они формировались в результате комплекса золых, озёрных, озёрно-болотных, аллювиальных, озерно-аллювиальных, нивационных и солифлюкционных процессов. Иногда в них встречаются линзы льда значительных размеров – реликты погребенных замерзших водоемов. Спорово-пыльцевые спектры данных отложений бедные. Диатомовая флора пресноводная, холодолюбивая. Для льдистой толщи Северо-Сибирской низменности характерно содержание многочисленных костных остатков крупных млекопитающих верхнепалеолитического комплекса с мамонтом позднего типа [36].

В дельте Лены отложения ледового комплекса представлены льдистыми суглинками и супесями. В ряде разрезов они разделены на две пачки каргинскими аллювиально-морскими отложениями. Нижняя часть разреза представлена темно-серыми горизонтальнослоистыми суглинками с прослоями глин, обогащенных растительными остатками. Вся толща сильно льдистая. Лед представлен в виде мелких горизонтальных и вертикальных прослоев, мощность вертикальных прожилков составляет 5–10, реже до 30–35 см. Местами встречаются линзы слоистого льда мощностью от 2,0 до 3,5 м и протяженностью до 30 м. В спорово-пыльцевых спектрах этих отложений пыльца резко преобладает над спорами. Среди древесных отмечена пыльца белой березы (до 60%), ольхи (до 27%), сосны и ели. Среди

спор господствуют мхи, плаунки и плауны. Диатомовая флора представлена бореальными, арктобореальными и североальпийскими видами и отражает пресноводную среду умеренно холодных неглубоких водоемов [36].

В верхней пачке наиболее часто встречаются остатки фауны верхнепалеолитического комплекса – мамонта позднего типа, бизона, кабаллоидной лошади, северного медведя, оленя и лося. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает древесная пыльца (70–76%), среди которой доминирует пыльца кустарниковых форм березы (34–43%) и ольховника (38–43%), присутствует пыльца древовидной березы (6–11%), ольхи (5–9%), ели (1–2%) гаплоидной сосны (2–5%). В группе трав (10–25%) преобладают злаки, среди спор (4–4,5%) встречены папоротники и сфагнум. Диатомовые водоросли по составу более богаты, чем в нижней пачке. Возрастает количество донных форм и обрастания, уменьшается количество планктонных диатомей. Верхи разреза верхней пачки сложены суглинками серыми, льдистыми без прослоев торфа. Растительные остатки в виде тонкой трухи наблюдаются по плоскостям наслоения. Прослой песков встречаются редко. Лед в виде вертикальных сингенетических жил пронизывает всю пачку. Размер стороны ледяной решетки по внутреннему периметру равен 6,5–7,0 м, мощность ледяных жил 2,5–3,0 м. В восточной части дельты Лены (о-в Босхо-Хая) вся пачка мощностью 14,5 м на 75–80% состоит из льда. Суглинки во льду залегают в виде узких (2–3 м) слоистых вертикальных столбов высотой до 14 м. Здесь разрез отличается резким обеднением спорово-пыльцевых спектров. На о-ве Харданг-Сисе в 4,5 м от основания пачки в песках обнаружены только переотложенные мезозойские пыльца и споры, а диатомовая флора представлена единичными пресноводными холодолюбивыми видами. Верхняя часть разреза пачки (7,0 м), залегающей над почти немymi песками с галькой, представлена супесями и суглинками горизонтально- и волнистослоистыми, которые вверх сменяются преимущественно льдами, аналогичными вскрытым на о-ве Босхо-Хая, мощностью 2–3 м. Они перекрыты маломощным (0,5–0,7 м) слоем суглинков или торфом. Эта часть разреза также отличается обедненным спорово-пыльцевым спектром [36].

По последним OSL-датировкам, формирование едомного ледникового комплекса на суше и в прибрежной части началось примерно 60 тыс. лет назад, в позднемуруктинское время [8] и завершилось в конце сарганского времени. Мощность едомных отложений достигает 50–60 м.

Голоцен

Отложения голоцена представлены аллювиальными (aH), озерными и болотными (l,pH), дельтовыми аллювиально-морскими (am_dH), аллювиально-пролювиальными (apH) образованиями, морскими (mH), а также аллювиальными (aH¹), волновыми (mvH) и дельтовыми аллювиально-морскими (am_dH¹) отложениями нижней части голоцена, и морскими, аллювиальными и дельтовыми аллювиально-морскими осадками верхней части голоцена (mH², aH² и am_dH²).

Аллювиальные отложения нижней части голоцена (aH¹) слагают первую надпойменную террасу высотой от 4 до 20 м

[41, 46]. В большинстве случаев терраса аккумулятивная, сложена пере-слаиванием песков, супесей, суглинков, часто со значительной примесью растительных остатков и торфов. Пески преимущественно мелкозернистые или разномерные желтовато-серые, реже буровато-серые косо-, линзо- и горизонтальнослоистые с суглинистыми прослойками и растительным детритом по наслоению. Торф осоково-гипновый, слабообразовавшийся, минерализованный, иногда с древесными остатками. Он залегают в виде линзовидных пластов и часто замещается по простиранию суглинками, супесями или песками. Повсеместно в отложениях террасы развиты ледяные клинья длиной до 6–7 м, шириной в верхней части до 3 м и сегрегационные льды мощностью до 2 м. Кроме того, встречаются линзы замерзших и погребенных мелких озер и стариц. Для разреза первой террасы характерны скопления древесины в виде стволов и веток деревьев. Вблизи кряжей Чекановского и Приморского в аллювии встречаются прослои и линзы гравийно-галечного материала. На побережье Быковской протоки дельты Лены первая терраса сложена галечниками и разномерными песками с галькой и гравием. Галька и гравий представлены в основном местными породами, встречаются молочно-белый кварц, темно-серые кремни и кварциты. В целом состав образований первой террасы однообразный. Спорово-пыльцевые спектры отложений террасы отражают существование кустарниковой тундры с примесью лесных элементов. Они характеризуют условия более теплые, чем современные. Радиоуглеродные датировки отложений террасы (5000–9000 лет), палинокомплексы и геоморфологическое положение террасы позволяют датировать основную часть разреза ранне-голоценовым временем [36].

Мощность раннеголоценового аллювия достигает 20 м [41, 45].

Аллювиально-морские образования дельтовой фации нижней части голоцена (am_dH^1) формируют участок дельты р. Лена вдоль Арынской и Мал. Туматской проток между островами Арга-Муора-Сисе, Харданг-Сисе, Курунгнах-Сисе и Малыга-Сисе. Данные отложения были выделены по многочисленным радиоуглеродным датировкам, полученным в последние годы в ходе совместных российско-германских научных исследований по проекту «Природная система моря Лаптевых». Они залегают на нижнемуруктинских озёрно-аллювиальных и аллювиальных отложениях, каргинских аллювиально-морских осадках и дочетвертичных породах. Возраст отложений, слагающих данный участок дельты, составляет от 5 до 8 тыс. лет, они слагают аллювиально-морскую террасу высотой 5–8 м, прорезанную протоками на значительное количество островов. Представлен раннеголоценовый алювиомариний песками, часто со значительным количеством растительных остатков, сильно опесчаненными осоково-гипновыми торфами, слабообразовавшимися, часто с древесными остатками, с прослоями супесей, суглинков и песков, сильно обогащенных растительными остатками. Пески преимущественно мелкозернистые или разномерные желтовато-серые, реже буровато-серые косо-, линзо- и горизонтальнослоистые с суглинистыми прослойками и растительным детритом по наслоению. Среди отложений иногда встречаются обломки стволов и веток деревьев. Мощность отложений – до 10 м.

Аллювиальные отложения верхней части голоцена (aH^2) слагают русла, высокую и низкую поймы рек Лена и Оленёк, а также проток их дельт. Отложения русловой фации в пределах возвышенностей представлены галечниками и гравийниками, на равнинной части – песками, супесями, песками с гравием и галькой. Аллювий низкой поймы – горизонтально- и косослоистыми песками желтовато-серыми и мелкозернистыми и супесями, часто илистыми, с прослоями и линзами намывного растительного детрита и торфа. Отложения старичной фации представлены суглинками и супесями с растительным детритом, торфами, с эпигенетическими жилами льда. Высокая пойма сложена супесями и мелкозернистыми илистыми песками, горизонтально- и косослоистыми серыми, с линзами торфов, с остатками древесины и клиньями льда. Вблизи выходов коренных пород в аллювий поймы встречаются прослои галечников и гравийников, преобладают пески. Пойменные отложения включают богатый комплекс современных пресноводных диатомей. Спорово-пыльцевые спектры характеризуют ландшафты, аналогичные современным. Радиоуглеродные их датировки 4000 лет и моложе. Мощность аллювийной поймы и русла колеблется от 2–5 до 15–16 м во впадинах дельты Лены [36].

Морские волновые нижнеголоценовые отложения (mvH^1) выделены на юге экваториальной части листов по сейсмоакустическим данным (СПК- D_1) [138]. Образования залегают на поверхности муруктинских, сартанских едомных образований, а также на аллювиально-морских каргинских образованиях. Волновая картина подкомплекса акустически слоистая. Внутренние рефлекторы в нижней части пачки образуют несогласие по типу трансгрессивного налегания (рис. 7). Мощность – до 10 м. В составе предполагаются пески и алевриты с прослоями глинистого материала и раковинным детритом.

Морские образования верхней части голоцена (mH^2) слагают низкие аккумулятивные террасы, небольшие острова, отмели, осушки, бары и пляжи. Представлены эти отложения песками, алевритами, песками с прослоями галечников, галечниками, с примесью растительного детрита и раковинами морских моллюсков. Часто в этих отложениях присутствуют обломки плавника. По растительным остаткам из данных отложений получены радиоуглеродные датировки. На юго-западном побережье залива Куба по растительным остаткам из террасы высотой 5–8,5 м получена датировка 3620 ± 60 л. н. Мощность морских позднеголоценовых образований – от 2 до 4 м.

На экваториальной части образования выделены в СПК- D_2 , который согласно залегают на СПК- D_1 . Волновая картина подкомплекса отличается от подстилающего СПК- D_1 более хаотичной записью и наличием большого количества современных и захороненных ледовых борозд. Современные формы представлены зияющими бороздами глубиной до 2–4 м (рис. 7) и шириной до 40 м. Они также хорошо идентифицируются по данным гидролокатора бокового обзора в виде линейных, кольцевых и криволинейных борозд. Захороненные ледовые борозды наблюдаются в виде V-образных канав, заполненных слоистыми осадками. Их количество заметно уменьшается вниз по разрезу. На глубинах ниже 5 м от поверхности дна

захороненные борозды не регистрируются. Как известно, ледовые борозды в современных морских условиях образуются в результате дрейфа стамух и восторошенных льдов. Оба этих процесса взаимосвязаны и происходят на определенных глубинах от 10 до 50 м в полосе, располагающейся между движущимся паковым льдом и припаем [169]. Таким образом, стратиграфический уровень появления захороненных ледовых борозд, фиксируемых в разрезе, может служить маркером достижения трансгрессирующим морем глубины, достаточной для активного торошения и образования стамух (10–20 м) [138].

Голоценовые аллювиально-морские отложения развиты у восточной, прибрежной кромки листа и представлены образованиями дельтовой фации (am_dH).

Позднеголоценовые аллювиально-морские образования дельтовой фации (am_dH^2) формируют восточную часть дельты Лены (к востоку от Бол. Туматской протоки). Данные отложения были выделены по радиоуглеродным датировкам, их возраст составляет от 500 до 5 тыс. лет, они слагают аллювиально-морскую террасу высотой 5–8 м, прорезанную протоками на большое количество островов. В целом они схожи с раннеголоценовыми аллювиально-морскими отложениями и представлены песками, песками с растительным детритом, супесями, сильно опесчаненными торфами со слабо разложившимися растительными остатками, часто с древесными остатками, с прослоями супесей, суглинков и песков. Пески преимущественно мелко- и тонкозернистые желтовато-серые, серые волнисто- и горизонтально-слоистые, косослоистые. В отложениях часто встречаются обломки древесины. Мощность отложений – до 8 м.

Морские образования голоцена (mH) установлены в северной части территории листа. Здесь они объединены в ССК-D, характеризующийся акустически слоистой записью, с выдержанными по латерали внутренними рефлекторами. ССК-D залегает на поверхности морских и озерных каргинских, едомных муруктинских и сартанских отложений. Литологический состав голоценовых отложений предполагается на основании донного опробования. Практически повсеместно морские голоценовые осадки представлены темно-серыми илами, алевролитами, с тонкими горизонтальными прослоями и линзами разнозернистых песков в нижней части разреза и растительного детрита. Мощность – до 10 м.

Аллювиально-морские образования дельтовой фации (am_dH) формируют дельту р. Оленёк и представлены специфическими минерально-органогенными осадками. Они представлены переслаиванием неразложившихся растительных остатков (до 95% от объёма, в основном зелёных мхов и осок с примесью древесины) с алевролитами и песками. Слоистость осадков горизонтальная и волнистая, что указывает на отложение их в бассейне. Формирование этих осадков связано с повышенным уровнем приёмного водоёма – моря Лаптевых, которое и определяло процессы осадконакопления, в частности осаждение специфических органо-минеральных отложений в условиях пресноводных бассейнов, отчленённых от морского бассейна значительными массивами островов – останцов ледового комплекса пород, в настоящее время в значительной

мере исчезнувших [8]. По растительным остаткам из аллювиально-морских отложений, слагающих дельту р. Оленёк, в протоке Кубалах-Уэся получены следующие радиоуглеродные датировки – 2950 ± 60 л. н. с глубины 1,15 м от поверхности первой террасы и 3450 ± 60 л. н. (ЛУ-6150) с глубины 1,8 м. Видимая мощность отложений – до 10 м.

Аллювиальные образования (аН) слагают первую надпойменную террасу, высокую и низкую поймы, ложа русел рек и ручьев. Нерасчлененные аллювиальные образования голоцена показаны на карте на тех участках, где, ввиду малого масштаба карты, невозможно выделять ранне- и позднеголоценовый аллювий отдельно. Это аллювиальные образования рек Оленёк, Хастах, Чарчык и др. Высота первой надпойменной террасы обычно 4–6 м, иногда достигает 20 м. В большинстве случаев терраса аккумулятивная. Она сложена песками, супесями, суглинками, часто с прослоями и линзами опесчаненных торфов. Иногда терраса практически полностью сложена опесчаненными осоково-гипновыми торфами, со значительным количеством древесных остатков и ледяными клиньями. Пески мелкозернистые или разнозернистые серые, буровато-серые, реже темно-серые косо- и горизонтальнослоистые. В них присутствуют прослои, обогащенные растительным детритом. В долине р. Келимяр отложения первой надпойменной террасы представлены галечниками, сложенными галькой местных пород. Пойменные террасы высотой 1–3 и 3–5 м, вытянуты вдоль русел рек и прислонены к первой надпойменной террасе. Они сложены мелкозернистыми песками и алевроитами, горизонтально- и косослоистыми, темно-серого и желтовато-серого цвета, часто с примесью растительного детрита. Русловые отложения представлены песками, песками с гравием и галькой. В пределах кряжей, в русловой фации преобладают галечно-гравийные отложения, а в пойменной – пески. В спорово-пыльцевых комплексах преобладает пыльца трав, присутствуют кустарниковые береза, ольха, ива, а также споры зеленых мхов. Возраст этих осадков определяется геоморфологическим положением в совокупности с характером спорово-пыльцевых комплексов. Мощность голоценовых аллювиальных отложений достигает 20 м.

Озерные и болотные отложения (I,рН) широко распространены практически по всей территории листа. В дельте Лены они формируют донные осадки озер в понижениях в поверхности каргинской аллювиально-морской равнины. Котловины озёр вытянуты с юго-юго-запада на северо-северо-восток. Они составляют вытянутые в том же направлении цепочки озер, зачастую горловинами объединенные в одно вытянутое озеро. Котловины озёр неглубокие – до нескольких метров, но в центральных частях их глубина иногда доходит до 30 м. Часто озёрные котловины состоят из серии слившихся озёрных ванн. Рельеф озерных котловин своеобразен. В каждой из них примерно половину площади занимает меководная полка глубиной до 1 м, ограничивающая глубокий провал в центре, хорошо видимый на аэро- и космических снимках. Крупнейшее из озёр – озеро Николай-Кюеле, образованное из четырех слившихся озёр, исследовано с помощью мелкого бурения и георадарного геофизического обследования, которое показало, что талик мощностью до 95 м образовался в

вечномерзлых породах под 10–30-метровой водной толщей после образования озера – чуть меньше 7000 л. н. [177]. Начало озёрного осадконакопления отнесено к рубежу 10 300 лет назад [168]. Отложения представлены песками слегка илистыми, мелкозернистыми желтовато- и буровато-серыми слабоглинистыми, с неясной горизонтальной и волнистой слоистостью. Пески включают линзы супесей и суглинков с растительными остатками, прослойки и линзы торфа, особенно в верхней части разреза. Местами в песках встречается мелкая галька. Обнаруженная в них диатомовая флора характерна для неглубоких пресноводных бассейнов. Мощность этих отложений обычно колеблется в пределах от 1,5–2 до 5 м.

В зоне развития едомных образований позднемуруктинско-сартанского ледового комплекса, содержащих жильные льды, эти образования выполняют многочисленные термокарстовые котловины. Представлены они глинистыми алевролитами, илами, песками, супесями, содержащими примесь растительного детрита, а также торфами и включают маломощные эпигенетические ледяные жилы. В разрезах осадков термокарстовых котловин от краевой части к центру часто наблюдается фациальный переход от песков и супесей к алевролитам и илам, венчается разрез обычно торфами мощностью от 0,5 до 3,5 м [206].

Состав диатомовой флоры свидетельствует, что накопление осадков происходило в мелких пресноводных замкнутых зарастающих водоемах [36]. Спорово-пыльцевые спектры нижней части этих отложений отражают существование кустарниковой тундры, в которой преобладали полыни, гречишные, злаки и разнотравье. Кустарники представлены ольховником и карликовой берёзой. Среди спор встречаются мхи, папоротники, редкие плауны и плаунки. Появление вверх по разрезу пыльцы древесных пород (ели, берёзы, ольхи и сосны) указывает на потепление в атлантическое время. На сопредельной к западу территории, радиоуглеродные датировки по растительным остаткам дают возраст от 3300 до 8600 лет [181]. Мощность озерно-болотных отложений достигает 5 м.

Неоплейстоцен, сартанский горизонт, верхняя часть–голоцен, нижняя часть

Нерасчлененные отложения верхней части сартанского горизонта и нижней части голоцена представлены о з ё р н о - а л л ю в и а л ь н ы м и о т л о ж е н и я м и ($IaIII_{sr}^2-H^1$). На картируемой площади они развиты незначительно. Они прослеживаются в бассейнах рек Хастах, Чарчък в западной части листа и на Быковском полуострове, в межгорной впадине в верховьях рек Эбелях-Юряге и Булункан-Юряге. Залегают они на верхнемуруктинско-сартанской едомной толще и на дочетвертичных породах. Представлены озёрно-аллювиальные отложения песками тонкозернистыми, горизонтально-слоистыми, алевролитами, супесями, иногда глинистыми, с прослойками глин, гравия, растительного детрита и торфов, местами в песках встречается мелкая галька. На сопредельной с запада территории палинологические спектры данных отложений довольно бедные, в группе трав и кустарничков преобладают злаки, осоки, верескоцветные

и разнотравье. Деревья и кустарники представлены редкими зернами пыльцы карликовой берёзы, древовидной берёзы, ольхи и иногда сосны. Среди спор присутствуют мхи и папоротники. В целом спорово-пыльцевые спектры отражают период постепенного улучшения климата от холодного сартанского времени к более тёплому голоценовому [181]. Возраст этих осадков определяется положением в разрезе в совокупности с характером спорово-пыльцевых комплексов. Мощность отложений – до 10 м.

Нерасчленённые образования

Делювиальные и солифлюкционные образования (d,s) развиты по склонам кряжей, бортам речных долин в местах выходов слаболитифицированных докайнозойских пород и на слаборасчленённых возвышенных водоразделах. Они представляют собой суглинисто-супесчано-щебнистый, с песком и дресвой плащ с поверхностью, осложнённый оплывами, натечными буграми и буграми пучения. Мощность делювиальных и солифлюкционных образований – 1–3 м, редко до 5 м.

Элювиальные и солифлюкционные образования (e,s) широко распространены по континентальной части рассматриваемой территории и приурочены к привершинным участкам водоразделов, их склонов, склонам хребтов. Они формируют маломощный покров (преимущественно из щебня и дресвы с супесчаным и песчаным заполнителем) на поверхности коренных пород, часто осложнённый формами термокарстового микрорельефа. Мощность этих образований – 1–3 м.

Элювиальные и делювиальные образования (e,d) развиты на водоразделах и склонах в верхней части кряжей Чекановского и Приморском и на слаборасчленённых водоразделах, окаймляющих восточную окраину Уэленской равнины, заходящую на площадь листа. На вершинных участках они представлены смесью щебня и дресвы местных коренных пород с супесями и песками, ниже по склону формируют маломощный супесчано-алевритистый покров с включениями щебня и дресвы. Мощность этих образований – 1–3 м.

Элювиальные отложения (e) развиты на относительно плоских и слабовыпуклых вершинах кряжей Чекановского и Приморском и на отдельных возвышенных равнинах в местах выходов коренных пород. Представлен элювий обломками местных пород – щебнем и дресвой с супесчаным заполнителем – и имеет мощность – до 3 м.

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Литологическая карта поверхности морского дна акватории листов S-51, 52 построена по данным гранулометрического анализа 200 проб, отобранных в течение двух полевых сезонов, из них 102 пробы отобраны дночерпателем и 98 – грунтовой трубкой. Также привлекались визуальные описания грунтов, которые послужили основным источником сведений о наличии включений в донных отложениях. Ввиду малого количества данных, в прибрежной части акватории использованы сведения о типах грунтов с морских карт (масштабы 1 : 200 000 и 1 : 500 000).

В пределы площади листов S-51, 52 входит мелководная юго-восточная часть моря Лаптевых, включая восточную часть Оленёкского залива и дельту р. Лена.

Рельеф дна акватории выровненный, сглаженный, с большим количеством песчаных банок. Глубины превышают 50 м в отдельных понижениях рельефа и лишь в северо-западной части листа глубины составляют более 60 м.

Суммарное направление движения вод в море Лаптевых предопределяется взаимодействием постоянных, приливно-отливных и дрейфовых течений, создающих достаточно сложную схему их движения. В целом течения носят циклонический характер: в западной части холодные воды движутся к югу, принося в море Лаптевых арктические (атлантические) и карские струи, встречающиеся с потоком распресненных вод из Хатангского залива и, смешиваясь с ним, образуют в середине западной части моря круговое движение вод с застойной зоной. В восточной части преобладает выносное движение к северу опресненных более теплых вод.

Современные терригенные отложения акватории представлены обводненными неуплотненными, иногда текучепластичными осадками с редкими включениями ракуши и ракушечного детрита. Донно-каменный материал представлен единичными находками гравия и гальки вблизи абразионных берегов. Цвет алевропелитовых осадков в основном с оттенками коричневого (серовато-, зеленовато-коричневые) и серого (зеленовато-, коричневатого-серые). Песчаные осадки преимущественно бурого и серо-бурого цвета.

Присутствие органического вещества (ОВ) в виде черных пятен, полос и прослоев свойственно как коричневым, так и серым слоям всех разрезов. В целом осадки содержат мало ОВ, некоторое увеличение его содержания на пути движения речных вод указывает на значительную роль рек в приносе органических остатков.

Особенностью данного района является наличие участков многолетней мерзлоты. Вопрос о наличии многолетнемерзлых пород на дне сибирских морей рассматривался в различных предшествующих работах [239]. Но мы можем лишь косвенно судить о наличии многолетнемерзлых пород, т. к. при изучении донных отложений наличие льда или каких-либо льдистых образований в пробах грунта не отмечалось. Однако на некоторых станциях опробования (менее 1 м) по глинисто-алевритовым отложениям, а также разуплотненный нижний слой осадка.

Источниками поступления терригенного материала в акваторию являются речной сток, волновая абразия и термоабразия берегов и дна, эоловый снос, ледовый разнос и размыв донных отложений течениями. Далеко не все эти источники равнозначны. Отличительной чертой данного бассейна является наличие почти круглогодичного ледового покрова, который заметно снижает влияние волнового воздействия на береговые образования, а также на дно. По этой же причине эоловый снос и ледовый разнос не играют особой роли в поставке осадочного материала.

В восточной части дельты р. Лена развит в основном аккумулятивный тип берега, созданный устьевыми процессами, в том числе дельтовыми. На западе широко распространены термоабразионные и термоденудационные берега. Широкое развитие рыхлых четвертичных отложений на побережье, представленных в основном песчаными и алеврито-песчаными разностями, дают много продуктов термоабразионного разрушения. По расчетам Д. С. Яшина [107], в море Лаптевых от абразии берегов поступает 80×10^6 т/год осадочного материала, что выше (по тем же расчетам), чем в другие арктические моря. Средняя скорость отступления аккумулятивных и дельтовых берегов в море Лаптевых – 0,5 м/год. Это определяет начальный ход осадкообразования в прибрежной зоне. Поставщиками осадочного материала в изученную акваторию являются реки Оленёк и Лена. Всего с речным стоком в море Лаптевых поступает $23,88 \times 10^6$ т/год взвешенного осадочного материала и $72,97 \times 10^6$ т/год растворенного, что составляет более 20% от всего взвешенного и растворенного материала, поступающего в арктические моря с речным стоком [107]. Речным стоком в акваторию выносятся в основном тонкодисперсный материал, основная часть более крупных частиц оседает в приустьевой части рек. Часть этого материала переносится вдольбереговыми потоками.

ОБРАБОТКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Гранулометрический состав является наиболее информативным признаком осадка для определения условий осадконакопления. Для изучения фракционной структуры донных осадков и оценки ее латеральной изменчивости построены схемы распределения основных фракций в осадке.

Песок. Максимальные концентрации песчаных частиц в осадках (содержание песка 75–80%) отмечаются в районах поступления осадочного материала в бассейн. Это в основном прибрежные мелководные зоны и

отдельные участки дна. Осадки с содержанием песчаной фракции – более 85 % – широко распространены на приподнятых участках водораздела древних затопленных долин рек Оленёк и Лена (Лено-Оленёкская отмель), а также на вершинах Семёновской отмели. Эти осадки соответствуют участкам интенсивного воздействия водных масс на дно, перемиыва осадков, выносу более мелкозернистого материала и концентрации песчаных. В пониженных участках морского дна, в подводных долинах рек пра-Оленёк и пра-Лена содержание песчаной фракции не превышает 10–15 %.

Алеврит. Наиболее широко по площади распространены осадки с содержанием алевритовой фракции от 10 до 50 %. Зоны максимального обогащения осадков алевритами с содержанием алевритовой фракции более 75 % встречаются крайне редко. В зонах развития чистых песков и пелитовых отложений содержание алеврита – менее 10 %.

Пелит. Близ областей питания моря осадочным материалом, в областях активного воздействия водных масс на дно и берега, содержание пелитовой фракции не превышает 5–10 %. С увеличением глубины содержание пелита в осадках возрастает. Максимальные содержания достигают 87–93 %. Такие осадки развиты в древних затопленных долинах рек пра-Лена и пра-Оленёк, а также в пониженных участках морского дна. Накоплению высоких содержаний пелита в осадках (до 80 %) на глубинах 20–30 м способствует наличие практически круглогодичного ледового покрова.

Расчет значений основных статистических параметров, таких как средний размер частиц, стандартное отклонение и сортированность осадка, позволяет делать более обоснованные геологические выводы о процессах современной седиментации.

Средний размер частиц рассчитан как показатель энергии среды седиментации, зависящий от крупности исходного материала и интенсивности воздействия на осадок гидродинамических факторов [145]. На акватории преобладают осадки крупнопелитовой размерности (0,01–0,005 мм) (рис. 8).

Стандартное отклонение (σ) – параметр, отражающий статистический смысл распределения частиц по среднему размеру. Характеризует меру устойчивости во времени гидродинамики среды [145]. Значения, превышающие фоновые на 2–3 σ , соответствуют зонам с интенсивной стабильной гидродинамикой, здесь происходит размыв, вынос более мелкого материала. Значения ниже фоновых характеризуют участки со слабой гидродинамической активностью, где в основном преобладают процессы аккумуляции.

Сортированность. Как показатель меры сортированности был рассчитан коэффициент нормированной энтропии. Коэффициент (H_g) предложен С. И. Романовским [145] для оценки сортированности осадка в пределах всего интервала размерностей (от глин до песков). На акватории преобладают умеренно ($H_g = 0,25–0,5$) и плохо сортированные ($H_g = 0,5–0,75$) осадки, что выражается в широком распространении бигранулярных осадков и миктитов.

По данным гранулометрического анализа построены кумулятивные кривые (рис. 9) по методике, предложенной В. И. Гуревичем [196],

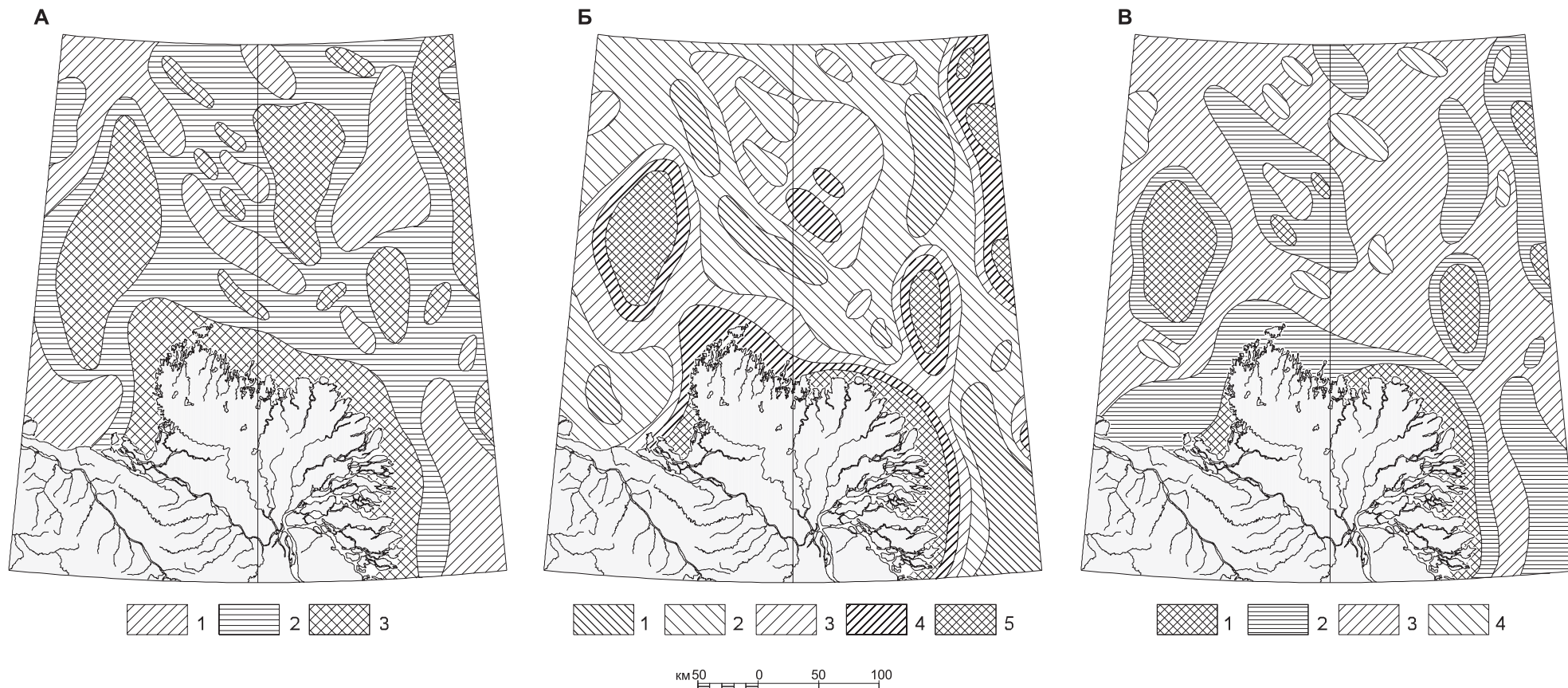


Рис. 8. Расчет статистических показателей по данным гранулометрического анализа. Составила М. С. Радченко.

А – Характеристика энергии среды седиментации; 1–3 – средний размер частиц (мм): 1 – 0,1–0,05 (алеврит мелкий), 2 – 0,01–0,005 (пелит крупный), 3 – 0,005–0,001 (пелит средний).
 Б – Показатель устойчивости гидродинамики среды: 1–5 – стандартное отклонение: 1 – <math><0,002</math> (-2- -1 Ст.откл.), 2 – 0,002–0,02 (-1-0 Ст.откл.), 3 – 0,02–0,03 (0-1 Ст.откл.), 4 – 0,03–0,04 (1–2 Ст.откл.), 5 – 0,04–0,05 (2-3 Ст.откл.).
 В – Энтропийная мера сортированности: 1–4 – коэффициент нормированной энтропии: 1 – 0,1–0,25 (хорошо сортированные), 2 – 0,25–0,5 (умеренно сортированные), 3 – 0,5–0,75 (плохо сортированные), 4 – 0,75–0,9 (несортированные).

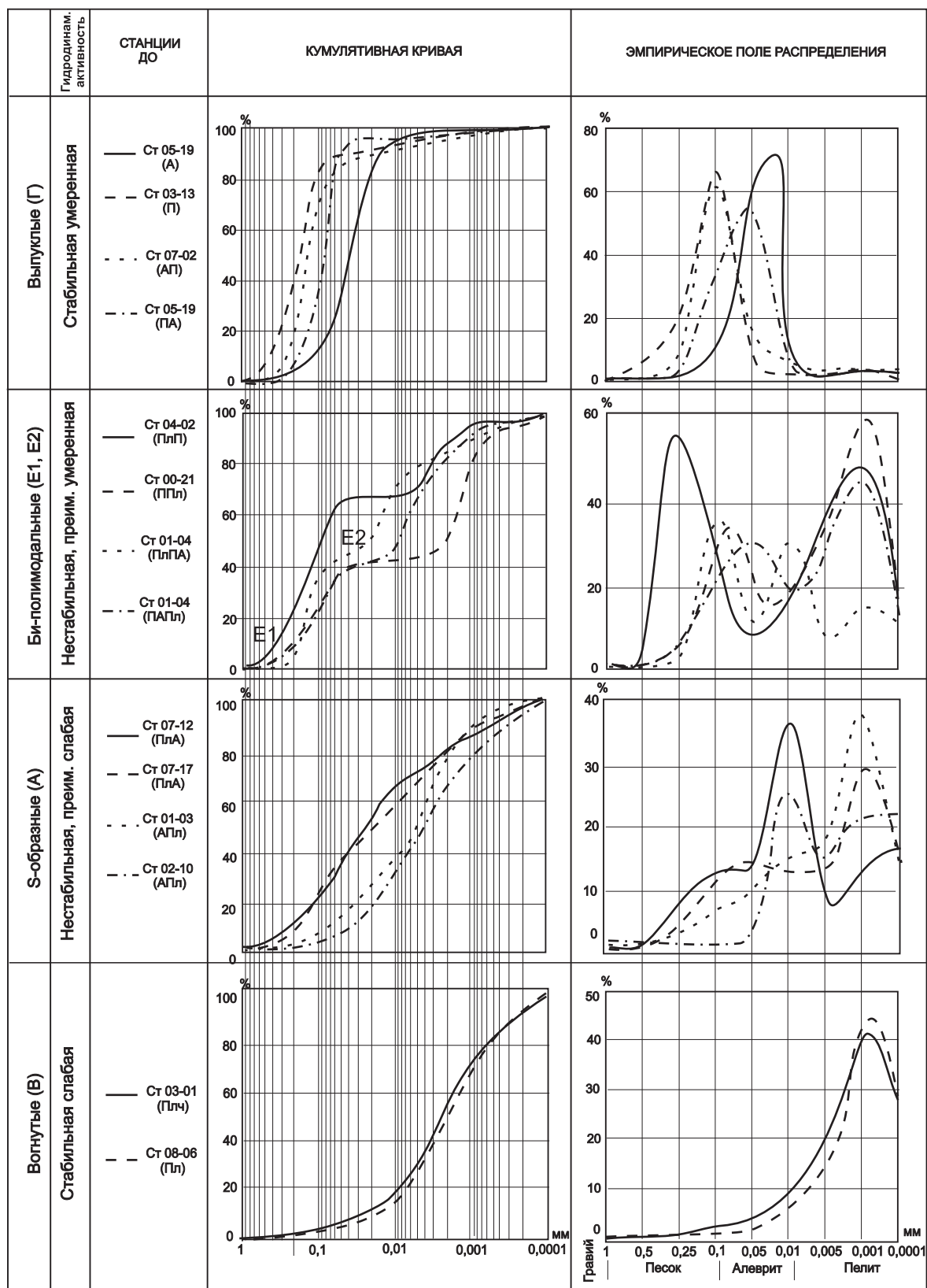


Рис. 9. Зависимость гранулометрического состава от гидродинамической активности.
Составила М. С. Радченко.

позволяющие выделить динамические типы донных отложений без расчета скоростей придонных течений.

Все многообразие кумулятивных кривых сведено к четырем типам: Г, Е, А, В.

Процесс седиментации для кривой *Г-типа* характеризуется транспортировкой, частично размывом и аккумуляцией в условиях стабильной умеренной гидродинамики. Характерный гранулометрический состав осадков – П, А, АП, ПА.

Полиmodalная кумулята *Е-типа* обычна для осадков, образовавшихся при транспортировке, частичных размыве и аккумуляции в условиях нестабильной, преимущественно умеренной гидродинамической активности. Выделяются подтипы Е1 и Е2. Осадкам подтипа Е1 соответствует бимодальная кумулята, гранулометрический состав осадков – ППл и ПлП. Динамический подтип осадков Е2 выделен по поливершинной кумуляте. Гранулометрический состав осадков этого типа – миктиты мелкообломочные.

Для S-образной кумулятивной кривой *А-типа* преобладающим процессом седиментации является аккумуляция и частично транспортировка в условиях нестабильной преимущественно слабой гидродинамики. Характерный гранулометрический состав осадков – ПлА, АПл, Пл.

Для вогнутой кумулятивной кривой *В-типа* преобладающим процессом седиментации является аккумуляция и частично транспортировка в условиях стабильной преимущественно слабой гидродинамики. Характерный гранулометрический состав осадков – Пл и Пл^Ч.

Выделенные динамические типы отложений отражают особенности гидродинамических режимов и, как следствие, преобладающие процессы седиментации.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОСАДКОВ

Гранулометрический состав является основным классификационным признаком современных донных отложений. Для характеристики гранулометрического состава морских осадков применялась системная десятичная метрическая классификация ВНИИОкеангеология, в соответствии с которой на литологической карте поверхности дна акватории выделены осадки трех гранулометрических типов: моногранулярные, бигранулярные и тригранулярные [122].

Моногранулярные (однородные) осадки, сложенные на 75% и более одной доминирующей фракцией, представлены песками, алевритами и пелитами. На долю моногранулярных осадков приходится 15% площади изученной акватории. Среди моногранулярных осадков выделяются **моногранулярные чистые** (6% площади акватории), где содержание господствующей фракции составляет более 85%. Осадкам соответствует одноmodalное эмпирическое поле распределения.

Моногранулярные песчаные осадки (П), в том числе *пески чистые (П^Ч)* широко развиты в пределах площади листа до глубин 30 м (17% территории). Размерный состав песков мелко-среднезернистый, минеральный состав – кварц-полевошпатовый.

Пески, где содержание песчаной фракции превышает 85%, в отдельных пробах достигая 94%, распространены на Лено-Оленёкской отмели, Семёновской отмели. В прибрежной зоне дельты р. Лена содержание песчаной фракции в осадках составляет 75–84%, из примеси присутствует алеврит 12–17% и пелит не более 10%. Прибрежные пески практически не содержат галечно-гравийного материала, что связано с отсутствием берегов, сложенных скальными породами, при разрушении которых в море обычно поступают обломки различной размерности. Также пески развиты на приподнятых участках Центральной Лаптевоморской ступенчатой равнины и Лено-Янской низменности. Песчаные осадки характеризуются относительно хорошей сортировкой, они хорошо промыты, содержание мелких зерен незначительно.

Осадки соответствуют динамическому типу Г, формируются в условиях стабильной умеренной гидродинамики. Преобладают процессы транспортировки и частичного размыва материала, что способствует формированию хорошо сортированных осадков ($H_g = 0,05–0,25$). Средний размер частиц соответствует алевриту крупному (0,05–0,1 мм), стандартное отклонение превышает фоновое на 1–2 σ .

Часто с районами развития песков связаны повышенные количества биогенного карбонатного материала.

Небольшие поля *моногранулярных алевритов (А)* закартированы на склонах подводных речных долин, они занимают менее 1% площади листа. Содержание алевритовой фракции в осадках достигает 80%, в виде примеси присутствует пелит 15–20% и песок 10–15%.

Формирование осадков обусловлено стабильной умеренной гидродинамикой придонного слоя, скорости которой не хватает для переноса песчаных частиц, в то время как более мелкие пелитовые частицы выносятся и отлагаются дальше. Средний размер частиц равен 0,0052–0,0076 мм. Сортировка осадков умеренная ($H_g = 0,26–0,32$), характерна выпуклая форма кумулятивной кривой, осадки соответствуют динамическому типу Г.

Моногранулярные пелиты (Пл) и *моногранулярные чистые пелиты (Пл^Ч)* занимают 7% площади изученной акватории. Выстилают днище подводной долины западной пра-Лены на глубинах 40–50 м. Содержание пелитовой фракции в этих осадках составляет 80–85%, местами достигает 93%. Из примеси в основном присутствует алеврит 15–20%, изредка песок – до 15%. Также пелиты развиты на глубинах более 40 м на Центральной Лаптевоморской ступенчатой равнине. Формирование однородных пелитовых отложений определяется слабой гидродинамической активностью придонного слоя, в результате чего происходит выпадение из взвеси пелитовых частиц. Затишные мелководные зоны в Оленёкском заливе и на Лено-Янской низменности благоприятствуют накоплению пелитовых осадков на незначительных глубинах (10–20 м), также этому способствует наличие практически круглогодичного ледового покрова. Сортировка осадков хорошая, кумулятивная кривая В-типа.

Бигранулярные (переходные) осадки сложены преобладающей (от 50 до 75%) и дополняющей (25–50%) размерными группами фракций. Эти

отложения занимают 60% площади данной акватории и представлены песчаными, алевритовыми и пелитовыми разновидностями.

Алевритовые пески (АП) занимают почти 10% площади акватории, развиты до глубин 25 м, местами до 35 м. На участках современного размыва дна алевритовые пески располагаются вслед за зоной распространения песков, являясь переходным типом осадков между крупнозернистыми и мелкозернистыми. Гипсометрически выше алевритовых песков располагаются моногранулярные пески, а глубже – песчаные алевриты и алевритовые миктиты. Содержание песчаной фракции в алевритовых песках изменяется от 55 до 74%, алеврита – от 25 до 43%, отмечается примесь пелита менее 10%. Характерна выпуклая форма кумулятивной кривой. Средний размер частиц равен 0,012–0,025 мм, что соответствует мелкому алевриту. Стандартное отклонение не превышает фоновое. Осадки умеренно сортированные ($H_g = 0,34–0,45$).

Пелитовые пески (ПлП) в море Лаптевых, как и в других шельфовых северных морях имеют весьма ограниченное распространение (менее 2% площади изученной акватории). Данный вид осадка несколько нарушает обычную картину изменения гранулометрического состава осадков в процессе механической дифференциации от крупнозернистых разностей до тонкозернистых. Пелитовые пески представляют собой смесь двух крайних из общего ряда фракций. Гистограммы распределения таких осадков обычно имеют две вершины, что говорит о плохой сортировке осадка. В северной части центральной возвышенности, к северу от дельты р. Лена образование пелитовых песков, возможно, связано с размывом подстилающих отложений, сложенных рыхлыми четвертичными осадками, в то время как на других участках дна эти отложения приурочены к локальным понижениям, находящимся недалеко от участков размыва. В результате движения придонных слоев воды сюда привносится и отлагается тонкозернистый материал, в то время как поверхностные течения сносят сюда песчаный материал с ближайших возвышенностей. Содержание песчаной фракции в этих осадках составляет 50–66%, пелитовой – 25–42%. Осадки относятся к динамическому подтипу E1. Сортировка осадков умеренная.

Песчаные алевриты (ПА) занимают 4% площади листа. Широкой полосой выстилают южную часть Оленёкского залива и обрамляют западную часть дельты р. Лена. Высокое содержание алевритовой фракции в осадке обусловлено выносом мелкозернистого материала речным стоком.

Эти осадки связаны фациальными переходами с алевритовыми песками и пелитовыми микритами. Содержание алевритовой фракции в осадке изменяется от 55 до 65%, песчаной – от 32 до 45%, примесь пелита – менее 10%. Средний размер частиц равен 0,008–0,002 мм, стандартное отклонение не превышает фоновое.

Алевритовые пески, как и песчаные алевриты, соответствуют динамическому типу Г, формируются в условиях стабильной гидродинамической активности при преобладании процессов транспортировки и частичных размыва и аккумуляции, что приводит к формированию умеренно сортированных осадков.

Пелитовые алевриты (ПлА) занимают 6% площади листа, располагаются на склонах древних затопленных долин, т. е. на таких участках, где волновая деятельность моря затухает, но воздействие постоянных течений достаточно активно.

При этом поля пелитовых алевритов, подчиняясь батиметрической зональности, располагаются гипсометрически ниже песчаных алевритов и алевритовых миктитов. Содержание (%) алевритовой фракции в осадках – 52–64, пелитовой – 23–45, примесь песка – до 4–12.

Песчаные пелиты (ППл) имеют крайне ограниченное распространение по площади листа, занимают менее 1% площади листов. Встречены они в периферийной части зоны распространения пелитовых песков, где глубина моря составляет 20 м, на Лено-Янской низменности. Также небольшое пятно выделено в поле алевритовых пелитов на глубинах 40–45 м. Содержание пелитовой фракции в этих осадках составляет (%) 56–58, песка – 25–36, алеврита – 13–17. Возможно, формирование этих осадков связано с разрывом подстилающих плейстоценовых отложений на участках с незначительной мощностью голоценовых отложений. Эти осадки отнесены к динамическому подтипу Е1, им соответствует бимодальное поле распределения частиц.

Алевритовые пелиты (АПл) занимают 21% площади листа, являются своеобразным индикатором древних затопленных речных долин, т. к. площади их распространения почти точно совпадают с контурами долин. Также широко развиты на Центральной Лаптевоморской ступенчатой равнине на глубинах более 30 м, где происходит значительное снижение подвижности придонных слоев воды. Содержание (%) пелитовой фракции в осадке составляет 50–70%, алеврита – 20–47%, примесь песка – 2–10%. В Оленёкском заливе и обширной части Лено-Янской низменности в затишных мелководных зонах формирование алевритовых пелитов происходит на глубинах менее 15 м.

Пелитовые алевриты и алевритовые пелиты соответствуют динамическому типу А, формируются в условиях нестабильной преимущественно слабой гидродинамики, с преобладанием процессов аккумуляции, о чем свидетельствует плавная S-образная кумулятивная кривая, без резких перегибов. Средний размер частиц соответствует пелиту среднему (0,002–0,005 мм), стандартное отклонение ниже фонового, осадки умеренносортированные.

Наличие ледового покрова способствует дифференциации материала на незначительных глубинах, что приводит к формированию пелитовых алевритов и алевритовых пелитов на глубинах, где обычно сохраняется только крупнозернистый материал, а тонкодисперсный вымывается.

Тригранулярные осадки (миктиты), состоящие из трех фракционных групп, относятся к смешанным осадкам и содержат взаимодополняющие размерные группы фракций в количестве от 25 до 50% каждая, сопутствующие – от 10 до 25%. Занимают 38% площади листа.

На карте выделяются следующие разновидности миктитов: пелито-алеварито-песчаные (ПлАП), алеварито-пелито-песчаные (АПлП), пелито-песчано-алеваритовые (ПлПА), песчано-пелито-алеваритовые (ППлА), алеварито-

песчано-пелитовые (АППл), песчано-алевритово-пелитовые (ПАПл). Эти осадки связаны фаціальными переходами между собой, бигранулярными и моногранулярными осадками. Средний размер частиц равен 0,007–0,02. Кривые распределений характеризуются многовершинным строением, с максимумами в соответствующих разностях. Кумулятивная кривая E2-типа указывает на формирование осадков в условиях нестабильной, преимущественно умеренной гидродинамики, где происходит перемешивание, транспортировка материала, ухудшается сортировка осадка ($H_g = 0,58–0,78$).

ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

В зависимости от происхождения и вещественного состава исходного материала среди морских осадков изученной акватории листа выделены следующие вещественно-генетические типы: терригенный, палимпсестовый, слабокарбонатный терригенный.

Терригенные отложения наиболее широко развиты и занимают более 90% площади дна, крапом на карте не выделяются. Основными источниками обломочного материала являются продукты береговой и донной абразии и твердый сток рек. При этом значительная часть терригенных частиц первоначально оседает в губах, заливах или вблизи берегов. Попав в зону волнения и течений, терригенный материал начинает перераспределяться по площади дна в соответствии с гидравлической крупностью частиц и в зависимости от морфологии дна до соответствующего им энергетического уровня. Перенос материала осуществляется путем волочения по дну, сальтацией и во взвеси. Первый способ характерен для песчаных частиц, второй – для мелкопесчаных и алевритовых, третий – для пелитовых [145].

Палимпсестовые отложения представляют собой маломощные осадки, которые образовались на месте или при незначительном переносе и находятся в неравновесном состоянии по отношению к имеющимся параметрам седиментогенеза [196]. Палимпсестовые отложения формируются при размыве плейстоценовых отложений и развиты на участках отсутствия голоценовых отложений или их незначительной мощности (менее 0,2 м). Районы развития палимпсестовых отложений отмечены на вершинах Лено-Оленёвской и Семёновской отмели. Представлены они песчаными отложениями. Также к палимпсестовым отложениям относятся небольшие поля осадков с бимодальным полем распределения – пелитовые пески и песчаные пелиты, выделенные в поле алевритовых пелитов на Центральной Лаптевоморской ступенчатой равнине. Характерной особенностью их минерального состава является часто повышенное, по сравнению с терригенными отложениями, количество эпидота, гранатов, черных рудных минералов.

Слабокарбонатные терригенные отложения достаточно широко развиты в пределах акватории. Содержание карбонатной биогенной компоненты в осадке составляет 10–25%. Карбонатная часть осадков представлена детритом и целыми раковинами двустворок.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Области питания моря Лаптевых характеризуются весьма сложным геологическим строением, в котором принимают участие породы широкого возрастного диапазона – от протерозоя до четвертичных отложений, составляющие различные литологические комплексы и имеющие разнообразный минеральный состав.

Изучение минерального состава проб проводилось иммерсионным методом, исследованию была подвергнута крупноалевритовая фракция (0,1–0,05 мм).

Выход тяжелой фракции в осадках изменяется в зависимости от близости суши, дальности переноса и гидродинамических условий зоны седиментации. Максимальное содержание минералов тяжелой фракции в крупном алеврите (20–40%) сосредоточено на участках активного гидродинамического режима в районе. Среднее содержание тяжелой фракции в поверхностных осадках по площади составляет 10,3% (рис. 10).

Основными минералами тяжелой фракции являются моноклинные пироксены, обыкновенная роговая обманка, минералы группы эпидота, гранат, черные рудные, циркон. Остальные минералы встречаются в количествах, не превышающих 10% (табл. 1).

Таблица 1

Минеральная характеристика поверхностного слоя донных отложений

Тяжелые минералы	Содержание, %		Среднее значение, %
	min	max	
Моноклинные пироксены	1,7	45,1	20,5
Ромбические пироксены	0,0	7,1	1,5
Обыкновенная роговая обманка	0,2	50,0	25,5
Базальтическая роговая обманка	0,0	16,0	0,8
Группа эпидот-цоизита	0,0	20,6	6,9
Гранат	0,0	21,3	7,6
Циркон	0,0	12,8	6,2
Турмалин	0,0	15,4	0,8
Сфен	0,0	3,1	0,7
Рутил	0,0	1,5	0,5
Анаказ	0,0	4,7	0,3
Неопределенные титанистые минералы	0,0	6,0	1,3
Апатит	0,0	3,7	1,3
Черные рудные	0,0	62,9	21,9
Пирит	0,0	33,5	0,5
Гидроокислы железа	0,0	7,1	0,6
Гр. хромшпинелидов	0,0	28,3	1,1
Выход тяжелой фракции	0,49	61,3	10,3

Морфологическое описание минералов тяжелой фракции выполнено во ВНИИОкеангеология.

Моноклинный пироксен присутствует повсеместно во всех пробах в достаточном большом количестве в виде угловатых, угловато-окатанных зерен бледно-коричневого, дымчатого цветов, крайне редко бледно-зеленого цвета, содержащих редкие рудные включения. Лишь иногда отмечаются зерна, сильно замутненные мельчайшими рудными включениями. В пробе 03-02 в отдельных зернах отмечаются редкие полисинтетические двойники. Относится к группе авгита, реже к группе диопсида.

Ромбический пироксен присутствует в небольшом количестве в виде угловато-окатанных, реже призматических зерен, но со сглаженными краями, плеохроирующих в розовато-зеленых тонах. Иногда вдоль спайности отмечается рудная вкрапленность. Относится к группе гиперстена.

Эгирин присутствует редко в виде единичных призматических зерен, иногда полуокатанных, ярко-зеленого цвета в основном чистых от включений.

Обыкновенная роговая обманка присутствует в большом количестве в виде угловато-окатанных зерен, окрашенных в зеленые тона разной интенсивности. Очень редко отмечаются зерна, окрашенные в коричневатобурые цвета (пробы 03-03, 04-13/2). В отдельных зернах вдоль спайности иногда отмечаются включения рудных минералов, а также включения других минералов. В пробе 04-17 по роговой обманке в отдельных зернах развивается мелкочешуйчатый биотит коричневого цвета. Встречено несколько зерен уралитизированной роговой обманки и хлоритизированной роговой обманки.

Эпидот-цоизит присутствует во всех пробах в виде угловато-окатанных, иногда призматических зерен, бесцветных, реже фиолетово-зеленых, трещиноватых и содержащих массу рудных и газовой-жидких включений. Отмечаются также и чистые зерна, без каких-либо включений. В пробе 03-08 встречены лучистые агрегаты.

Циркон присутствует во всех пробах в виде полуокатанных, окатанных, призматических зерен, бесцветных и иногда окрашенных в розовые цвета. Нередко зерна содержат газовой-жидкие включения, рудную вкрапленность и включения других минералов. Крайне редко отмечаются зерна с хорошо выраженными гранями роста. Еще реже (проба 04-16) отмечены зерна в рубашке из гидроокислов железа.

Гранат присутствует повсеместно в виде угловатых, угловато-окатанных зерен, иногда в виде ромбододекаэдров (проба 03-13). Поверхность зерен гладкая, но иногда отмечены следы растворения, поверхность становится «ямчатой» (пробы 03-06, 03-12, 04-15). В отдельных пробах отмечаются газовой-жидкие включения и включения других минералов, а также рудная вкрапленность.

Хромитинелиды присутствуют редко в виде угловатых зерен коричневого или желтовато-коричневого цвета, чистых от включений.

Апатит присутствует во всех пробах в виде угловатых, угловато-окатанных, окатанных зерен, бесцветных, иногда замутненных мельчайшими рудными включениями.

Черные рудные присутствуют повсеместно, во всех пробах в виде угловатых и угловато-окатанных зерен, иногда лейкоксенизированных в разной степени интенсивности. Относятся к группам магнетита и ильменита, возможно, титаномагнетита.

Сфен – в основном обломки округлые свежие бесцветные; желтоватые выветрелые с дисперсией в меньшем количестве.

Рутил – небольшое количество и не характерные; сильно выветрелые и окатанные.

Турмалин – не характерные, неокатанные угловатые обломки.

Пирит – обломки неправильной формы, микроагрегатного строения.

Биотит – присутствует в виде чешуек со сглаженными краями бурого и зеленовато-бурого цветов, с массой рудных включений.

Хлорит присутствует крайне редко в виде волокнистых агрегатов зеленого цвета, с аномальными цветами интерференции.

Обломки породы – к ним отнесены сильно выветрелые и окатанные агрегатные зерна, содержащие черные рудные, эпидот, гидроокислы железа и другие минералы.

В некоторых пробах (08-05, 08-06, 08-07, 08-08 и др.) отмечены железистые микроконкреции или гроздевидные образования **Fe-состава** (проведено в HCl). Возможно, это окисленные и измененные сульфиды(?).

На основании распределения в поверхностных осадках минералов тяжелой фракции выделены терригенно-минералогические провинции (рис. 10).

I провинция – чернорудная–пироксеновая с эпидот-цоизитом, гранатом и титанистыми минералами выделена в Оленёкском районе. В ее формировании принимали участие разновозрастные породы: пермские, мезозойские, палеогеновые и плиоценовые.

II провинция – пироксеновая с черными рудными минералами, гранатом и эпидот-цоизитом, приурочена к площади развития на дне бассейна под четвертичным чехлом нижнемеловых, меловых и палеогеновых образований.

III провинция – амфибол-чернорудная с гранатом, силлиманитом, кианитом и ставролитом выделена в северо-восточной части дельты р. Лена. На формирование провинции оказывает влияние поступление терригенного материала с речным стоком. Оно выражено в присутствии повышенных содержаний минералов, свойственных терригенным триасово-юрским отложениям севера Сибири, которые дренирует р. Лена.

На литологической карте оконтурены участки с повышенными содержаниями минералов полезных ископаемых (титансодержащие минералы, циркон, гранат). В основном это участки комплексного развития минералов на вершинах Лено-Оленёкской и Семёновской отмели, а также на приподнятых участках Центральной Лаптевоморской ступенчатой террасы. В выделенных ореолах рассеяния концентрации минералов составляют для титансодержащих минералов (сфен, рутил, магнетит, ильменит) 4,2–7,9 кг/м³, циркона 1,3–2,2 кг/м³ и граната, 1,8–2,7 кг/м³.

Также на литологической карте внемасштабным знаком отмечены участки, где в пробах обнаружены единичные зерна ортита и монацита. Содержание этих элементов в данных пробах составляет 2–3%. Эти участки сосредоточены в основном в юго-восточной части территории листа.

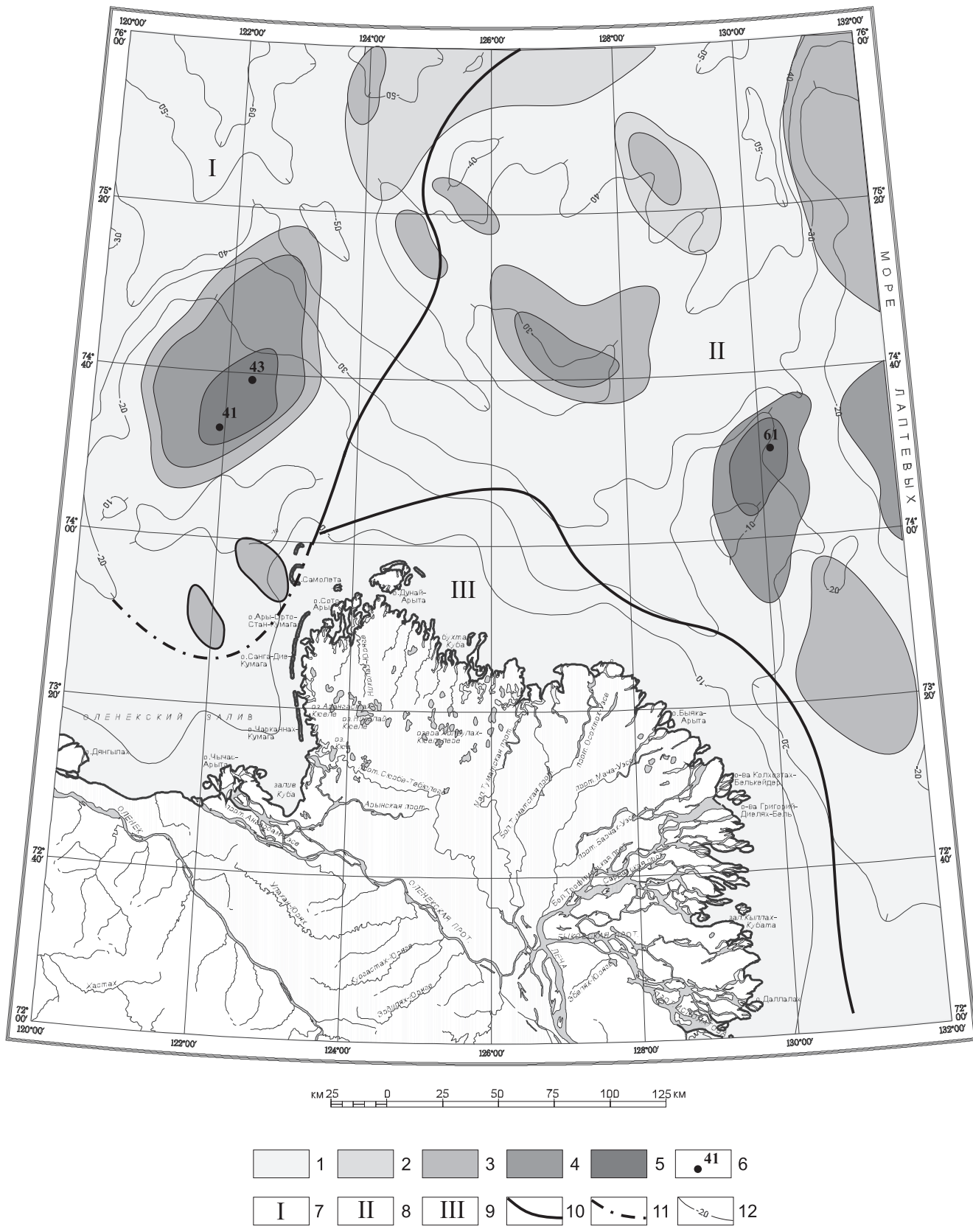


Рис. 10. Терригенно-минералогические провинции по породообразующим минералам в поверхностных осадках. Составила М. С. Радченко.

1–4 – содержание минералов тяжелой фракции (%): 1 – < 5; 2 – 5–10; 3 – 10–20; 4 – 20–40; 5 – > 40; 6 – отметки максимальных значений выхода тяжелой фракции (%); 7–9 – терригенно-минералогические провинции: 7 – чернорудная-пироксеновая с эпидот-диозитом, гранатом и титанистыми минералами, 8 – пироксеновая с черными рудными минералами, 9 – амфибол-чернорудная с гранатом, силлиманитом, кианитом и ставролитом; 10–11 – границы провинций: 10 – достоверные, 11 – предполагаемые, 12 – изолинии рельефа дна моря, м.

Замедленность химических и биологических процессов в море Лаптевых приводит к тому, что аутигенные образования встречаются редко и в незначительных количествах. В изученных образцах они представлены гидроокислами железа, железисто-карбонатными агрегатами и единичными зернами глауконита.

К аутигенным образованиям также относятся железомарганцевые конкреции, поля развития и отдельные находки которых вынесены на литологическую карту. ЖМК бурого-черного цвета, округлой формы, галушкообразные с вмятиной посередине (1–3 см в диаметре). По отдельным «галушкам» видно, что зародышем (затравкой) их образования служит створка раковины, вокруг которой «нарастает» бурый-черный материал (раствор железа). Районы находок ЖМК сосредоточены в северной части площади листа, удалены от берегов. В табл. 2 приведены количество найденных ЖМК и подсчет их плотности.

Таблица 2

Распределение железомарганцевых конкреций в поверхностных осадках

Станция	Глубина моря, м	Состав вмещающих осадков	Плотность ЖМК
200800-05	33,0	Алевропелит с песком	ЖМК – 0,08 кг/м ² (2 шт.: 3,0 и 4,0 см в диаметре) – на поверхности
200802-12	42,0	Алевропелит зеленовато-серый с черным	ЖМК – 0,08 кг/м ² (1 шт.: 4,5 см в диаметре) – на поверхности
200803-06	41,0	Алевропелит с песком зеленовато-серый	ЖМК – 0,04 кг/м ² (2 шт.: 2,7 и 3,0 см в диаметре) – на поверхности
200803-07	41,0	Алевропелит с песком зеленовато-серый	ЖМК – 0,52 кг/м ² (17 шт.: 1,7 – 4,0 см в диаметре) – на поверхности
200805-02	44,0	Алевропелит с песком	ЖМК – 0,26 кг/м ² (4 шт.: 2,5 – 4,0 см в диаметре) – на поверхности
200805-03	40,0	Алевропелит с песком	ЖМК – 3,76 кг/м ² (40 шт.: 2,0 – 10,0 см в диаметре) – на поверхности
200805-06	38,0	Алевропелит с песком	ЖМК – 0,04 кг/м ² (1 шт.: 3,5 см в диаметре) – на поверхности

На литологической карте обозначены станции, где были обнаружены друзы кристаллов янтарного цвета – икаит. Разрезы колонок, в которых обнаружены друзы, двухслойные кристаллы встречены на глубинах от 1,5 до 2,7 м. Верхний слой, сложенный алевропелитами зеленовато-серого цвета, более плотный. Разуплотненный нижний слой, указывающий на наличие мерзлоты, представлен мягкопластичными алевропелитовыми осадками серого цвета и имеет стойкий запах сероводорода.

Икаит характерен для холодноводных морских бассейнов, таких как Лаптевых, Печорское и Карское моря. Известно, что икаит образуется в толще осадков в восстановительных условиях среды и свидетельствует о

наличии в них свободного газа. Считается, что в формировании икаита основную роль играет биогенный газ, однако находки икаита могут являться косвенным признаком наличия залежей УВ в осадочном чехле.

Из этого можно сделать вывод, что, несмотря на неоднократные находки икаита в северных акваториях, данных о его распространении и формировании, а также связи с углеводородным потенциалом осадочного чехла, недостаточно.

Заканчивая обзор донных отложений, следует отметить весьма сложную картину распространения типов отложений. В сравнительно простой ход механической дифференциации существенные поправки вносит влияние таких условий как геологическое строение областей сноса, рельеф дна и гидрологический режим. На процессы современного осадконакопления в акватории, кроме рельефа дна и гидродинамики среды, определяющую роль оказывает речной сток рек Оленёк и Лена.

Строение берегов, сложенных преимущественно рыхлыми четвертичными отложениями, приводит к отсутствию в прибрежных зонах гравийно-галечниковых осадков. Несмотря на то, что море Лаптевых является одним из самых ледовитых морей, в осадках практически отсутствует крупно-обломочный материал ледового разноса. Причиной этому также является отсутствие крупнообломочного материала в припайной зоне. Наличие многомесячного ледового покрова позволяет тонкозернистому материалу осаждаться на незначительных глубинах.

На изученной акватории доминируют бигранулярные осадки и миктиты, на их долю приходится 41 и 38% площади дна соответственно. Осадки акватории в основном умеренно и плохо сортированы.

Рассмотрение распределения содержания конкретных минералов тяжелой фракции приводит к выводам о наличии постоянных областей сноса, установившихся и временных путей переноса вещества.

МАГМАТИЗМ

(нестратифицированные магматические образования)

Ленский комплекс долеритовый ($\beta T_1 I$) выделен Ю. Т. Ивенсоном и В. А. Амузинским в 1975 г. [93]. Широко развит в сводовой части Верхоянского мегантиклинория на территории смежных листов Верхоянской серии. Представлен дифференцированными дайками и sillами долеритов и габбродолеритов. Петротипом считается Унгуохтахская дайка мощностью 35 м, длиной 60 км, секущая складчатые структуры и приуроченная к одноименному разлому.

В пределах Хараулахских гор и Приморского кряжа на территории Хараулахско-Арынской СФЗ к этому комплексу относится ряд даек, обнаруженных в верховьях рек Эбелях-Юряге, Булункан-Юряге и Атырдах-Юряге. Вмещающими являются отложения от среднего карбона до верхней перми. Мощность тел колеблется от 3–5 до 10–15 м, редко 20–50 м, длина не превышает 1–2 км, изредка достигает 6 км. На местности интрузивные тела выражены невысокими грядами, чётко дешифрируемыми на аэрофотоснимках. Дайки ориентированы под острым углом к складчатым структурам. Вдоль контактов породы рассланцованы, хлоритизированы, нередко превращены в зеленые сланцы. Местами интрузивные тела сопровождаются маломощными кварц-карбонатными прожилками, несущими убогую сульфидную вкрапленность. Дайки нередко сорваны со своих корней, растащены. Слагающие их долериты сильно изменены. Первичный состав пород зачастую выявляется по реликтовой форме зерен.

Дайки сложены долеритами и габбродолеритами с офитовой, пойкилофитовой и долеритовой структурами. Минералогический состав их следующий (%): плагиоклаз (лабрадор-андезин № 46–56) – 40–60; пироксен (авгит, титанистый авгит) – 30–40, оливин – до 5, рудный минерал (ильменит, титаномагнетит) – до 5%. Вторичные минералы до (10–15%) представлены хлоритом, серицитом, кальцитом, амфиболом и соссюритом. Химический состав их, по данным [40], приведён в табл. 3.

Судя по химическому составу, долериты и габбродолериты относятся к умереннокремнеземистым, низко-умеренноглиноземистым (al' – 0,71–0,76), меланократовым (f' – 20–22) разновидностям основных пород нормальной и повышенной щёлочности калиево-натриевого типа. От долеритов долерит-базальтовой формации на северо-западе Сибирской платформы рассматриваемые породы отличаются повышенным содержанием окислов титана (до 2,99%), железа (Fe_2O_3-FeO – до 14,76%) вплоть до появления

ферропород (Кф – 70–77), фосфора – до 0,3% и пониженными концентрациями окислов магния и кальция. В породах установлены [223] повышенные концентрации серебра, олова, вольфрама, меди и пониженные никеля, хрома и кобальта.

Таблица 3

Химический состав долеритов и габбродолеритов (по данным [40])

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	SO ₃	H ₂ O	Σ
1	48,8	1,71	14,5	1,65	11,56	0,18	5,66	6,03	3,46	1,45	0,24	3,45	0,51	0,57	99,8
2	48,87	2,48	13,52	4,38	8,41	0,22	5,14	7,99	2,69	0,58	0,3	4,71	0,51	–	99,7
3	47,81	2,14	14,65	4,69	9,96	0,18	5,78	8,03	2,28	0,48	0,25	3,1	0,94	–	100
4	49,15	2,99	14,05	5,77	8,99	0,22	4,24	9,03	2,38	1,45	0,37	0,05	0,19	–	99,5

Примечание: Анализы выполнены центральной лабораторией Новосибирского территориального геологического управления.

Абсолютный возраст долеритов по определению К-Аг методом – 57 ± 6 – 133 ± 7 Ма, что соответствует раннему мелу–палеогену [189].

Полученные цифры абсолютного возраста, очевидно, отражают проявления наложенных процессов на новейшем тектоническом этапе развития рассматриваемой территории. Об этом убедительно свидетельствуют цифры абсолютного возраста (около 100 млн лет), полученные для хорошо датированных в этом районе покровов трахибазальтов франского века, которые тоже подверглись складчатости.

Учитывая приведённые данные, внедрение даек Ленского комплекса на севере Хараулаха и в Приморском крае пока наиболее логично увязывать с раннетриасовыми проявлениями вулканизма.

Ангардамтасский вулканический алмазоносный предположительно кимберлитовый комплекс гидроэкспловивнообломочный (J⁷T_{3an}). Ангардамтасский вулканический комплекс выделен в 2010 г. В. Ф. Проскурнинным, Н. П. Виноградовой, А. В. Гавришем, М. В. Наумовым из состава осипайской свиты позднего триаса по материалам прогнозно-минерагенических исследований 2009 г. в бассейне Оленёкской протоки при опробовании алмазоносного карнийского горизонта. На площади листов S-51, 52 эруптивный комплекс закартирован в пределах участков Улахан-Юрях и Тас-Крес-Юряге, где он образует маломощные тела, не выдержанные по простиранию.

На р. Улахан-Юрях ангардамтасский комплекс представлен «грубообломочным горизонтом» незначительной (25–30 см) мощности с кластами идеально шаровидной, реже эллипсоидальной формы, размерами 2–5 мм, реже 5–10 до 15–20 мм. Этот интенсивно выветрелый горизонт залегает в основании карнийского горизонта, перекрывается зелеными песчаниками осипайской свиты мощностью 10 м.

По латерали в юго-восточном направлении на протяжении 8 км указанный грубообломочный горизонт сменяется туфогенно-осадочными образованиями с примесью остроугольных обломков известняков и кремнистых галек и с тонкими (1–5 см) прослоями вулканических обломочных пород, в которых отмечаются деформированные обломки обугленной древесины.

На правобережье руч. Тас-Крест-Юряге образования ангардамтасского комплекса представлены согласным телом протяженностью не менее 200 м темно-бурых до черных пород с гороховидной и бобовидной текстурами мощностью до 1 м, залегающим между горизонтами базальных конгломератов (0,3 м) и туфоалевролитов осипайской свиты. (Общая мощность разреза – 17 м). При изучении протолок из пород ангардамтасского комплекса выявлены как алмазы, так и комплекс индикаторных минералов кимберлитов (пироп, микроильменит, хромшпинелиды). По составу пиропы соответствуют перцолитовой ассоциации. Кристалломорфологические особенности алмазов (в частности очень низкая степень их механического износа) и соотношение их различных типов (типичного «кимберлитового» и «лампроитового» – «эбеляхского» типа) аналогичны таковым, известным для карнийских отложений других участков. В отличие от пород выделяемого эруптивного комплекса, полимиктовые базальные конгломераты осипайской свиты состоят из хорошоокатанных галек (размером 1–5 см) кварцитов, песчаников, эффузивов среднего и кислого составов, известняков. В протолочках этих конгломератов выявлены только обломки сиреневого пироба, пирит-марказитовые конкреции, а также изометричные обломки размером до 2–3 мм, сложенные железистыми септехлоритами.

Петрографическое изучение пород ангардамтасского комплекса показывает, что они состоят преимущественно (на 80–100%) из измененного вулканокластического материала. Вследствие его интенсивного изменения, первичные силикаты вулканогенного протолита псевдоморфно замещены смесью вторичных филлосиликатов, в которой, согласно данным рентгеноструктурного анализа, преобладают септешамозиты (преимущественно бертьерин) и септехлориты (ферриамезит), а также клинохлор с примесью клинохризотила, нонтронита, бемита, вермикулита. Рудные минералы разложены с образованием агрегатов лейкоксена, ильменита, анатаза, гетита, маггемита, гематита, марказита. В отдельных хлоритовых «шариках» сохранились кристаллы халькопирита, хромита, магнезиального ильменита. На основании реликтовых структурных особенностей выделены несколько петрографических разновидностей измененных взрывообломочных пород, среди которых доминируют пепловые псаммито-алевритовые метатуфы и лито-витрокластические мелколапиллиевые метатуфы, различающиеся размерностью сцементированной фетры, но не имеющие принципиальных различий в составе литокластического материала. В цементе отмечается также ксеногенный материал (0,5–5%), представленный оскольчатými кварцем и плагиоклазом. Помимо туфов, в составе комплекса по мере удаления от них по простиранию контакта осипайской и олимпийской свит (граница среднего и позднего триаса) выделены ксенотуфы, иногда с обломками древесины, и туффиты. Рассматриваемый переход пород в ангардамтасском комплексе характеризует смену взрыво-

обломочных вулканокластических пород осадочно-вулканокластическими. Вулканогенно-осадочные туфопесчаники и туфоалевролиты относятся уже к осипайской свите.

Метатуфы характеризуются гороховидной текстурой лито-витрокластической структурой преимущественно псаммитовой и мелкопсефитовой размерностью (0,7–5 мм), уплотненным пепловым витрокластическим или мелкопсаммитовым лито-витрокластическим цементом смешанного типа, раскристаллизованным в криптокристаллический бертьерин-ферриамезитовый агрегат, не превышающий, как правило, 25–30 об. %.

Измененный вулканокластический материал представлен эллипсоидальными, шаровидными, каплевидными, грушевидными (редко уплощенными) преобразованными витро- и литокластами: а) округлыми обломками пород, замещенными септешамозит-септехлоритовым агрегатом, которые, по реликтовому структурному признаку, близки к псевдоморфно преобразованным оливин-порфириновым и оливин-мелилитовым породам (до 40–45 %); б) девитрифицированным вулканическим стеклом с реликтовой порфириновой, гиалопилитовой и витрофириновой структурой (до 20–25 %); в) литокластами с буроокрашенным тонкопористым шлакообразным цементом (до 20–25 %), цементирующим ксеноморфные овальные обломки кластолавы и автолитовой брекчии, псевдоморфно перекристаллизованные в криптокристаллический кремнисто-бертьерин-ферриамезитовый (септехлоритовый) агрегат; д) деформированными агрегатными псевдоморфозами бертьерина, ферриамезита (с примесью нонтронита и клинохризотила) по обломкам зерен оливина. Для части литокластов характерны деформированные (частично отбитые) закалочные каймы, реликтовая концентрическая зональность, системы радиально или беспорядочно ориентированных трещин, выполненных септехлоритом.

Помимо перечисленных выше типов обломков, характерной особенностью туфов изученных участков являются измененные зональные лапилли, составляющие до 5–20 % объема туфов и близкие подобным образованиям, описанным для диатремовых фаций кимберлитов Лесото [174]. Они сложены криптокристаллической смесью септехлорита и септешамозита, в которой наблюдаются ритмично чередующиеся концентрические полосы, в различной степени обогащенные тонкодисперсной смесью лейкоксена, гетита, маггемита, анатаза. В центральной части зональные лапилли содержат обломки кварца, плагиоклаза, но чаще – измененные литокласты, состоящие из псевдоморфоз септехлорита, септешамозита по оливину(?), девитрифицированного вулканического стекла, бурого пузыристого «шлака». Иногда наблюдается и равномерное распределение тонко диспергированной рудной фазы; такие образования вследствие интенсивной лейкоксенизации и окисления рудных минералов почти не просвечивают в проходящем свете и выглядят как мелкие концентрически-зональные железорудные конкреции. Измененные лапиллиевые туфы, обогащенные таким материалом, обладают высокой магнитной восприимчивостью.

Ксенотуфы и туффиты представляют собой гетерокластовые (преимущественно с мелкопсаммитовой–крупноалевритовой кристаллолитокластической структурой) породы с неясно выраженной слоистой текстурой,

пепловым цементом, преобразованным в кремнисто-септехлорит-карбонатный или кремнисто-септехлоритовый агрегат, составляющий до 20 % объема пород. В отличие от туфов, ксенотуфы содержат до 40 об. % ксенокластов, представленных кварцем (нередко оскольчатым, трещиноватым, со следами стрессовых деформаций), плагиоклазом, иногда калишпат-пертитом, мусковитом, цирконом, апатитом, обломками обохренных рудных минералов; также наблюдаются обломки хлорит-серицитовых сланцев, микрокварцитов и фельзитов; 40–65 % объема ксенотуфов составляют пирокласты – преимущественно эллипсоидальные обломки зеленоокрашенных девитрифицированных вулканических стекол, в меньшем количестве туфов, преобразованных в криптокристаллический агрегат филлосиликатов, в резко подчиненном количестве присутствуют обломки фенокрит, выполненных вторичными септешамозитом и септехлоритом.

Химический состав лапиллиевых метатуфов ангардамтасского комплекса характеризуется резко повышенными содержаниями алюминия и железа и низкими – магния, кальция.

По значениям петрохимических модулей, применяемых для генетических классификаций обломочных пород [166], таких как гидролизатный модуль ГМ = $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$, фемический модуль ФМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$, нормированная щелочность НКМ = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, титановый модуль ТМ = $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ железный модуль ЖМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$, изученные взрывно-обломочные породы четко отличаются от терригенных пород. Как по химическому составу, так и по характеру взаимосвязей петрогенных компонентов измененные туфы ангардамтасского комплекса близки к интенсивно выветрелым кимберлитам Мало-Ботуобинского, Анабаро-Уджинского и других районов [81, 87, 88].

По сравнению с типичными песчаниками и гравелитами, туфы, ксенотуфы, туффиты ангардамтасского комплекса и ассоциирующие с ними туфопесчаники осипайской свиты имеют повышенные содержания сидерофильных (Cr, Co), высокие – халькофильных (Cu, Zn, Sb) элементов, что сближает данные образования с «породами, сформированными за счет выветривания лапиллиевых, аккреционных лапиллиевых и песчаных туфов лампроитоподобных пород» (р. Эбелях) [81].

На основании комплекса петрографо-минералогических и петрогеохимических данных, наиболее вероятным представляется гидроэсплозивно-обломочная природа ангардамтасского комплекса, сформированного при взрывах фреатического типа – взаимодействии расплава с водой в условиях мелководья, а также базитовый и, возможно, ультрабазитовый–кимберлитовый состав вулканического протолита [126, 178, 118].

Возраст ангардамтасского комплекса как поздне триасовый (карнийский) определяется на основании залегания его тел в нижней части осипайской свиты позднего триаса, а также U-Pb датирования детритных цирконов на ионном масс-спектрометре SHRIMP (19052/1, участок Тас-Крест-Юряге), наиболее молодой возраст в которых составил $230 \pm 7,5$ и $233 \pm 8,7$ Ma (из 20 цирконов) – граница среднего и позднего триаса.

МЕТАМОРФИЗМ

Глиеж. С угленосными меловыми отложениями связаны термально измененные породы, образовавшиеся в результате подземного возгорания пластов угля [36]. Они приурочены в основном к полю распространения укинской и огонерюряхской свит, реже встречаются в других угленосных свитах. Проведенные специальные исследования [20] показали, что возникшие непосредственно в очаге «горелики» представлены спекшимися песчаниками и алевролитами, превратившимися в ноздреватую темно-бурую породу с флюидалной текстурой, очень похожую на пузыристую лаву. Микротекстура этих пород являет собой ноздреватое, пылеватое стекло с «плавающими» в нем интенсивно трещиноватыми, слегка оплавленными зернами кварца. Полевые шпаты, обломки пород и первичный цемент превращены в стекло, а железистые минералы обычно преобразованы в магнетит.

Перекрывающие очаги подземного пожара песчаники, в результате температурных воздействий и возгонки флюидов из очага вверх по трещинам, заметно изменили свои первичные состав и текстуру в интервале до 50–55 м над кровлей выгоревшей угленосной толщи. В их основании обыкновенные кварц-полевошпатовые или полимиктовые песчаники приобрели катакластическую, с признаками бластопсаммитовой, структуру. Зерна кварца и полевых шпатов в них раздроблены и растащены, а интерстиции между обломками заполнены витрофицированной слюдисто-карбонатной массой. Ближе к очагу степень изменения пород нарастает, появляются резорбция зерен, полевые шпаты пелитизируются, становясь непрозрачными, зерна глинистых и темноцветных минералов замещаются хлоритом и серпентином. В результате в шлифах видна порода, в которой угловатые обломки и сильнотрещиноватые зерна кварца, а также частично или полностью замещенные зерна полевых шпатов и округлые зерна эффузивов основного или кислого составов погружены в гомогенную массу, состоящую из хлорита и хлоритизированного стекла. Это вводит в заблуждение исследователей, принимающих подобную породу за туффпесчаники или туфы. В частности в исследованном районе туфы и туффиты, переходные от средних к кислым и кислого состава, установлены Н. И. Гогиной на левом берегу Булкурской протоки, где они залегают в основании менгюряхской свиты, над угленосной укинской [33].

Над очагами, кроме того, образуются линзы метасоматитов, в которых минеральные зерна, обломки пород и первичный цемент замещены рудным минеральным агрегатом лимонит-гематит-магнетитового состава, отличающимся высокой магнитной восприимчивостью, которая фиксируется при аэромагнитной съемке в виде аномалий «трубчатого» типа.

ТЕКТОНИКА

Тектонический план территории листа S-51, 52 определяется сочленением в его пределах трех крупных структур: северной части Сибирской древней (эпикарельской) и южной части Хатангско-Лаптевоморской молодой (эпипозднекиммерийской) платформ, разделяемых фрагментом Верхояно-Колымской складчатой области. Фундаментом Сибирской платформы является на рассматриваемой площади Оленёкский раннепротерозойский геоблок. Сибирскую платформу с севера, северо-востока ограничивают Прончищевско-Оленёкская полого-складчатая и Бастахско-Хараулахская складчато-глыбовая зоны Восточнотаймырско-Оленёкской складчато-надвиговой системы Верхояно-Колымской области, переходящие в основание Хатангско-Лаптевоморской платформы.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Представления о глубинном строении региона базируются на интерпретации геофизических данных, полученных в результате аэромагнитной, гравиметрической съемок и сейсмических исследований МОВ ОГТ, МОВЗ-ГСЗ по профилю р. Угольная–р. Лена в сухопутной части и КМПВ, МОВ ОГТ на шельфе. По этим данным, а также результатам моделирования потенциальных полей [234], поверхность Мохоровичича – подошва земной коры – залегает на глубине 36–42 км в области Оленёкского геоблока Сибирской платформы и до 38–34 км – севернее, на отрезке Восточнотаймырско-Оленёкской складчатой системы. В пределах шельфа она располагается на глубинах 30–33 км, утоняясь во впадинах до 24–28 км и до 22 км в зоне Усть-Ленского рифта. Кристаллический фундамент в пределах рассматриваемой части Оленёкского геоблока находится на глубине от 3 до 4 км, в центральной части Лено-Анабарского прогиба – на глубине 5–5,5 км. В пределах Бастахско-Хараулахской зоны Восточнотаймырско-Оленёкской складчатой системы блоки раннепротерозойского фундамента, переработанные ранне- и позднекиммерийской складчатостью, воздымаются почти до поверхности. В пределах моря Лаптевых выделяется субконтинентальная кора рифтогенно-деструктивной переработки в кайнозойское время с акустическим ранне-позднекиммерийским фундаментом и раннепротерозойским блоковым основанием, предположительно переработанным гренвильским, а возможно, и байкальским тектогенезом.

Приведенное на «Схеме глубинного строения...» районирование по типам и мощности земной коры увязывается с опубликованными ранее мелкомасштабными схемами глубинного строения Восточной Сибири (по А. С. Гринсону) [23]. Лист S-51, 52 в южной своей части захватывает раннепротерозойский (карельский) Оленёкский геоблок земной коры, характеризующийся двухслойным строением – более чем 20-километровым «базальтовым» слоем нижней коры и сокращенным до 15–18 км верхнекоревым слоем. В северном направлении в сторону шельфа моря Лаптевых происходит сокращение верхнекорового слоя до 10 км.

На востоке от Оленёкского геоблока, по данным А. П. Смелова и др. [155], выделяется позднепротерозойский (1,4–1 млрд лет) фундамент Лено-Алданского орогенного пояса. Его продолжение возможно к северу и северо-западу от Оленёкского геоблока в пределах погребенной под кайнозойским чехлом моря Лаптевых части Восточнотаймырско-Оленёкской складчатой системы. Выходы фундамента, переработанного гренвильским (и байкальским?) тектогенезом, в дельте Лены под маломощными кайнозойскими отложениями можно ожидать в глыбовых поднятиях Муоринского блока.

Присутствие в районе о-ва Сардах крупных неокатанных глыб и мелких обломков гранатовых, гранат-силлиманитовых гнейсов, плагиогнейсов и гранитогнейсов с радиологическим возрастом метаморфизованных пород от 922 до 1380 млн лет [204] согласуется с предположением о позднепротерозойском возрасте фундамента Туматского выступа и близости его блоков к современной поверхности.

В. А. Виноградов и И. Ф. Горина [13] считали, что глыбы и обломки кристаллических пород устья Лены по степени метаморфизма сопоставимы с образованиями архейского комплекса Анабарского массива. Петрологические особенности рассматриваемых пород, на наш взгляд, типичны для позднепротерозойской аккреционной зоны Таймыра.

По результатам интерпретации характерных особенностей потенциальных полей, к северо-западу от Туматского выступа проявляется система полукольцевых разломов. Линейные элементы позднекиммерийской складчатости с карельским(?) основанием упираются в полукольцевой Муоринский выступ (блок IV), фундамент которого, скорее всего гренвильско-байкальский(?) и является основой субконтинентальной коры Западно-Лаптевского блока (V). Муоринский выступ, помимо отображения в потенциальных полях, хорошо выделяется на космических снимках и рисуется самостоятельным блоком, который окаймляется рукавами и протоками Лены, геоморфологически приподнят и характеризуется линейными линеаментами (древний складчатый план) северо-восточного простирания. Предварительные данные А. П. Кропачева [212] о возрастах цирконов из вендских и кембрийских отложений Оленёкского поднятия показывают существование трех ведущих дискретных групп значений: 853–994 млн лет (поздний рифей), 564–640 млн лет (поздний рифей–ранний венд, проба из венд-кембрийских отложений восточной части Оленёкского поднятия) и 550–625 млн лет с резкой доминантой в 550–596 млн лет (ранний венд, проба из кембрийских отложений). Эти возрасты укладываются в интервалы, которые типичны для прототаймырид и свидетельствуют о байкальском орогене к северу от

Оленёкского геоблока и его размыве. Конкордиевые возраста кристаллов цирконов из галек магматических пород кислого или среднего состава грубообломочных пород булунканской свиты верхнего триаса образуют три дискретные группы: 244–259 млн лет (P_3-T_2), 299–329 млн лет (C_{1-2}) и 362–389 млн лет (D_{2-3}). Первые два возраста характерны для гранитоидов герцинид и ранних киммерид Таймыра.

Центральную часть шельфа занимает Западно-Лаптевский блок (*V*) – область глубокой рифтовой переработки фундамента в меловое–кайнозойское время; восточную часть шельфа – Восточно-Лаптевский (*VI*) – область деструкции земной коры в палеозое–мезозое с позднекиммерийской складчатостью и наложенным меловым–кайнозойским рифтогенезом. В Западно-Лаптевском блоке отмечается подъем поверхности Мохо до 24 км. Мощность верхней коры, по данным комплексного (сейсмо-гравимагнитного) моделирования (разрез по линии B_1-B_2), сокращается до 5–8 км. Граница Конрада (раздела верхней и нижней коры) на модельном разрезе прослежена на глубине от 14 до 17 км, что соответствует данным немецких исследователей [24]. В северо-западной части территории листов по характерным аномалиям магнитного поля, трассирующимся с Таймыра, прослеживается возможное продолжение Центрально-Таймырского шва, который представляет собой межблоковую зону мел-кайнозойской деструкции земной коры. Восточно-Лаптевский блок с Западно-Лаптевским граничит по Лазаревской зоне разломов и характеризуется более высокой дислоцированностью фундамента по сравнению с последним.

Возраст консолидированного фундамента для блоков моря Лаптевых не ясен. В ранних представлениях о тектонике Арктики Г. Штилле, Н. С. Шатского, В. С. Обручева и других исследователей господствовала идея о существовании на месте глубоководных впадин и шельфа крупного гиперборейского кратона. Т. Н. Спизарским высказано предположение о продолжении в пределы шельфа структур Сибирской платформы. Эту идею развивали и уточняли геологи «Севморгео» В. А. Виноградов, В. Н. Шимараев, Д. А. Вольнов, Г. И. Гапоненко, И. С. Грамберг, Ю. Е. Погребницкий, Д. В. Лазуркин и др. [22]. Близкого типа идеи развиваются А. Б. Кузьмичевым и М. К. Данукаловой [109] на основании изучения разрезов верхнего девона о-ва Бельковский и верхней юры–нижнего мела о-ва Столбовой – островов восточного обрамления моря Лаптевых. Идея Гиперборейской платформы в настоящее время развивается школой ВНИИОкеангеология [95, 132], но граница платформы проводится, по магнитным данным, значительно восточнее Лаптевского бассейна. На Таймыре [128, 10, 137] и Новосибирских островах [106, 79] большинством исследователей фундамент считается гренвильско-байкальским. С позиций плитной тектоники геологическая история моря Лаптевых рассмотрена в работах А. М. Карасика, Л. П. Зоненшайна, Л. М. Натапова и ряда зарубежных исследователей, которые считают, что формирование докайнозойских структур шельфа происходило на пассивной окраине Сибири. Образование Верхоянского и Таймырского складчатых поясов ими связывается с причленением к окраине Сибири ряда террейнов. Северо-восточная часть шельфа совместно с Новосибирскими островами отнесена ими к

Чукотской плите, причленившейся к Евразийской плите в раннем мелу [89, 99]. Рядом исследователей [110] при современных плейтектонических построениях северная часть Таймыра, море Лаптевых и Новосибирские острова относятся к самостоятельному позднепротерозойскому континенту Арктида.

Согласно данным Г. П. Аветисова, Б. И. Козьмина [1, 104], современное сочленение Западно-Лаптевского бассейна с Сибирской платформой рассматривается как сейсмически высокоактивная зона, где нередко землетрясения с магнитудой 5 и выше. Эпицентры землетрясений, показанные на тектонической схеме, – лишь часть подземных толчков магнитудой 5–6, которые были зарегистрированы за последние годы (в течение 40–45 лет). При этом координаты эпицентров по существующей системе наблюдений можно оценить приближенно. Временными станциями НПО «Севморгео» за полевые сезоны 1985–1988 гг. зарегистрированы многочисленные слабые толчки, которые, по данным Г. П. Аветисова (1996 г.), в пределах характеризуемого региона образуют линейную зону эпицентров землетрясений, прослеживающуюся от восточного побережья Таймыра, через хр. Прончищева, Оленёкский залив до залива Буор-Хая. Она совпадает с Прончищевско-Оленёкской зоной сдвигов и располагающейся севернее Лено-Таймырской областью пограничных поднятий. В пределах этой зоны отмечены крупные землетрясения, по которым получена макросейсмическая информация и рассчитаны фокальные механизмы [1, 104]. Надвиговая кинематика характерна для землетрясения Оленёкского залива, происшедшего 1 февраля 1980 г. магнитудой 5,7 (координаты 73,1° с. ш., 122,3° в. д.). Для него установлены 6 и 7-балльные зоны с большой осью северо-западного простирания, совпадающего с простиранием линии эпицентров. Тит-Арынское землетрясение 20 мая 1963 г. магнитудой 5,0 (координаты 72,1° с. ш., 126,6° в. д.), по кинематике соответствует сдвигу.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА (I)

В границах листа расположена северная часть Оленёкского геоблока Сибирской платформы, ограниченного на севере Прончищевским и Оленёкским разломами, на северо-востоке – Булкурским.

Оленёкский блок, по геофизическим данным, складывается зеленосланцево-метаморфизованными вулканогенно-терригенными углеродистыми отложениями, подобными закартированным на Солоолийском выступе, мощностью более 2600 м. Средняя плотность образований верхнего мегаслоя блока – 2,70 г/см³.

Структура фундамента проявлена в геофизических полях наиболее отчетливо к югу от Жданихинско-Суодемского разлома, где выделяются Тюмятинское поднятие и Хастахская впадина [247, 36].

Западнее Тюмятинского поднятия, в ядре которого раннепротерозойский кристаллический фундамент приподнят до отметок –4 км, расположена крупная Хастахская впадина, с глубинами залегания фундамента более 5 км. Впадина отражена в магнитном и гравитационном полях отрицательными значениями. В мезозойском чехле эти структуры не выражены.

В составе чехла платформы в пределах листа выделяются четыре тектонических комплекса, или структурных этажа (СЭ): рифейско-вендский, поздневендско-среднекаменноугольный, среднекаменноугольно-триасовый и юрско-кайнозойский. В северной части Сибирской платформы выделяется Хатангско-Ленский перикратонный мегапрогиб (I-A).

Рифейско-вендский и поздневендско-раннекаменноугольный структурные этажи выделяются только на разрезе (см. «Геологическую карту...») и на территории листа представлены морскими терригенно-карбонатными рядами формаций. Средняя плотность слагающих их образований – 2,67 г/см³. Мощность рифейско-вендских отложений в пределах Оленёцкого блока меняется от 1600 до 2000 м. Второй ряд формаций представлен только поздневендско-кембрийской частью рифового типа мощностью 884–1012 м, вышележащие палеозойские образования эродированы во время предсреднекарбоневой пенеplanationации.

Среднекаменноугольно-триасовый структурный этаж, соответствующий активизационному тектоническому комплексу, отделен от предыдущих структурным несогласием. В пределах листа на поверхность он не выходит. Мощность слагающих его осадочных образований варьирует от 510 до 830 м. Породы полого (менее 1–2°) погружаются к северу и нарушены малоамплитудными сбросами.

В составе этажа выделяется два ряда терригенных формаций, сформировавшихся в условиях пассивной окраины и перикратонного опускания Сибирской платформы: угленосный песчано-алевролитовый (С₂–Р₃) и туфо-глинисто-песчаный (Т_{1–3}). Мощность отложений угленосного песчано-алевролитового ряда формаций (С₂–Р₃) уменьшается с запада на восток с 440–580 до 260–330 м. Период конец перми–инд триаса характеризуется крупной регрессией моря и широким развитием процессов выветривания, денудации и выравнивания. На соседних площадях западнее в это время (конец инда) формируются высокотитанистые вулканиты и интрузии умереннощелочного ряда ферропикрит-ферробазальт → исландит → трахириолит(?). По аэромагнитным данным выделяются несколько полей с развитием пород основного–ультраосновного состава, связанных, возможно, с этим этапом магматизма. Отложения среднекаменноугольно-триасового структурного этажа заметно нарушены пликативными и дизъюнктивными нарушениями вблизи Прончищевско-Оленёцкой зоны разломов. Мощность отложений ранне-позднетриасового ряда формаций не превышает 250 м. Средневзвешенная их плотность колеблется от 2,52 г/см³ на юге до 2,54 г/см³ – на севере.

Юрско-кайнозойский структурный этаж Хатангско-Ленского перикратонного мегапрогиба сформирован тремя структурно-формационными комплексами (СФК): юрско-раннемеловым окраинно-шельфовым, ранне-позднемеловым синорогенным и кайнозойским (плиоценовым) континентальным. Первым двум СФК отвечают две крупные структуры: Северо-Сибирская моноклинали, или платформенное крыло Хатангско-Ленского мегапрогиба (J–K₁) и Лено-Анабарский краевой (передовой) прогиб (K_{1–2}). Граница прогиба с моноклиной намечается примерно вдоль долины р. Уэле на продолжении Жданихинско-Суодемского разлома,

севернее которой в гравитационном поле наблюдается линейный минимум, вытянутый вдоль современной оси Хатангско-Ленского мегапрогиба. Как синорогенная структура, Лено-Анабарский краевой прогиб оконтуривается по полю распространения лукумайской свиты альба, с которой начинается формирование постальбских молассоидов.

Северо-Сибирская моноклинали (I-A1) **слагается юрско-раннемеловой прибрежно-морской трансгрессивной и раннемеловой (валанжин-раннеальбской) континентальной регрессивной сериями отложений.** Формирование последней серии связано с началом коллизионных процессов в Верхояно-Колымской складчатой области. Общая мощность отложений меняется с юго-запада на северо-восток в сторону Прончищевско-Оленёкской складчатой зоны от 630 до 1380 м. В пределах моноклинали по геологическим и сейсмическим данным выделяется ряд зон, объединяющих локальные антиклинальные структуры: Хастахская, Кираская, Улахан-Чарчкская, Восточно-Келимьярская, Омугуянская (см. схему прогноза на нефть и газ) [247, 36]. В большинстве случаев структуры платформенного крыла прогиба штамповые, отражающие подвижки блоков фундамента. Они преимущественно северо-западного простирания, аналогичного простиранию нижнепротерозойских структур платформенного основания.

Лено-Анабарский краевой прогиб (I-A2) **представляет собой асимметричную структуру, выполненную ранне-позднемеловыми отложениями двух серий: альбской слабоугленосной песчаной трансгрессивной направленности и альб-сеноманской алевролитопесчаниковой (менгюряхская и чарчкская свиты) с углями рабочей мощностью регрессивной.** Молодые меловые осадки приурочены к впадинам-мульдам, осложняющим прогиб. Восточную часть прогиба в пределах рассматриваемых листов занимает *Таймыльрская впадина (I-A2²)*, ограниченная на крайнем западе фрагментами *Молохинской седловины (I-A2¹)*. Таймыльрская впадина выделяется по полю распространения менгюряхской свиты. Ей соответствует Таймыльрский гравитационный минимум. Восточная граница впадины ограничена Приоленёским разломом.

Континентальные угленосные толщи Лено-Анабарского прогиба накапливались в предгорном прогибе, возникшем на пассивной окраине Сибири в условиях коллизионной обстановки, за счет разрушения, в основном, Верхоянских гор и Сибирской платформы. Суммарная мощность отложений увеличивается от 105 м на южном крыле прогиба до 380 м в наиболее прогнутых участках его осевой зоны. Средняя плотность их – 2,10 г/см³.

На размытой поверхности мезозойских и более древних отложений залегают кайнозойские образования, представленные в пределах прогиба неогеновыми и четвертичными отложениями. Их мощность не превышает первых десятков метров.

Чекановская инверсированная зона передового прогиба (I-A3), выраженная в современном рельефе одноименным Кряжем, выделена восточнее Приоленёкского разлома, сопряженного с долиной р. Оленёк. В его пределах выделяются на западе Станнахская мульда, на востоке Нижнеленская впадина. Между ними расположена пологая Иелегерская седловина (гора Иелегер, выс. отм. 430 м), которая

находится на продолжении крупной линейно-вытянутой на север-северо-запад Восточно-Келимярской структуры. Чекановская зона представляет собой орогенное поднятие северо-западного простирания, в основании которого юрско-меловые отложения Хатангско-Ленского перикратона смяты в апт-альбское время, а ранне- позднемеловые – Лено-Анабарского передового прогиба инверсированы в предкайнозойский и кайнозойский этапы. Абсолютные отметки орогена колеблются в интервале 300–500 м. На космических снимках Кряж Чекановского является продолжением хр. Туорасис Верхоянья и отделяет Приверхоанский передовой прогиб от Лено-Анабарского.

Восточно-Келимярская антиклиналь [189, 36], впервые выделенная в 1952 г. Н. А. Сягаевым, является центральной структурой Чекановской инверсированной зоны. В пределах территории листов она располагается северной своей частью протяженностью около 30 км при общей его длине 180 км и ширине 4,0–6,0 км. Эта структура согласна с северо-западным (310–320°) простиранием складок Северного Верхоянья. Ядро антиклинали и особенно юго-западное ее крыло осложнены разрывами, по которым сводовая часть надвинута на юго-запад. Амплитуда горизонтальных смещений-надвигов в отдельных блоках составляет более 500 м. Плоскости сместителей наклонены к северо-востоку. Местами они представлены зонами брекчирования довольно глубокого заложения (вероятно, допермских слоев), отличающимися резким запахом битумов слагающих их брекчий. Углы падения пород на крыльях антиклинали колеблются от 2–3° до 15–20°, осложняющие свод мелкие складки – короткие с крутыми крыльями (45–60°). В северном направлении антиклиналь выполаживается, разрывные нарушения переходят в трещины без заметного смещения по ним пластов. Структура ограничена с севера лукумайской свитой – началом формирования передового Лено-Анабарского прогиба. Восточно-Келимярская структура является, видимо, самой западной окраинной надвиговой структурой Верхоянья.

Станнахская мульда, выделенная Д. В. Лазуркиным (1971 г.), оконтуривается полем распространения укинской и менгюряхской свит альба среди поля развития лукумайской свиты. Они слагают верхнюю регрессивную часть ранне-позднемелового СФК. На западе мульда ограничена Приолёнёским разломом, по которому она поднята по отношению к Таймыльерской впадине на 100–150 м, на севере – Оленёкским разломом, срезающим юго-восточные части Усть-Оленёкской антиклинали и Северной синклинали.

Ниженеленская впадина контрастно выражена в гравитационном поле. Она оконтуривается по полю распространения отложений укинской свиты как открытая к востоку крупная мульда, которая осложнена многочисленными разрывными нарушениями взбросо-сдвигового характера [36]. С северо-востока на ранне-позднемеловую впадину Чекановской кайнозойской орогенной зоны по Булкурскому разлому надвинуты чешуи позднекимерийской Бастахско-Хараулахской складчато-глыбовой зоны, на севере она ограничена Оленёкской зоной взбросо-сдвиговых разломов. Неженеленская впадина является, видимо, результатом сочетания

позднекимммерийских движений надвигового типа Верхоянья и левосдвигового—Прончищевско-Оленёкской ветки, наложившихся на северо-восточный край Хатангско-Ленского юрско-раннемелового перикратона.

Илегерская седловина располагается между Нижнеленской впадиной и Станнахской мульдой. Она унаследует при формировании Лено-Анабарского прогиба антиклинальный перегиб Восточно-Келимьярской структуры.

Дизъюнктивные нарушения в юрско-меловом комплексе, связанные с верхоянскими движениями, наиболее широко развиты на прискладчатом крыле Лено-Анабарского прогиба и в Чекановской инверсированной зоне передового прогиба. Видимо, именно с этим этапом связано преобразование углей в каменные и их возгорание с формированием полей глиежа — «гореликов» в наиболее активных тектонических зонах. Поскольку тектоническая активность в пределах Прончищевско-Оленёкской зоны разломов продолжается и в настоящее время, пожары углей наблюдаются и сейчас.

Главным разломом платформенного чехла является Приоленёкский, трансирующийся вдоль долин рек Келимьяр и Оленёк. В частности он отделяет от Лено-Анабарского передового прогиба Станнахскую мульду и Нижнеленскую впадину, которые относятся в современном структурном плане к Чекановской инверсированной зоне передового прогиба. Разлом выражен повышенной трещиноватостью мезозойских отложений, серией мелких разрывов с вертикальным смещением пластов на 5–10 м [189]. На отдельных участках долины р. Келимьяр в зоне разлома наблюдались блоки, в которых юрские отложения расслоены на мелкие вертикальные чешуи с относительными смещениями на 0,5–2,0 м по вертикали. Вертикальные плоскости разрыва сопровождаются тектоническими брекчиями и прожилками кальцита. Каких-либо горизонтальных смещений вдоль этого разлома не наблюдалось. Формирование этой зоны обусловлено, видимо, в первую очередь, вертикальными подвижками блоков фундамента в кайнозойское время и связано с формированием Лаптевского бассейна и Чекановской зоны орогенеза.

ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (II)

На площади листа область представлена отрезком Восточнотаймырско-Оленёкской складчато-надвиговой системы, которая является западным ответвлением Верхоянской. Огибая с севера Сибирскую платформу, эта ветвь углом входит в Хатангский залив, расщепляясь на серию взбросо-сдвигов, и образует торцевое сочленение с раннекимммерийской Таймырской складчато-надвиговой системой.

Восточнотаймырско-Оленёкская складчато-надвиговая система (II-A) в пределах суши на западе представлена Прончищевско-Оленёкской полого-складчатой зоной, сопряженной с Лено-Таймырской областью пограничных поднятий шельфа, а на востоке — Бастахско-Хараулахской складчато-глыбовой зоной. Особенностью складчато-надвиговой системы в целом является вещественный состав слагающих её формаций крайинно-шельфового происхождения. В соответствии с этим, границы

Восточнотаймырско-Оленёвской складчато-надвиговой системы (как западные, так и восточные) трактуются неоднозначно. Так, в частности, на рассматриваемом листе складчатые юрско-меловые структуры ранее относились к северо-восточному краю Лено-Анабарского прогиба, и лишь фрагменты пермско-триасовых образований – к Хараулахско-Таймырской складчатой зоне Верхоянья [36]. Учитывая, что юрско-меловые отложения по обрамлению пермско-триасовых также затронуты позднекимерийской складчатостью, мы относим их к полого-складчатым образованиям Верхоянно-Колымской складчатой области или зоне форланда Верхоянского складчато-надвигового пояса (по А. В. Прокопьеву и А. В. Дейкуненко [155]).

Прончищевско-Оленёвская полого-складчатая зона (П-А1) с узкими линейными структурами протягивается с правого берега Анабарской губы через хр. Прончищева в устье р. Оленёк и далее на восток до Булкурской протоки. Небольшой отрезок близкого строения выделяется в пределах юго-восточной части листов к северо-западу от о-ва Тит-Ары на продолжении Булкурской антиклинали. От Лено-Анабарского прогиба и Чекановской инверсированной зоны передового прогиба Прончищевско-Оленёвская зона отделяется Оленёвским разломом (взбросо-сдвигом).

Складчатая зона слагается тремя структурно-формационными комплексами: среднекаменноугольно-пермским терригенным сероцветным мощностью до 2360 м, триасовым туффитово-терригенным пестроцветно-сероцветным алмазоносным мощностью 530–980 м и юрско-раннемеловым терригенным сероцветным (1280–2400 м). Все серии стратифицированных формаций СФК формировались в условиях пассивной окраины и перикратонного опускания Сибирской платформы в сторону Верхоянского прогиба. Между ними отмечаются региональные угловые и стратиграфические несогласия, свидетельствующие о проявлении раннегерцинской (предсреднекаменноугольной), позднегерцинской и раннекимерийской фаз складчатости. Серии образуют трансгрессивно-регрессивные ритмы более высоких порядков, мощности которых в целом увеличиваются к северо-востоку. На границе среднего и позднего триаса проявлен кимберлитовый магматизм, представленный на площади работ ангардамтасским вулканическим алмазоносным комплексом, состоящим из маломощных измененных лапиллиевых гидроэксплозивных туфов, ксенотуфов, туффитов и являющимся частью ладинско-карнийского вулканогенно-осадочного разреза. На Таймыре с этим временем связан основной этап раннекимерийского орогенеза. Складки с юрскими отложениями фиксируют, видимо, древнюю кромку шельфа, по которой, как наиболее ослабленной зоне, завершились складчато-надвиговые процессы. Зона характеризуется в целом развитием линейных и брахиформных складок с углами падения крыльев 20–30° субширотного и северо-западного простирания, осложненных продольными взбросами и субширотными левосторонними сдвигами, вдоль которых наблюдается резкое увеличение углов падения пород до 60–75°.

В пределах Усть-Оленёвской ветки складок в ядрах антиклиналей вскрываются триасовые отложения, реже пермские в блоках, в ядре Дюлюнгской и Булкурской антиклиналей широко развиты пермские породы (Дюлюнгское

и Булкурское поднятия), с более высокой степенью смятия. Дюлонгская антиклиналь отделена от Усть-Оленёкской антиклинали Северной пулл-апартовской(?) синклиналию, в которой вскрываются синорогенные ранне-меловые угленосные континентальные образования, включая укинскую свиту альба.

Усть-Оленёкская антиклиналь вытянута в северо-западном направлении на 70 км, северо-западная часть срезана Терпейским разломом, на востоке она периклинально замыкается в бассейне р. Киэнг-Юрях-Салата. В поперечном сечении антиклиналь представляет собой асимметричную складку с дугообразным профилем, с почти горизонтальным узким сводом, сложенным нижнетриасовыми отложениями [41]. Северо-восточное ее крыло крутое ($50-60^\circ$), южное – более пологое ($30-35^\circ$). Ширина складки по подошве юрских отложений – 5–8 км.

Северная синклинали сопряжена на юге с Усть-Оленёкской и вытянута в северо-западном направлении от Оленёкского разлома до моря Лаптевых на 80 км. В поперечном сечении синклинали также представляет собой асимметричную складку с дугообразным профилем [41]. Наиболее резко асимметрия выражена в районе гор Туора-Хайата, южное крыло синклинали крутое ($50-60^\circ$), северное – более пологое ($20-30^\circ$). Ширина складки по подошве юрских отложений здесь – 5–8 км. Восточнее в центриклинали вскрываются угленосные отложения лукумайской и укинской свит альба с более пологими и симметричными залеганиями отложений шириной до 8 км в самой широкой части и протяженностью 30 км (по подошве лукумайской свиты).

Дюлонгская антиклиналь имеет широтно-северо-западное простирание и протяженность вдоль протоки Ангардам-Уэсе 140 км (по подошве булкурской свиты). Северо-восточное крыло антиклинали срезано современным Терпейским разломом. Ширина выхода ядра складки с пермско-триасовыми отложениями достигает 13 км. Пермские отложения в своде антиклинали надвинуты на триасовые и юрские толщи. Плоскость сместителя наклонена на северо-восток под углом $45-65^\circ$, амплитуда надвига 1–2 км [36]. В южном крыле Дюлонгской антиклинали юрско-ранне-меловые отложения смяты в ряд узких (от 15–20 до 300–500 м) протяженных складок, опрокинутых на юго-запад. Они осложнены небольшими надвигами и секущими разломами. Плоскости разрывов обычно «сухие». По некоторым развита тектоническая брекчия, зеркала скольжения. Часты трещины грубого кливажа, плоскости которых падают на восток по азимуту $0-50^\circ$ под углом от 20 до 70° .

Булкурская антиклиналь выделяется южнее на листе R-52, на рассматриваемую площадь выходит своим северным окончанием вдоль булкурской протоки протяженностью до 35 км и ширине до 6 км (по кюсюрской свите). Ее северо-восточное крыло срезано Булкурским разломом.

Дизъюнктивные нарушения. Природа дислокаций Прончищевско-Оленёкской полого-складчатой зоны остается дискуссионной. Кулисная ориентировка складок широтно-северо-западного простирания свидетельствует о ведущей роли левосдвиговых перемещений, в отличие от собственно Приверхоянской зоны, где преобладала надвиговая составляющая.

Начало движений относится, видимо, к апт-альбу, когда наряду с формированием в передовом прогибе ранне-позднемиловых отложений, во фронтальной зоне гор могли формироваться межгорные впадины по типу пулл-апарт, которые при развитии дальнейших сдвиговых перемещений привели к формированию синклиналей типа Северной, отшнурованной от передового прогиба Оленёским разломом. В Лено-Анабарском прогибе А. М. Заниным [209] описаны пологие кулисные конседиментационные складки северо-западного простирания. Современные землетрясения (типа Тит-Арынского в 1963 г.) со сдвиговой кинематикой свидетельствуют о продолжении данного типа движений и по настоящее время.

Бастахско-Хараулахская складчато-глыбовая зона (П-А2) расположена в низовьях Лены, между Булкурской и Быковской протоками и ограничена одноименными разломами: Булкурским с юго-запада и Быковским на северо-востоке. Кысамский надвиг (структурный шов) разделяет ее на два блока. К юго-западу от Кысамского шва расположена Соубольская мегасинклиналь [66], которая объединяет серию антиклиналей и синклиналей более низких порядков, сложенных преимущественно каменноугольно-пермскими отложениями. В ядре антиклинали, сохранившейся на правом берегу р. Лена, обнажаются верхнекембрийские доломиты, перекрытые нижнедевонскими и верхнекаменноугольно-нижнепермскими отложениями. В синклиналях вскрыты средне-верхнепермские, а в одной из них – нижнетриасовые отложения. Каменноугольно-пермские толщи прорваны дайками долеритов и габбродолеритов ленского комплекса.

Кысамский структурный шов выражен контрастной полосой надвиговых чешуй северо-западного простирания ($280-290^\circ$), связанной, по-видимому, с зоной разломов, вдоль которой в раннем триасе происходило внедрение даек и силлов основных пород, а позднее, в период складчатости – многоактное надвигообразование. Каменноугольные отложения в пределах чешуй хаотично деформированы, осложнены мелкими разрывами. Видимая амплитуда горизонтальных смещений надвиговых чешуй колеблется от первых сотен метров до 1,5–2 км.

Расположенный к северо-востоку от Кысамского шва Бастахско-Туматский блок представляет собой своеобразный структурный ансамбль из пластообразных, сорванных со своих корней и сдвинутых на юго-запад геологических тел, сложенных преимущественно девонскими и каменноугольными отложениями. Выделяются три крупные пластины, которые в свою очередь осложнены многочисленными чешуями, сбросо-сдвигами и взбросами. Видимая амплитуда горизонтального смещения пластин колеблется от 3 до 5 км.

На севере складчато-надвиговые структуры ограничены Сардахским сдвигом, переходящим в Терпейский разлом. Северное продолжение этого блока – Туматский выступ – скрыт под кайнозойскими отложениями дельты р. Лена.

На мезозойские структуры Бастахско-Хараулахской складчато-глыбовой зоны наложены кайнозойские грабены северо-западного простирания, выполненные палеогеновыми отложениями [36].

ХАТАНГСКО-ЛАПТЕВОМОРСКАЯ ЭПИПОЗДНЕКИММЕРИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА (III)

Молодая платформа с аптско(?)-кайнозойским чехлом охватывает шельф моря Лаптевых и частично прибрежные низменности материка, включая дельту р. Лена. Она представлена на территории листов центральной частью и на юге ограничена системой сбросов и эшелонированных левых сдвигов, маркирующих распространение кайнозойских комплексов. Своеобразие тектонической позиции рассматриваемой области состоит в том, что она приурочена к центриклинальному замыканию Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана и относится к так называемым торцевым окраинам, развитие которых непосредственно связано с процессами раскрытия океана.

Большинство исследователей [171, 77, 2] считают, что в пределах Лаптевского шельфа существует рифтовая система. А. Ф. Грачев, Р. М. Деменицкая и А. М. Карасик [57], предполагали, что она служит связующим звеном между срединно-океаническим хребтом Гаккеля и Момским континентальным рифтом. Б. И. Ким с соавторами [24] также указывают, что «структура Лаптевского седиментационного бассейна включает в себя систему линейных рифтогенных грабенов с осадочным выполнением поздне-мелового–миоценового возраста, перекрытую покровным плиоцен-четвертичным комплексом». Со ссылкой на эту работу, Л. И. Красный [108] приводит ансамбль рифтогенных структур моря Лаптевых в качестве примера воздействия океанского рифтогенеза на пассивную окраину Азии.

Наряду с этим, существует мнение, что роль рифтогенеза при образовании кайнозойского чехла моря Лаптевых явно завышена [131, 70]. Это мнение основывается на представлениях о том, что спрединг в Евразийском суббассейне начался значительно позднее – в олигоцене–раннем миоцене.

Фундаментом молодой Хатангско-Лаптевоморской платформы являются дислоцированные образования Верхояно-Колымской складчатой области. Они выходят на поверхность в пределах Прончищевско-Оленёкской полого-складчатой и Бастахско-Хараулахской складчато-глыбовой зоны, принадлежащих к Восточнотаймырско-Оленёкской складчатой системе.

Кайнозойские образования дельт Оленёка и Лены ограничены системой сбросов и сдвигов и относятся к чехлу молодой платформы, «кайнозойской впадине моря Лаптевых» [181] или «Лаптевской области кайнозойского рифтогенного обрушения» [36], «Лаптевской окраинно-материковой плите» [2], «Лаптевскому бассейну» [24].

В соответствии с легендой Лаптево-Сибироморской серии [221], к осадочному чехлу шельфа относят аптско-верхнемеловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

Р. О. Галабала [36] считает, что верхнемеловые отложения не нужно включать в плитный комплекс, поскольку они приурочены к изолированным предгорным и межгорным прогибам и представлены грубообломочными молассоидами, нередко угленосными. Эти отложения повсеместно отражают орогенный этап – заключительные фазы складчатости в мезозоидах – и не имеют никакого отношения к принципиально новым геодинамическим обстановкам региона, вызывшимся в растяжении земной

коры, в обрушении и рифтообразовании, в условиях которых формировался кайнозойский чехол. С этим этапом развития Р. О. Галабала связывает геодинамическую перестройку региона – смену режима горизонтальных напряжений, сжатия и скучивания – растяжением и началом рифтообразования в связи с раскрытием Евразийского бассейна.

Началу формирования кайнозойского чехла предшествовала типичная эпиколлизионная обстановка пенепленизации, маркируемая в складчатых мезозоидах мощной площадной каолиновой или ферриаллитной корой выветривания. Кора выветривания формировалась с датского века до начала позднего палеоцена или эоцена [17, 18].

Палеоген-неогеновые отложения установлены вдоль Быковской протоки дельты Лены [36], где они представлены преимущественно континентальными – озерными, озерно-болотными, озерно-аллювиальными, аллювиальными и, вероятно, лагунными отложениями.

В связи с этим, в пределах прибрежных районов суши выделяется кайнозойский, предположительно континентально-морской, терригенный структурно-формационный комплекс общей мощностью более 800 м, отвечающий в тектоническом отношении этапу формирования молодой платформы. На прилегающем шельфе кайнозойский СФК имеет мощность до 5,5 км и подстилается ниже-верхнемеловыми отложениями, которые образуют самостоятельный структурно-формационный комплекс, связанный с завершающей стадией орогенного этапа (заполнения межгорных впадин) и началом формирования осадочного бассейна моря Лаптевых. Этот, нижний, СФК (выделенный только на разрезе) ограничен в кровле региональным несогласием, сформированным на рубеже от позднего мела до раннего-среднего палеогена. С несогласием (в принятой модели, Дополнение..., 2011) связан сейсмический отражающий горизонт «L2», в структурном плане которого значительно сглажен расчлененный рельеф поверхности складчатого основания.

Основные структуры Хатангско-Лаптевоморской платформы наиболее контрастно проявлены по подошве осадочного чехла (или по кровле складчатого основания, отражающий горизонт «А» – карта базы данных, масштаб 1 : 1 000 000). В рамках карты выделены субрегиональные структуры: Лено-Таймырская область пограничных поднятий, Западно-Лаптевская рифтовая система и Новосибирская система грабенов и горстов (см. «Схему тектонического районирования по осадочному чехлу, масштаб 1 : 5 000 000»).

Лено-Таймырская область пограничных поднятий (III-A). В пределах рассматриваемой территории, по геофизическим данным, в составе Лено-Таймырской области пограничных поднятий выделяются Хараулахско-Таймырская зона горстов и грабенов и Туматский выступ.

Впервые Лено-Таймырская область охарактеризована геологами «Севморгео» В. А. Виноградовым, Е. К. Зацепиным и др. в 1979–1983 гг. как зона погребенных поднятий Лаптевской плиты, выраженная интенсивными и контрастными высокоградиентными аномалиями поля силы тяжести, прослеживающаяся относительно узкой полосой (до 100 км) от северной оконечности Таймыра до залива Буор-Хая [211].

На тектонической схеме Р. О. Галабалы [36] выделялась Лено-Таймырская зона пограничных поднятий, включающая Хараулахско-Таймырскую систему контрастных горстов и грабенов и Туматский выступ. На представленной авторами «Тектонической схеме» сохранены собственные названия всех этих элементов.

Хараулахско-Таймырская зона горстов и грабенов (III-A1). По характеру ярко выраженных линейных аномалий гравитационного и, в меньшей степени, магнитного полей, заверенных редкими сейсмическими профилями, в структуре Хараулахско-Таймырской зоны выделяется, с учетом данных Р. О. Галабалы [36], система сопряженных горстов и грабенов. Сопоставление сейсмических данных с аномалиями гравитационного поля дает основание считать, что все горсты Хараулахско-Таймырской зоны, расположенные севернее Терпейского разлома, скрыты под кайнозойским чехлом.

Непосредственно к региональному разлому, ограничивающему кайнозойский бассейн, примыкают *Прончищевский* (III-A1³), *Кубалахский* (III-A1⁵) и *Булкурский* (III-A1⁴) грабены, кулисообразно надстраивающие друг друга с запада на восток. Внешнюю часть зоны обрамляют *Усть-Оленёкский* (III-A1¹) и *Петрушкинско-Керютинский* (III-A1²) горсты. Глубина залегания поверхности складчатого основания в пределах Усть-Оленёкского горста, по сейсморазведочным данным, составляет 1,5 км. Сложены горсты, как и в обнаженной на суше части Прончищевско-Оленёкской полого-складчатой зоны, дислоцированными в разной степени комплексами ордовика, среднего карбона–перми, триаса, мощностью до 3 км. Возможно, в ядрах погребенных горстов мощность палеозойских образований сокращена, и более высокое положение занимает кровля «кристаллического фундамента», с чем связаны повышенные (20–30 мГал и более) значения поля силы тяжести. В грабенах, расположенных восточнее Усть-Оленёкского горста, подошва «постверхоянского» осадочного чехла прослеживается предположительно на глубине до 2 км. На склонах горстов и в днищах грабенов в составе складчатого основания могут присутствовать юрско-нижнемеловые толщи. Вершинные части горстов, перекрытые кайнозойскими отложениями, сложены триасовыми и среднекаменноугольно-пермскими образованиями.

Туматский выступ (III-A2), расположенный в дельте р. Лена, характеризуется контрастным гравитационным максимумом, со значениями до 55 мГал. Это наиболее приподнятый блок, продолжающий Бастахско-Туматскую складчато-глыбовую зону Верхоянья, перекрытый маломощным покровом плиоценовых и четвертичных отложений, в своде которого под ними залегают кристаллические породы дорифейского основания. Ранее Р. О. Галабалой, был показан выход на поверхность предположительно архейских пород. Это предположение основывалось на присутствии в отложениях эоплейстоцена крупных неокатанных глыб гранатовых, гранатсиллиманитовых гнейсов, по степени метаморфизма и сопоставленных с архейскими породами. Однако бурением на о-ве Сардах под неогеновыми отложениями установлены отложения девона (С. А. Граханов и др. 2009 г., устное сообщение). Кроме поздневендско-среднекаменноугольных

отложений на крыльях выступа в своде под плиоцен-четвертичными отложениями предполагаются выходы вулканогенных и терригенно-карбонатных образований рифея–позднего венда и, возможно, реоморфизованных в рифее раннепротерозойских пород. Южное крыло выступа осложнено нарушениями – предположительно взбросами, взбросо-надвигами, с падением плоскостей сместителей на северо-восток.

Западно-Лаптевская рифтовая система (III-B) (или Лаптевский мегарифт, по Т. А. Андиевой, 2008) служит стержневой структурой молодой (эпипозднекиммерийской) Хатангско-Лаптевоморской платформы. Эта рифтовая система со сложным внутренним строением, которая в той или иной мере связана с развитием Евразийского суббассейна. Об этом свидетельствует как общее утонение земной коры до 25–22 км в осевых частях бассейна моря Лаптевых, выраженных глубокими грабенами, так и раздробленность осадочного чехла многочисленными сбросами и сбросо-сдвигами.

На площади листов эта область характеризуется контрастным, резко расчлененным рельефом позднекиммерийского основания со значительным, до 10–12 км, его погружением в осевой части бассейна. Структура основания бассейна, установленная по сейсморазведочным данным, напрямую отражается в аномальном гравитационном поле: впадинам в большинстве случаев соответствуют минимумы, а поднятия отображаются положительными значениями. С юга рифтогенную область ограничивает система сбросов и сдвигов: Арынский, Сардахский и Быковский разломы, а с северо-востока – региональный разлом Лазарева.

В структуре Западно-Лаптевской рифтовой системы выделяются фрагменты Южно-Лаптевской зоны прогибов, Трофимовская зона поднятий и Усть-Ленская рифтовая зона, Омолойская зона прогибов, Центрально-Лаптевская региональная ступень и Сагастырская региональная ступень.

Южно-Лаптевская зона прогибов (III-B1) в рамках листов представлена своим юго-восточным замыканием с максимальным погружением складчатых комплексов основания бассейна до 7 км в *Арынско-Витязевском* (III-B1¹) и *Оленёкском* (III-B1³) грабенах. Грабены разделяет *Исайско-Ребековский горст* (III-B1²), в юго-восточной части которого складчатое основание поднимается до отметок менее 2 км.

В остаточных аномалиях гравитационного поля грабены Южно-Лаптевской зоны отражаются линейными минимумами: Арынско-Витязевский – цепью отрицательных (от –5 до –15 мГал) значений поля силы тяжести, Оленёкскому соответствует линейный минимум (от 0 до –5 мГал). Разделяющий грабены Исайско-Ребековский горст выражен максимумами до 5 мГал.

В грабенах Южно-Лаптевской зоны в разрезе платформенного чехла в северо-западных частях преобладают меловые отложения (сейсмокомплекс А-L2), а в юго-восточных отрезках, по мере вырождения и замыкания грабенов в дельте Лены, мощность меловых отложений сокращается, и большую часть разреза слагают кайнозойские породы.

Трофимовская зона поднятий (III-B2) как положительный элемент первого порядка разделяет Южно-Лаптевскую зону прогибов и

Усть-Ленскую рифтовую зону и включает крупные выступы, поднятия, горсты и ступени с глубинами залегания складчатого основания от 1 км до 5,5–6 км, а также отдельные грабены.

В южной части Трофимовской зоны поднятий, в дельте Лены расположен наиболее приподнятый блок складчатого основания – *Муоринский выступ* (III-Б2¹), отраженный в гравитационном поле крупным овальной формы максимумом до 38 мГал, ориентированным в северо-западном направлении. От Туматского выступа он отделен системой субширотных дуговых разломов, разворачивающихся от северо-запада к северо-востоку. По аналогии с Туматским можно предположить, что в ядре Муоринского выступа под кайнозойскими отложениями (или близко к их подошве) залегают докембрийские метаморфические породы, обрамленные верхневендско-среднекаменноугольными терригенно-карбонатными и вулканогенными толщами, а мощность кайнозойских отложений в его своде составляет первые сотни метров, на крыльях вряд ли превышая 1–1,5 км. Вероятно, меловые отложения в пределах выступа отсутствуют – они выклиниваются, налегая на поверхность складчатого основания, либо ограничены разломами, локализуясь в сопредельных грабенах. Муоринский выступ имеет характерный собственный образ на космических снимках, четко обособляясь от остальной части дельты Лены. Все русла и протоки дельты обтекают этот выступ, что свидетельствует о его новейшем поднятии.

К востоку от Муоринского выступа расположена *Герасимская ступень* (III-Б2²), в пределах которой складчатое основание ступенчато погружается, предположительно от 1,5–2 до 3,5–4,5 км. В гравитационном поле ступень отражена областью положительных значений, простирающейся в северо-восточном направлении, с двумя изометричными максимумами более 10 мГал. Ступень соответствует также положительная магнитная аномалия интенсивностью 20–36 нТл.

С севера и запада Муоринский выступ ограничен зонами сбросов и сбросо-сдвигов, отделяющих сопряженные с ним грабены: Северо-Белкейский, Самолётный и Аэросъемочную ступень.

Северо-Белкейский грабен (III-Б2³) имеет субширотное простираение, обрисовываясь контуром отрицательных значений остаточных аномалий гравитационного поля с минимумом до –10 мГал в восточной части. В западной части грабена, пересеченной сейсмическим профилем, глубина залегания складчатого основания составляет 9 км, не меньшую глубину его погружения можно предполагать и в восточной части, выраженной гравитационным минимумом.

Аэросъемочная ступень (III-Б2⁴), названная авторами по островам Аэросъемки (и в честь геологов, проводивших в дельте Лены АФГК), образует зону сопряжения Муоринского выступа и Самолётного грабена, в пределах которой складчатое основание погружается от 1,5–2 до 5–6 км.

Самолётный грабен (III-Б2⁵) с глубиной складчатого основания до 9 км представляет собой один из депоцентров, обрамляющих полукольцом Муоринской выступ. Ему соответствует отрицательная остаточная аномалия поля силы тяжести (–5 мГал), ось которой вытянута в северо-западном направлении.

Южно-Мурунтасский горст (III-Б2⁶) служит юго-западным ограничением Трофимовской зоны поднятий, отделяя ее структуры от Оленёского грабена Южно-Лаптевской зоны прогибов. Субмеридиональным разломом горст разбит на части, смещенные относительно друг друга на 8–10 км. Северная часть, предположительно, представляет обособленное поднятие складчатого основания с отметками в своде менее 5 км.

Мурунтасско-Северодунайское поднятие (III-Б2⁷) представляет собой относительно приподнятый блок субширотного простираения, с глубинами залегания складчатого основания от 4 до 7 км, выраженный положительными аномалиями гравитационного поля 10–15 мГал, в остаточных аномалиях – субширотной зоной положительных значений от 0 до 5 мГал.

Трофимовский горст (III-Б2⁸) простирается в северо-западном направлении, представляя узкую (25–30 км) гряду относительных поднятий складчатого основания, с глубинами 6–7 км, местами до 8 км, разделяющую Оленёский грабен Южно-Лаптевской зоны прогибов и Усть-Ленскую рифтовую зону.

Западно-Дунайский грабен (III-Б2⁹) с глубиной складчатого основания до 10,5 км вклинивается между Трофимовским горстом и Мурунтасско-Северодунайским поднятием. Грабен отражается отрицательной остаточной аномалией гравитационного поля –5 мГал. В Западно-Дунайском и Самолётном грабенах Трофимовской зоны, так же как и в южной части Оленёского грабена, наблюдается примерно равное соотношение мощностей меловых и кайнозойских отложений.

Усть-Ленская рифтовая зона (III-Б3) диагонально рассекает площадь исследуемых листов, простираясь с юго-востока на северо-запад и уходя за пределы района в направлении континентального склона. Она является стержневой структурой Лаптевского шельфа, объединяя цепь депрессий с максимальным погружением подошвы чехла до 11–12 км. По морфологии складчатого основания, в пределах рифтовой зоны выделяются осевой грабен и сопряженные с ним ступени.

Усть-Ленский осевой грабен (III-Б3¹) простирается в северо-западном направлении на 280 км и вблизи северной рамки карты ограничивается Хатангским разломом, по которому смещается в восточном направлении. Осевой грабен четко выражен в остаточном поле силы тяжести линейной отрицательной аномалией до –15 мГал на положительном фоне до 5 мГал. Грабен объединяет ряд депрессий, в которых складчатое основание залегает глубже 9 км. В осевом грабене Усть-Ленской рифтовой зоны, особенно в северной его части, в разрезе осадочного чехла преобладают кайнозойские отложения мощностью до 5,5 км.

Бортовые части Усть-Ленской рифтовой зоны, окаймляющие осевой грабен, представлены *Восточно-Трофимовской* (III-Б3²) и *Западно-Омолойской* (III-Б3⁴) ступенями с глубинами залегания складчатого основания 7–8 км.

В северной части рифтовой зоны обособляется относительно приподнятый блок – *Поднятие Минина* (III-Б3³), в отдельных выступах которого абсолютные отметки складчатого основания составляют –6,5 км.

На юго-востоке Усть-Ленской рифтовой зоны выделяется еще один, отчлененный перемычкой от осевого, *Восточно-Сагастырский* (III-Б3⁵)

грабен. Мощность мел-кайнозойского чехла в этом грабене немногим более 7 км.

Центрально-Лаптевская региональная ступень (III-Б4), ранее известная как Центрально-Лаптевское поднятие [91] или Северо-Лаптевское поднятие [36], простирается вдоль северо-восточного борта Усть-Ленской рифтовой зоны и характеризуется глубинами залегания складчатого основания от 7 до 3 км. Центрально-Лаптевская региональная ступень осложнена рядом положительных, отрицательных и переходных структур.

В ее северной части обособляется *Центральное поднятие* (III-Б4¹), в своде которого складчатое основание приподнимается до глубины менее 4 км. К востоку от этого поднятия расположен *Северо-Омолойский грабен* (III-Б4²), где складчатое основание погружено глубже 5,5 км. Грабен выражен отрицательной аномалией до -5 мГал на общем слабopоложительном (0–5 мГал) фоне остаточных аномалий гравитационного поля, которое наблюдается в пределах большей части Центрально-Лаптевской региональной ступени.

К югу от рассмотренных структур располагаются две ступени, которые разделены системой разломов северо-восточного простирания: *Западно-Лазаревская* (III-Б4³) и *Кыгалахская* (III-Б4⁴). Первая, на северо-востоке граничащая с Лазаревским разломом, более приподнята. Основание мел-кайнозойского чехла в ее пределах прослежено на глубине от 3 до 5 км. Кыгалахская ступень, относительно нее, погружена до 5–7 км.

В самой южной части Центрально-Лаптевской региональной ступени выделяется ограниченный разломами блок треугольной формы, вершиной обращенный на юг – *Умайбытское поднятие* (III-Б4⁵). Складчатое основание в пределах поднятия находится на глубине 4–5 км. В остаточных аномалиях гравитационного поля поднятию соответствуют положительные значения до 10 мГал.

Сагастырская региональная ступень (III-Б5) занимает территорию восточной части дельты Лены и прилегающую акваторию. На карте Новой серии [36] она выделялась как Сагастырский блок поднятий и впадин. Эта структура залегает между высоко приподнятыми блоками складчатого основания – Туматским и Муоринским выступами и грабенами Усть-Ленской рифтовой зоны и Омолойской зоны прогибов. В целом Сагастырская региональная ступень отличается высокоградиентным полем силы тяжести, на основании которого предполагается контрастный рельеф поверхности складчатого позднекайнозойского основания. В соответствии с рисунком гравитационных аномалий, в ее пределах выделены горсты, грабены, поднятия и ступени.

Барчакский горст (III-Б5¹) в контуре положительной аномалии гравитационного поля (0–6 мГал) простирается в северо-северо-восточном направлении на 90 км при ширине 20–30 км. Мощность кайнозойского чехла в его пределах, предположительно, меньше 2–1,5 км, а меловые отложения, вероятно, выклиниваются, налегая на складчатое основание, на склонах горста.

Босхинский горст (III-Б5²) смещен по разлому (правому сдвигу) относительно Барчакского на юго-запад. Он также фиксируется гравитационным

максимумом до 10 мГал, отражающим поднятие докайнозойского основания до глубины менее 2 км.

Синегирский грабен (III-Б5³) сложной формы расположен в северо-западной части Сагастырской региональной ступени, отделяя Барчакский горст от Туматского выступа и структур Трофимовской зоны поднятий: Муоринского выступа и Герасимской ступени. Грабен вытянут в северо-западном направлении на 100 км, при ширине 25–40 км. Он объединяет ряд депрессий, которые выделялись на карте предыдущего издания [36] как самостоятельные грабены: Сагастырский, Синегирский и Абырабытский. По данным сейсмогеологических наблюдений МОВЗ, приведенным Р. О. Галабалой [36], дорифейский фундамент здесь находится на глубине 8–10 км, а мощность кайнозойского чехла составляет 2–3 км. Возможно, в северной части грабена в низах чехла присутствуют и верхнемеловые толщи.

Бобровская ступень (III-Б5⁴) расположена к востоку от Барчакского и Босхинского горстов. Складчатое основание в ее пределах предполагается на глубине от 2 до 4 км.

Южнее регионального Сардахского сдвига находятся *Быковский грабен* (III-Б5⁵) и *Белькейдерское поднятие* (III-Б5⁶). Быковский грабен выражен отрицательной аномалией гравитационного поля (от –10 до –15 мГал) и простирается с северо-запада на юго-восток, уходя за рамки карты. Юго-западный борт Быковского грабена осложняет одноименный разлом, который на этом участке принимается за границу Западно-Лаптевской рифтогенной области. Предполагаемая мощность кайнозойских отложений в Быковском грабене 2–2,5 км, а в пределах Белькейдерского поднятия – менее 2 км.

Омолойская зона прогибов (III-Б6) выделена как самостоятельный элемент первого порядка, представляя собой субмеридиональную ветвь рифтовой системы, отделенную от собственно Усть-Ленской рифтовой зоны поперечным горстом. На юге Омолойская зона прогибов уходит в губу Буор-Хая, на севере ограничивается структурами Центрально-Лаптевской ступени и Восточно-Лаптевской зоны поднятий. Омолойская зона прогибов отличается от Усть-Ленской рифтовой зоны как глубинами залегания подошвы посткиммерийского осадочного чехла, так и соотношением слагающих его комплексов. В юго-восточной части Западно-Лаптевской рифтогенной области, как и в западной ее части, большую долю в осадочном заполнении грабенов составляют меловые толщи (сейсмокомплекс А-L2).

Омолойский грабен (III-Б6¹) занимает центральное положение, простираясь с юга на север на 300 км, при ширине 50–60 км. Северным ограничением грабена является Лазаревский разлом, амплитуда смещения по которому достигает 1,5 км. Цепь локальных впадин в осевой части грабена с глубиной залегания складчатого основания 6–7 км находит отражение в аномальном гравитационном поле минимумами до –10 мГал. Северная часть грабена смещена к востоку правосторонним сдвигом. В южной части мощность чехольных мел-кайнозойских отложений сокращается до 3 км и менее.

Сагыллахский горст (III-Б6²), ограниченный разломами северо-восточно-го простирания, отделяет Омолойский грабен от Восточно-Сагастырского, относящегося к Усть-Ленской рифтовой зоне.

Санниковская ступень (III-Б6³) выделена к востоку от Омолойского грабена, является краевой структурой Западно-Лаптевской рифтогенной области. На востоке (за рамкой карты) ее ограничивает разлом Лазарева. Складчатое основание ступени в пределах карты залегает на глубине 3–5 км.

Новосибирская система грабенов и горстов (III-В) представляет в целом (за исключением Новосибирского и Анисинского грабенообразных прогибов, расположенных за пределами исследуемой территории) область относительного поднятия с сокращенным по мощности осадочным чехлом. Предполагается структурная связь этой системы поднятий с хр. Ломоносова [221]. Ее граница с Западно-Лаптевской рифтогенной областью (Лаптевским бассейном) представлена резким ступенчатым погружением складчатого основания в относительно узкой зоне, отраженной на карте в виде Лазаревского разлома. Фрагмент западного склона Новосибирской системы грабенов и горстов, расположенный в рамках рассматриваемых листов карты, относится к Восточно-Лаптевской зоне поднятий.

Восточно-Лаптевская зона поднятий (III-В1) в рамках карты включает Восточно-Лаптевский, Западно-Санниковский горсты, разделенные Западно-Широкостанским грабеном (III-В1³) и сложностроенную Восточно-Лазаревскую ступень (III-В1⁴). Эта зона характеризуется повышенным фоном гравитационного поля со значениями аномалий от 15 до 40 мГал, отражающим общее поднятие складчатых комплексов основания.

Восточно-Лаптевский горст (III-В1¹) субмеридионального простирания представляет собой наиболее приподнятый блок складчатого основания с глубинами залегания его поверхности от 1 до 0,5 км и менее, перекрытый в осевой части только плиоценовыми и четвертичными отложениями. В гравитационном поле горсту соответствуют положительные значения от 30 до 40 мГал. На склонах Восточно-Лаптевского горста под плиоцен-четвертичным покровом предполагается преимущественное распространение верхнемеловых и палеогеновых (палеоцен?–эоценовых) отложений. Более молодые слои, верхнего олигоцена–миоцена, вероятно, срезаны поверхностью предплиоценового размыва.

Западно-Санниковский горст (III-В1²) имеет северо-западное простирание, складчатое основание горста относительно погружено до глубин 1,5–2 км, что отражают и меньшие значения гравитационных аномалий – до 20 мГал.

Западно-Широкостанский грабен (III-В1³) с глубинами залегания складчатого основания более 3 км отделяет блок Западно-Санниковского горста от основного массива поднятий – Восточно-Лаптевского горста. Грабен выражен в остаточных аномалиях гравитационного поля отрицательными значениями от 0 до –5 мГал.

Восточно-Лазаревская ступень (III-В1⁴), расположенная между разломом Лазарева и Восточно-Лаптевским горстом, отличается сложнорасчлененной блоковой поверхностью складчатого основания с глубинами залегания от 1,5 до 2,5 км. Локальные горсты и грабены Восточно-Лазаревской ступени

отражаются отрицательными остаточными аномалиями гравитационного поля (0 до -5 мГал); для них характерно меридиональное, с незначительным отклонением к востоку, простираение.

Отложения ниже-верхнемелового СФК в значительной мере компенсируют глубокие впадины и грабенообразные прогибы Западно-Лаптевской рифтовой системы. Однако в отличие от западной части Лаптевского шельфа на смежном листе S-50, практически все основные формы рельефа складчатого основания находят отражение и в структуре поверхности верхнемеловых отложений.

Предполагается, что верхнемеловые отложения выклиниваются, налегая на поверхность складчатого основания, в восточной части Хараулахско-Таймырской зоны горстов и грабенов, в пределах Туматского и Муоринского выступов, Барчакского и Босхинского горстов в дельте Лены, а также в гребневой зоне Восточно-Лаптевского горста.

В структурном плане отражающего горизонта «L2» (карта базы данных), связанного с поверхностью перерыва в конце позднего мела—начале палеогена, в сглаженной форме, но вполне отчетливо прослеживаются очертания крупных отрицательных и положительных тектонических элементов, а также проявляется большинство тектонических нарушений. Их амплитуда колеблется от 100–200 до 800–1000 м, а в отдельных местах может достигать 2–3 км.

В Южно-Лаптевской зоне прогибов наиболее погруженными остаются юго-восточные части Арынско-Витязевского и Оленёцкого грабенов. Максимальная глубина залегания горизонта «L2» в этих грабенах 3,6 и 4,0 км соответственно. Мощность нижнего СФК в Оленёцком и Арынско-Витязевском грабенах достигает 3–3,8 км в центральных частях впадин, сокращаясь к юго-восточным замыканиям грабенов до нескольких сотен метров, вплоть до полного выклинивания.

В Трофимовской зоне поднятий также унаследованно проявились основные структурные элементы. В Северо-Белкейском и Самолётном грабенах глубины залегания поверхности верхнемеловых отложений достигают 5,5 и 4,5 км соответственно, а мощность меловых отложений составляет 4–4,7 км. Как положительные элементы, с глубинами от 1,6–2,0 до 3,2 км, выделяются Южно-Мурунтасский, Трофимовский горсты и восточная часть Мурунтасско-Северодунайского поднятия.

Усть-Ленская рифтовая зона на уровне отражающего горизонта «L2» выделяется областью максимального погружения этой поверхности до глубин более 3 км. Цепь впадин глубиной 4–5,5 км и более маркирует осевой грабен. Поднятию Минина соответствуют глубины от 3,4 до 2,6 км. Сопряженные с осевым грабеном ступени отличаются контрастным рельефом поверхности горизонта «L2» с вариациями глубин от 2,4 до 4–4,5 км. Центральная-Лаптевская региональная ступень лежит в интервале глубин от 1,4 до 2,8–3,2 км. Амплитуда Лазаревского разлома, ограничивающего ступень на северо-востоке, по горизонту «L2» варьирует от 200 до 600 м.

Омолойская зона прогибов в большей степени компенсирована меловыми отложениями, и только в южной ее части вырисовывается

впадина глубиной до 2,4 км на фоне погружения поверхности горизонта «L2» с юго-востока на северо-запад от 1 до 2 км. В пределах Восточно-Лаптевского горста кровля меловых отложений поднимается к северо-востоку от 1,6 до 0,6 км, образуя ряд заливов и структурных носов.

По отражающему горизонту «L2» выявлены или намечены по отдельным профилям 42 локальные структуры, некоторые значительных размеров. В южной части Трофимовского горста предположительно локализуется структура Михайловская* по изогипсе –2400 м с размерами 18×14 км и амплитудой 200 м. К северу выявлена еще одна структура размерами 10×15 км, западное крыло которой расположено на территории смежного листа S-50.

Другая зона концентрации локальных структур, в которой сосредоточен ряд поднятий, расположена большей частью в пределах Восточно-Трофимовской ступени. Наиболее крупные из них, площадью 130–360 км² – Павловская*, Алексеевская, Александровская*, Северо-Дунайская, Северо-Белкейская*, Аннинская.

Крупные локальные структуры приурочены и к поднятию Минина. Петровская* структура, объединяющая несколько куполов в контуре изогипсы –3000 м, имеет размеры 34 км по длинной оси при ширине от 8 до 13 км и максимальную амплитуду до 600 м. Ее площадь составляет 580 км². К северо-востоку по изогипсе –3100 м локализуется Южно-Мариинская структура* площадью 225 км² и амплитудой 300 м.

На Западно-Омолойской ступени выявлена Екатерининская* структура в контуре изогипсы –3400 м, размерами 10×21 км и амплитудой 400 м. В южной части ступени по отдельным профилям намечены еще четыре локальных поднятия. В пределах Северо-Лаптевской региональной ступени намечаются шесть структур, четыре из которых имеют площадь 130–170 км².

Отложения кайнозойского СФК характеризуются увеличением мощности в направлении Усть-Ленского осевого грабена от 0,6–1,0 до 5,5 км и охарактеризованы несколькими отражающими горизонтами, наиболее выразительным из которых, опорным, является сейсмический горизонт «L4», отождествленный с границей размыва в среднемиоценовых отложениях. Этот отражающий горизонт испытывает схождение с вышележащим сейсмическим горизонтом «L5», срезаясь последним в восточной и южной частях территории листов. На основании этого, авторами предполагается, что средне-верхнемиоценовые отложения распространены главным образом в центральной части Западно-Лаптевской рифтогенной области и отсутствуют в пределах Восточно-Лаптевской зоны поднятий, юго-восточной части Омолойской зоны прогибов и на поднятиях, расположенных в дельте Лены. Граница распространения средне-верхнемиоценовых отложений приведена на геологической карте. Выводы авторов согласуются с мнением Л. А. Дараган-Суцовой о том, что на юге Лаптевского бассейна

* Название дано авторами.

средне-верхнемиоценовых отложений нет, они были размывы вследствие предплиоценового поднятия [70].

Характерный блоковый рельеф поверхности сейсмического горизонта «L4» отражает импульс последней крупной тектонической активизации (растяжения со сдвигом), вероятно, связанный с ускорением спрединга в Евразийском суббассейне в среднем–позднем миоцене.

На уровне этой поверхности (отражающий горизонт «L4», карта базы данных) обрисовывается Усть-Ленская рифтовая зона, оконтуренная разломами, с локальными впадинами глубиной 1,6–2,0 км в осевом грабене. Другая область погружения этой поверхности, отделенная субширотным приподнятым поясом, соответствующим Мурунтасско-Северодунайскому поднятию, обособляется в приленской части акватории, наследуя впадины Северо-Белкейского грабена и Южно-Лаптевской зоны прогибов. В осевой части Северо-Белкейского грабена зафиксирована максимальная глубина залегания горизонта «L4» более 2,5 км и мощность средне-верхнемиоценовых отложений (подкомплекса L3–L4) – более 2 км. Это может свидетельствовать о том, что разломно-блоковые дислокации значительной амплитуды, затронувшие, начиная со второй половины среднего миоцена, практически весь шельф моря Лаптевых, в пределах Западно-Лаптевской рифтовой системы наиболее контрастно проявились на площади современной дельты Лены и прилегающей к ней северо-западной части шельфа.

В пределах Центрально-Лаптевской региональной ступени поверхность горизонта «L4» прослеживается на глубине от 1,2 до 0,8 км, воздымаясь к северо-востоку до 0,7–0,6 км. В южной части, на месте Умайбытского поднятия, и к западу от последнего горизонт «L4» срезается вышележащей поверхностью предплиоценового перерыва, и в сводах поднятий средне-верхнемиоценовый подкомплекс отсутствует.

По горизонту «L4» сохраняются до половины локальных структур, выявленных на уровне кровли верхнего мела. Они унаследуют, иногда со смещением в плане, в основном крупные локальные структуры Восточно-Трофимовской ступени (Павловская, Алексеевская, Аннинская, Северодунайская) и поднятия Минина (три купола на месте Петровской структуры).

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В структурно-вещественной эволюции рассматриваемой территории выделяются пять циклов, отвечающих формированию пяти структурных этажей: 1) архейско-раннепротерозойский, 2) рифейско-ранневендский, 3) поздневендско-раннекаменноугольный, 4) среднекаменноугольно-триасовый, 5) раннеюрско-кайнозойский. Циклы делятся на этапы, которым свойственны крупные события, формирующие региональные элементы земной коры (структурно-формационные комплексы), но подчиненные общей направленности развития в рамках соответствующего цикла. В пределах двух крупнейших структур территории по становлению фундамента и началу формирования платформенного чехла выделяются по два мегаэтапа: в пределах Сибирской платформы – архейско-раннепротерозойский и рифейско-кайнозойский; в пределах Верхояно-Колымской складчатой области – раннепротерозойско-мезозойский и меловой–кайнозойский молодой Лаптевоморской платформы.

АРХЕЙСКО-РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

Данный цикл для Сибирского кратона отвечает формированию первичных тектонических комплексов «гранитно-метаморфического» слоя земной коры и их консолидации в качестве фундамента древней платформы на рубеже 1900–1650 млн лет.

На рассматриваемой территории по аналогии с Сололийским выступом Оленёкского блока, фундаментом служат образования нижнепротерозойских комплексов.

Нижнепротерозойские образования Сололийского выступа, которые представлены зеленосланцево-метаморфизованными вулканогенно-терригенными углеродистыми отложениями мощностью более 2600 м, смятыми в изоклинальные складки субмеридионального простирания. Отложения прорваны интрузиями гранитоидов и габбро-диорит-сиенитов. Возраст прорывающих эти отложения пегматитов и биотитовых гранитов колеблется от 1839 до 2080 млн лет. К завершению архейско-раннепротерозойского цикла вся территория листа входила в состав Северо-Азиатского кратона.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

Верхний протерозой – период формирования плитного и рифтогенного чехла Сибирского континента. На континентальной части рассматриваемой территории образование верхнепротерозойских отложений, базирующихся на нижнепротерозойском основании, связано с тремя структурно-формационными зонами: Среднеоленёкской, Туорасисской и Таймыро-Устьоленёкской. Первая входит в состав Уджинско-Нижнеленской СФО, а две другие относятся к Таймыро-Хараулахской СФО. Среднеоленёкская СФЗ приурочена к сводовой (внутренней) части Оленёкского кратона, а две другие – к его внешней северо-восточной части. Структурно-формационные зоны различаются по набору стратиграфических подразделений и слагающих их формаций.

На площади *Среднеоленёкской СФЗ*, так же, как на современном Оленёкском поднятии, верхнепротерозойские образования представлены двумя сериями: солоолийской (RF) и хорбусуонской (V). Они сложены ритмично переслаиваемыми толщами терригенных (пестро- и сероцветные кварцевые песчаники, алевролиты, иногда с глауконитом) и преимущественно пестроокрашенные доломиты, в том числе строматолитовые, онколитовые) типично платформенной песчано-доломитовой формации, образующейся в условиях аридного климата в мелководных (эпиконтинентальных) морях и лагунах с повышенной солёностью вод. Подчиненное значение имеют отложения *битуминозно-доломитовой* формации, образующиеся в условиях открытого моря и аридного климата. Они появляются в позднем рифее (хайпайское время) и позднем венде (туркутское время).

Внутриформационные перерывы осадконакопления имели место в предарымасское (RF₂), предмастахское (V₁) и предтуркутское (V₂) время.

Общая мощность верхнепротерозойских образований в Среднеоленёкской СФЗ составляет 1600–2000 м.

Туорасисская СФЗ. Видимая часть разреза туорасисской серии – средне-верхнерифейские образования от укгинской свиты по мегеняхскую свиту и вендскую хараотехскую свиту, сформированные в два ритма (второй неполный) осадконакопления. Ряд средне-верхнерифейских формаций I ритма представлен конгломерато-песчаниковой парамолласовой (укгинская свита, RF₂), битуминозно-доломитовая (эселехская (RF₂) и нелегерская (RF₃) свиты) и пестроцветная песчано-доломитовая (сиэтанская и мегянийская (RF₃) свиты). Этот ритм характеризует переход от прибрежно-морских обстановок осадконакопления к условиям открытого моря и лагунным при аридном климате. Вендские отложения незавершенного ритма относятся к битуминозно-доломитовой формации.

Конец раннего–начало среднего рифея в Северосибирском регионе характеризуется оживлением магматической деятельности. В Уджинской СФЗ с этим временем связано образование вулканогенных (эффузивных и эксплозивных) и вулканогенно-осадочных пород, а на территории современного Оленёкского поднятия к этому временному рубежу приурочено внедрение интрузий: силлов и даек габбродолеритов.

Проявления вулканической деятельности на территории Туорасисской СФЗ установлены в эселехской свите. Вполне вероятно, что начало среднего рифея здесь ознаменовалось не только излиянием базальтов умереннощелочного ряда, но и внедрением на отдельных участках кимберлитовых тел, поставлявших пиропы, единичные знаки которых встречены в гравелитах уктинской свиты.

Общая мощность видимой части верхнего протерозоя (2500 м) более, чем в два раза превышает мощность одновозрастных образований в Среднеоленьской СФЗ.

Верхнепротерозойские нерасчлененные образования *Таймыро-Усть-оленьской СФЗ*, так же как Уджинской и Туорасисской СФЗ, представлены, очевидно, терригенно-карбонатными и вулканогенными образованиями. В разрезе скв. 2370 изучена только верхняя их часть мощностью 388 м. Общая мощность, по геофизическим данным, составляет 2500–2700 м.

ПОЗДНЕВЕНДСКО-РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЦИКЛ

Данный цикл на территории севера Северо-Азиатской плиты характеризуется формированием крупных платформенных структур в условиях режима пассивной континентальной окраины. В целом циклу отвечает седиментационный мегаритм с подчиненными ему тремя крупными ритмами, которые начинаются трансгрессиями моря и завершаются его регрессиями. Эти ритмы сформированы в три этапа: поздневендско-раннеордовикский (ранний), среднеордовикско-силурийский (средний) и позднесилурийско-ранне-среднекаменноугольный (поздний).

На *раннем этапе* цикла, с немакит-далдынского (V_2) по батырбайский век (E_3) в континентальной части рассматриваемой территории осадконакопление происходило на площади двух структурно-формационных зон – Нижнеоленьской и Нижнеленской, которые в поздневендско-кембрийское время представляли единую зону осадконакопления рифового типа.

Прончищевско-Оленьская СФЗ являлась в то время зоной поднятий, денудации и выравнивания.

На территории Нижнеоленьской СФЗ формировались отложения кесюсинской (V_2-E_1) и эркекетской (E_1) свит, а также бур-буолкалахской толщи (E_1-3), а на площади Нижнеленской СФЗ – тосерской (V_2-E_1) и балаганахской свит. Эволюционный ряд формаций этого этапа одинаков для двух зон: конгломерато-песчаниковая молласовидная и трахибазальтовая – глинисто-известняковая пестро- и сероцветная – рифовая доломитовая. Они образовались в течение одного крупного трансгрессивно-регрессивного ритма в прибрежной зоне мелководного морского бассейна нормальной солености с температурой вод не ниже 15°C , береговая линия которого располагалась вдоль северного современного борта Лено-Анабарского прогиба. Присутствие трахибазальтов в начале цикла свидетельствует о рифтогенной природе заложения конседиментационной структуры.

Общая мощность верхневендско-кембрийских отложений в Нижнеленской СФЗ (884–1012 м) соизмерима с мощностью их (700–1000 м) – в Нижнеленской.

На среднем этапе в среднеордовикско-раннесилурийское время территория Прончищевско-Оленёкской СФЗ, в связи с резкой сменой тектонических движений, что, возможно, было обусловлено проявлением одной из фаз каледонской активизации, преобразовалась в относительно глубоководный морской бассейн. В ордовикское время (с лланвирнского по ашгиллский век) здесь формировались отложения известняково-доломитовой, а в раннесилурийское время – кремнисто-доломитовой доманиковой формации. Глубина бассейна составляла ≈ 100 м (нет водорослей, есть кораллы). Общая мощность отложений – 467 м.

Начиная со среднего этапа, происходит обособление Нижнеленской СФЗ от Нижнеоленёкской СФЗ. При этом граница между зонами, вероятно, была тектонически обусловленной. На площади Нижнеленской СФЗ продолжается морское осадконакопление, а Нижнеоленёкская СФЗ превращается, вплоть до московского века, в континентальную равнину, где господствовали процессы выветривания и выравнивания. Эпизодические ингрессии моря со стороны нижнеленского прогиба разрушали ранее сформированные отложения.

В пределах Нижнеленской СФЗ, так же как в Прончищевско-Оленёкской СФЗ, формировались ордовикско-силурийские отложения. Судя по составу окаменелостей в крестяхских (C_{1v}) конгломератах, они представлены преимущественно карбонатными образованиями известняково-доломитовой и кремнисто-известняковой (доманиковой) формаций с богатой морской некрофауной (брахиоподы, кораллы, криноидеи).

На позднем этапе морское осадконакопление происходило только на территории Нижнеленской СФЗ (от раннего девона до башкирского века среднего карбона). В это время образуются морские отложения терригенно-карбонатной группы формаций, свойственные инундационной стадии развития платформы, а также эффузивы трахибазальтовой формации. Терригенные отложения девонско-каменноугольного этапа отличаются от терригенных отложений последующего цикла постоянным известковистым составом слагающих их алевролитов и песчаников.

И осадочные, и вулканогенные формации образуются в нормально морских условиях на территории крупного прогиба с ограниченным поступлением обломочного материала. Наличие эффузивов трахибазальтовой формации свидетельствует о рифтогенной природе прогиба. Этот прогиб прослеживается вдоль современного Верхоянья до Сетте-Дабана, где развита аналогичные разновозрастные образования.

На рассматриваемой территории Прончищевско-Оленёкская СФЗ, являясь в это время зоной поднятий, отделяет Нижнеленскую рифтогенную СФЗ от Нордвикской рифтогенной структуры, выполненной разновозрастными образованиями эвапоритового формационного типа.

Осадконакопление на территории Нижнеленской СФЗ связано с двумя крупными карбонатно-терригенными ритмами второго порядка: девонским и ранне-среднекаменноугольным. Осадочные образования первого ритма относятся к карбонатно-глинисто-песчаной формации, соотношение между литофильными и привнесенными обломочными составляющими которой закономерно меняется во времени.

С началом трансгрессии связано образование песчаников томбукской толщи (D_1). В среднем девоне—начале франского века позднего девона накапливаются терригенные отложения, преимущественно алевролитового состава, чередующиеся с толщами доломитизированных известняков значительной мощности.

Мощность карбонатных толщ со временем последовательно уменьшается от 200 м (тыллахское время) до 100–110 м (раннеортохаинское время). Одновременно увеличивается мощность терригенных отложений (от 45 до 100–110 м). Завершается трансгрессивная стадия в конце франского века мощными (100–110 м) подводными излияниями трахибазальтов. Судя по присутствию в основании эффузивной толщи маломощной пачки пестроцветных терригенных пород, возможно, образованию вулканитов предшествовало незначительное обмеление бассейна.

В фаменское время на регрессивной стадии девонского ритма формируется известняково-глинистая столбовская толща, представленная тонко перемежающимися алевролитами и известняками с прослоями песчаников, содержащих желваки фосфоритов и галек фосфоритов и кремней. Появление их свидетельствует о некотором обмелении бассейна.

Завершает разрез верхнего девона пестроцветная толща доломитов, песчаников и мергелей песчано-доломитовой формации, образующаяся в лагунных условиях. Общая мощность образований девонского ритма 1000–1250 м.

Образования каменноугольного ритма относятся к особой, доманикоидной разновидности известняково-песчано-глинистой формации платформенного типа, формирующейся в условиях некомпенсированного прогибания в относительно глубоководной части морского шельфа.

На трансгрессивной стадии каменноугольного ритма в турнейском веке образуется бастакская свита кремнисто-известняковой формации, содержащая прослой битуминозных известняков. Она формируется в условиях расширения морского бассейна, его ингрессии в сторону Оленёкского поднятия по понижениям рельефа типа Кютингдинского грабена. Базальные конгломераты трансгрессивной толщи в его пределах являются алмазносными.

С регрессивной стадией визейско-башкирского времени связано формирование атырдахской песчано-глинистой с пачкой внутрiformационных конгломератов и преимущественно глинистой (кремнистые аргиллиты, известковистые алевролиты с горизонтами желваков фосфоритов) тиксинской свит. В составе свит присутствуют прослой известняков, в том числе органических. Не исключено, что атырдахская и тиксинская свиты относятся к паралическому типу формаций.

Общая мощность отложений каменноугольного ритма 1000–1250 м. Общая мощность девонско-среднекаменноугольных образований 2000–2500 м.

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-ТРИАСОВЫЙ ЦИКЛ

В течение среднекаменноугольно-триасового цикла сформировался основной каркас тектонической структуры Сибирской платформы и ее перикратонной северо-восточной части, связанный с тектоно-магматической

перестройкой северной окраины Северо-Азиатской континентальной плиты и формированием герцинско-раннекеммерийской Таймырской складчато-надвиговой системы. Процессы активизации и складчатости были обусловлены повторно-коллизионными процессами, надвиганием Карского геоблока с северо-запада на Северо-Азиатский континент. На площади проявлены три этапа цикла: среднекаменноугольно-позднепермский, позднепермско-раннетриасовый и ранне-позднетриасовый.

Осадконакопление в течение цикла связано с развитием двух сопряженных структур: Таймыро-Верхоянского перикратонного (миогеосинклинального в старом понимании) прогиба и Оленёкского сводового поднятия платформенного типа. Первая является областью устойчивого интенсивного прогибания, а вторая – областью отстающего прогибания с переменным знаком эпейрогенических движений. На рассматриваемой территории находится северо-западная часть Таймыро-Верхоянского перикратона, огибающая северную, внешнюю часть Оленёкского сводового поднятия.

Среднекаменноугольно-позднепермский этап

Таймыро-Верхоянская СФЗ

На территории *Хараулахско-Арынской СФЗ*, наследующей положение рифтогенной зоны предыдущего цикла, среднекаменноугольно-верхнепермские образования согласно перекрывают тиксинскую свиту во внутренней части СФЗ, а у западного ее края залегают на выветрелой поверхности верхнекембрийских или девонских отложений.

В течение этапа на площади Хараулахско-Арынской СФЗ формируется мощная (2400 м) толща морских терригенных отложений от тугасирской по чинкскую свиту песчано-глинистого и флишоидного формационных типов, богатых ископаемой nektonной (аммониты) и бентосной (брахиоподы) фауной. Осадконакопление проходило в сублиторальной зоне морского бассейна, не подвергающегося осушению с башкирского вплоть до северодвинского века. Частичные обмеления, фиксируемые по смене глинистых образований песчаниками и по присутствию слоев только с бентосной некрофауной, приурочены к концу касимовского, началу кунгурского и уфимского веков.

На территории *Лено-Оленёкской СФЗ* среднекаменноугольно-пермские образования трансгрессивно перекрывают раннесилурийские слои. Они представлены толщей преимущественно глинистых отложений песчано-глинистого формационного типа общей мощностью 2364 м (скв. 2370) и до 3000 м (по геофизическим данным). Московско-вятский ряд формаций на этой территории формировался в неустойчивой тектонической обстановке, о чем свидетельствует частая смена условий осадконакопления (19 ритмов регрессивного типа в тухстахское время), наличие осадочных брекчий, локальных размывов с маломощными конгломератами в основании нижнекожевниковской (начало кунгурского века) и верхнекожевниковской (начало уфимского века) свит. Неустойчивый гидродинамический режим в ранне-тухстахское время был, очевидно, неблагоприятен для жизнедеятельности

органического мира. Ископаемые органические остатки, представленные микро- и макрофауной исключительно бентосного типа, обнаруженные в верхах тустахской и трех вышележащих свитах, свидетельствуют о формировании вмещающих отложений в условиях мелководного шельфа (в сублиторальной и литоральной зонах).

В *Лено-Анабарской СФО* отложения среднекаменноугольно-пермского возраста перекрывают доломиты верхнего кембрия. Они представлены прибрежно-морскими и мелководно-морскими образованиями.

В *Бур-Буолкалахской СФЗ* с московского по казанский век в течение одного трансгрессивного ритма формируются две толщи: песчаниковая джаргалахская и алевро-аргиллитовая бурская общей мощностью 440–580 м (скважины 930, П-1).

На территории *Келимярской СФЗ* с московского по казанский век, в результате двукратной смены прибрежно-морских и морских условий осадконакопления, образовалась толща от тонолдинской до тюмятинской свит общей мощностью 260–320 м (скважины Р-50, К-34), представленная терригенными отложениями конгломерато-песчаного, песчано-глинистого и битуминозно-глинистого формационных типов.

Присутствие грубообломочных фаций свидетельствует о близости береговой линии моря.

Южнее, на территории Сололийского блока, тонолдинская свита последовательно перекрывает кембрийские, верхнепротерозойские отложения, а также нижнепротерозойские образования фундамента.

Позднепермско-раннетриасовый этап

На северо-западе Сибирской платформы и на Таймыре с поздней перми до позднего инда происходили мощные излияния траппов толеит-базальтового состава, сопровождающиеся внедрением интрузий того же состава.

На рассматриваемой территории конец перми ознаменовался наиболее крупной регрессией моря. В конце среднего (биармийского) времени из-под уровня моря выходит площадь Бур-Буолкалахской СФЗ, а в конце северодвинского века осушается и площадь Келимярской и Хараулахско-Арынской СФЗ. В конце вятского века море покидает и Лено-Оленёкскую СФЗ. На обширной территории вплоть до позднего инда господствуют процессы выветривания, денудации и выравнивания.

В позднем инде на территории Лено-Оленёкской СФЗ и Бур-Буолкалахской СФЗ в конседиментационных впадинах в лагунных (прибрежно-морских и континентальных) условиях формируется улаханюряхская свита туфо-глинисто-песчаной формации, сложенная пестроцветными алевролитами и аргиллитами в нижней части и ильменитсодержащими (до 30–50% общего объема пород) песчаниками и туфопесчаниками – в верхней. Вулканогенный материал в туфопесчаниках представлен обломками основных эффузивов, замещенных лептохлоритом, а также кислых вулканитов. Мощность свиты меняется с севера на юг от 100–125 до 56–75 м. На остальной территории продолжают процессы выветривания и денудации.

Формирование улаханюряхской свиты происходит одновременно с накоплением фадьюкудинской молласы в межгорных впадинах Центрального Таймыра, связанного с началом раннекиммерийской фазы складчатости, и вулканогенно-терригенных образований цветковомысской свиты и левоосиповской толщи на Восточном Таймыре уже после интенсивной вулканической деятельности. Характерной особенностью вулканитов этого времени является присутствие высокотитанистых эффузивов умереннощелочного ряда ферропикрит-ферробазальт → исландит → трахилипарит(?).

На территории Хараулахско-Арынской СФЗ к этому времени приурочено внедрение даек габбродолеритов умереннощелочных, высокотитанистых и высокожелезистых Ленского комплекса.

Ранний–поздний триасовый этап

В начале оленёцкого века море трансгрессирует со стороны арктического бассейна, перекрывая вулканомиктовые индские и более древние отложения. Море затопляет большую часть рассматриваемой территории.

В морском бассейне в относительно глубоководных условиях отлагались мощные глинистые толщи с прослоями битуминозных известняков в основании (чекановская, ыстаннахская и пастахская свиты). Максимальная мощность оленёцких слоев (250–300 м) зафиксирована в Лено-Оленёцкой СФЗ. В Хараулахско-Арынской СФЗ она колеблется от 160 до 235 м. Минимальная мощность установлена в Келимярской (130 м) и Бур-Буолкалахской СФЗ (100–150 м). К концу оленёцкого века море мелеет и регрессирует к северо-востоку.

В среднем триасе территория Бур-Буолкалахской и Келимярской СФЗ была выведена на поверхность и представляла денудационную равнину, на которой происходило формирование коры выветривания в условиях теплого и влажного климата вплоть до образования бокситов.

Открытое к востоку море в это время существовало только на территории Лено-Оленёцкой и Хараулахско-Арынской СФЗ. Береговая линия морского бассейна заметно реагировала на тектонические события в виде частых трансгрессий, выразившихся в строении анизийских и ладинских разрезов в виде чередующихся песчаных и алевролитовых толщ, появлении континентальных прослоев, местных размывов и полной регрессии моря за пределы современного континента к концу ладинского века. Основным источником сноса служили пермско-триасовые эффузивы, продукты размыва в среднетриасовых песчаниках имеются в значительном количестве.

В карнийский век постепенное прогибание континентальной части региона сопровождалось новой трансгрессией моря, достигшего южных рубежей в поздненорийское–рэтское время. Трансгрессия была пульсационной, что нашло отражение в двукратной смене морских глинисто-алевролитовых отложений прибрежно-морскими и континентальными. Грубообломочные базальные слои каждого из двух ритмов вмещают россыпи алмазов и их спутников.

На территории Хараулахско-Арынской СФЗ, в пределах гор Ангардам-Таса в начале карнийского века в прибрежно-морских условиях за счет

фреато-магматической деятельности был образован Ангардамский алмазоносный вулканический, предположительно кимберлитовый комплекс.

Общая мощность ранне-позднетриасовых образований достигает 800 м в Лено-Оленёкской и 535–855 м Хараулахско-Арынской СФЗ и не превышает 250 м в Бур-Буолкалахской и 145 м в Келимарской СФЗ.

РАННЕЮРСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

Раннеюрско-кайнозойский цикл определил современную структуру территории; в это время сформировались ее главные элементы: Сибирская платформа с меловым Лено-Анабарским краевым прогибом, Хатангско-Лаптевоморская молодая платформа с Западно-Лаптевским меловым-кайнозойским бассейном и позднекиммерийским складчатым основанием. Наиболее высокой тектонической активностью характеризовалась территория сочленения Сибирской платформы с Хатангско-Лаптевоморской, трассируемая Прончищевско-Оленёкской сдвиго-надвиговой зоной. В соответствии с трансгрессивно-регрессивными литостратиграфическими рядами выделяются три этапа: раннеюрско-раннемеловой, ранне-позднемеловой и палеоген-четвертичный.

Первый характеризуется формированием отложений в условиях прибрежно-континентального окраинно-шельфового мелководья с постепенным увеличением мощности отложений на северо-восток, второй – синорогенного континентального комплекса отложений в предгорном асимметричном передовом прогибе с максимальными мощностями отложений в его ядре. Третий характеризуется посторогенным континентально-морским рядом отложений, сформированных в гемишельфовой зоне на границе с глубоководной котловиной с максимальными мощностями толщ в эпиколлизионных рифтогенных зонах.

В раннеюрско-раннемеловой этап формируются четыре трансгрессивно-регрессивные серии с последовательным увеличением мощностей отложений регрессивных членов вплоть до образования континентальных угленосных фаций: геттанг-раннеааленская, позднеааленско-оксфордская, титон-берриасская и берриасс-(валанжин)-аптская.

К началу геттанг-раннеааленской стадии большая часть площади была выведена на поверхность и характеризовалась мощными континентальными процессами корообразования и пенеппенизации.

С геттанг-раннеааленской стадией связано образование морских глинисто-алевролитовых отложений кыстыкюряхской, джангыйской и курунгской свит. Формирование их происходило на площади крупного залива, занимающего территорию Анабаро-Ленской СФЗ и Оленёкской подзоны Восточнотаймырско-Оленёкской СФЗ в условиях открытого мелководного моря нормальной солености. Береговая линия морского бассейна располагалась южнее рассматриваемого района. В геттанг-синемюре во время формирования кыстыкюряхской свиты затоплению подверглись западная (Анабаро-Оленёкская) часть Анабаро-Ленской СФЗ и прилегающая к ней часть Восточнотаймырско-Оленёкской СФЗ. На остальной территории продолжались денудационные процессы. В позднем плинсбахе (время

формирования джангыйской свиты), после кратковременной регрессии в конце синемюра–начале плинсбаха, площадь затопления достигла максимума.

В тоарское время (формирование курунгской свиты) образуется характерный трансгрессивный горизонт со своеобразными конденсированными слоями (от 0,1 до 1 м) в которых элементы разновозрастной фауны находятся совместно или трудноотделимы друг от друга. Кроме того, отмечаются черные битуминозные сланцы, формировавшиеся за счет сине-зеленых водорослей и высших растений аллохтонного терригенного органического материала, отлагающиеся в нормальных морских условиях при влажном климате.

Мощность отложений не превышает 135–280 м в Анабаро-Ленской СФЗ и достигает 370–630 м в Восточнотаймырско-Оленёкской СФЗ.

Позднеааленская–оксфордская стадия. С ней связано образование келимярской и чекуровской серий, а также станюряхской свиты. Во время формирования келимярской свиты (с ааленского по байосский век) происходило образование преимущественно глинистых отложений с богатой фауной арктического типа в сравнительно мелководных нормально морских условиях. В батское время (чекуровская свита) накапливались преимущественно песчаные отложения, в низовьях р. Лена содержащие линзы конгломератов с галькой инородных пород. Они формировались в условиях резкого обмеления бассейна и значительного изменения его солёности.

В позднебатское–оксфордское время произошло осушение площади Анабаро-Ленской СФЗ. Трансгрессии этого времени, сформировавшие станюряхскую свиту, не распространялись за пределы Восточнотаймырско-Оленёкской СФЗ. Трансгрессии чередовались с регрессиями, седиментационными паузами, размывом и корообразованием, завершившимся в оксфордское время. Судя по строению станюряхской свиты, имели место три трансгрессивно-регрессивных ритма осадконакопления.

Общая мощность отложений этой стадии не превышает 305–310 м на территории Анабаро-Ленской СФЗ и достигает 525 м в Восточнотаймырско-Оленёкской СФЗ.

Титон-берриасская стадия образует третий и завершающий морской трансгрессивно-регрессивный ритм.

В раннем титоне происходит затопление территории Восточнотаймырско-Оленёкской и Анабаро-Ленской СФЗ. В это время по всей сухопутной территории листа формируется трансгрессивная лаг-поверхность размыва, возникающая при трансгрессии в результате абразионной деятельности моря на фоне практически полного отсутствия выноса терригенного материала со стороны континента. Такие условия благоприятны для накопления фосфоритов, которые образуют пласт мощностью 1–3 м в подошве буолкалахской свиты, представленный переотложенными зёрнами кварца (30–60%) и копрофоссилиями из более древних слоев, выпавшими из раствора стяжениями P_2O_5 (30–50%) и кристаллами глауконита (10–20%). Кроме того, пласт включает алмазы и их спутники. При этом они появляются только на участках, где келловейские базальные конгломераты перемывались в процессе раннетитонской трансгрессии. На участках, где келловейские

базальные конгломераты погребены, верхнетитон-нижеберриасские слои практически не алмазоносны. Область затопления на территории листа была распространена повсеместно и выходит за его южную кромку.

Существовавший морской бассейн в это время являлся относительно глубоководным, но уже во второй половине берриаса отмечено пульсирующее постепенное его обмеление. Осадконакопление происходило в зоне гумидного умеренно теплого климата, о чем свидетельствует кремнистый и терригенно-олигомиктовый состав осадков с относительно низкой скоростью их накопления. Что касается гидрологического режима, то на данный период он был стабильным, соленость составляла от 30,5 до 35‰.

Мощность буолкалахской свиты на большей части Анабаро-Ленской СФЗ не превышает 60–110 м, но возрастает до 170 м в юго-восточной ее части. На территории Восточнотаймырско-Оленёкской СФЗ мощность свиты колеблется от 200 до 230 м.

Берриасс-(валанжин)-аптская стадия – регрессивная в целом для юрско-раннемелового этапа. В отличие от более ранних эпох, когда море регрессировало к северу-востоку, в начале мела оно постепенно отступает на запад – в сторону Енисей-Хатангского прогиба.

В валанжинское время вся территория листа характеризовалась неустойчивой гидродинамической обстановкой, происходила смена морских условий на лагунно-морские, и впоследствии полный переход на настоящие лагунные бассейны, типичные в дальнейшем для готерива [210].

Начиная с готерива, на всей территории листа происходил процесс континентального осадконакопления в условиях влажного умеренно теплого климата. С этого времени меняются соотношения мощности накапливаемых отложений в разных структурно-формационных зонах. Наиболее ярко это проявилось в барремское–альбское время в формировании сиктяхской и огонерюряхской свит.

Ранне-позднемеловой синорогенный этап начался с баррема, со времени формирования сиктяхской свиты. В это время отлагались мощные, преимущественно аллювиальные косослоистые молассоидные толщи, отражающие начало складко-горообразования в Верхоянье и его Восточнотаймырско-Оленёкской ветви. Они перемежаются с аллювиально-озерными, обычно угленосными горизонтальнослоистыми осадками.

Осадконакопление происходило за счет разрушения платформенной части и формирующейся горной страны, в альбское время, когда складко-горообразование в Верхоянье и его ветви усилилось. Размыв гор, сдвиговые движения с формированием пулл-апартовских межгорных впадин в Оленёкской подзоне, резкая дифференциация рельефа продолжается в лукумайское время.

Судя по находкам в альбских слоях галек с отпечатками карнийских двустворок и среднетриасовых аммонитов, горная страна к середине альба уже была значительно приподнята и из ее пределов были смыты морские меловые, юрские и отчасти триасовые осадки мощностью более 1000 м [186, 187]. К концу альбского века на поверхность в горах были выведены не только триасовые, но и более древние осадки, в том числе и сформировавшиеся к тому времени рудные тела, за счет размыва которых в прогиб привносились золото, обломки кислых и основных пород.

Возможно, сносимый с гор обломочный материал аккумуляровался в пределах современного шельфа, сначала заполняя межгорные впадины и наследующие их грабенообразные прогибы, а затем формируя обширный меловой бассейн с компенсированным осадконакоплением, простиравшийся от Новосибирских островов до Таймыра. Иначе невозможно объяснить площадное распространение толщи нижнего сейсмокомплекса, достигающей в самой глубокой впадине Южно-Лаптевской зоны прогибов мощностью 8–10 км, а на всем шельфе – не менее 3–5 км (если не относить ее к более позднему, кайнозойскому циклу). Такой сценарий развития можно допустить лишь при условии, что западная часть современного шельфа моря Лаптевых в конце раннего–начале позднего мела уже испытывала, как и Лено-Анабарский прогиб, в основном нисходящие движения, а Верхоянский ороген располагался юго-восточнее.

По аналогии с Предверхоянским прогибом, где наиболее грубообломочные осадки формировались в сеноманский–маастрихтский века, предполагается, что на севере Верхоянья и в пределах Восточнотаймырско-Оленёкской ветви складко-горообразование происходило в это же время. С этим временем, по-видимому, связано образование надвигов в Верхоянье и вдоль Лено-Анабарского краевого прогиба, а также образование Туматского выступа фундамента в Верхоянье.

Осадков того времени, за исключением самых низов разреза позднего мела, в Лено-Анабарском прогибе не сохранилось. Однако степень метаморфизма углей в самой молодой чарчкской свите свидетельствует о былом существовании там довольно мощной верхнемеловой толщи, которая в кайнозое была размыта. Приблизительные расчеты, даже с завышением геотермического градиента до 4° на 100 м, указывают на то, что для возникновения температуры в 80 °С, необходимой для образования каменного угля, над чарчкской свитой должна была находиться верхнемеловая толща мощностью не менее 2000 м. Она формировалась как за счет разрушения местных гор, так и за счет привноса терригенного материала реками с юга.

Объяснить это можно, предположив, что фаза завершающей складчатости в конце позднего мела реализовалась в относительно узкой фронтальной части, соответствующей упомянутой выше Прончищевско-Оленёкской полого-складчатой зоне, обнаженной ныне на суше, и погребенной Лено-Таймырской области пограничных поднятий шельфа. В этой зоне меловой сейсмокомплекс выклинивается или же имеет минимальную мощность, а горсты перекрыты только кайнозойскими отложениями, что вполне соответствует такому предположению.

Конец позднемеловой эпохи характеризуется затуханием тектонических движений и выравниванием рельефа, которые продолжались в палеоцене. На обширных площадях в условиях теплого влажного климата формировалась мощная кора выветривания.

Кайнозойский рифтогенный этап. В результате позднемеловой–палеогеновой планации территории Северосибирской низменности, кряжа Чекановского, Северного Верхоянья представляли собой невысокую слабоборасчлененную, пологонаклонную к северу равнину, в пределах которой происходили интенсивные процессы химического выветривания. Коры

выветривания мощностью до 25 м формировались как на Среднесибирском плоскогорье, так и на складчатом Верхоянье.

Возможно, эта поверхность выравнивания простиралась и на весь современный Лаптевский шельф, и именно ей (в принятой модели стратификации) соответствует отражающий горизонт «L2».

Кайнозойская история развития шельфа связывается с раскрытием Евразийского суббассейна, начало которого предполагается около 56 млн лет назад, в конце палеоцена [77].

Начало активизации тектонических движений проявилось в позднем палеоцене. Судя по строению разреза наиболее древних палеогеновых отложений во впадинах в Северном Верхоянье (Согинский грабен), эти впадины заполнялись не только продуктами разрушения кор выветривания, но и грубообломочными галечниковыми толщами, свидетельствующими о значительной подвижности и расчлененности отдельных блоков. На преобладающей части региона в палеоцене существовала денудационная равнина, которая в эоцене претерпевала общее дифференцированное погружение. По-видимому, на северной окраине региона к началу эоцена появился открытый к северу морской бассейн, в котором накапливались мелководные морские осадки, замещавшиеся к югу озерно-аллювиальными угленосными отложениями, формировавшими обширную аккумулятивную равнину, временами заливаемую морем. Следы морских трансгрессий отмечены в эоценовых отложениях Северного Верхоянья и на Новосибирских островах [36].

На шельфе активизация грабенообразования отражается в блоковом рельефе предполагаемой палеоценовой поверхности выравнивания. В то же время происходит смещение оси растяжения в восточном направлении, от Южно-Лаптевской зоны прогибов к Усть-Ленскому грабену с увеличением в нем мощности кайнозойских отложений до 4–5 км. Континентальные фации, развитые в регионе, на шельфе постепенно сменяются дельтовыми и прибрежно-морскими.

В конце эоцена–начале олигоцена на континенте и, по-видимому, на шельфе началась активизация тектонических движений, отразившаяся в регрессии моря, привносе грубообломочного материала в грабены из относительно приподнятых блоков. Рельеф становится более контрастным, что обусловлено поднятиями Северного Верхоянья, плато Чекановского. Западнее долины Лены образовался четкий уступ, ограничивающий Прончищевско-Оленёкскую складчатую зону от Терпейской низменности и будущего шельфа по разломам-сбросам. К этому времени окончательно оформилось современное направление основных рек в сторону формировавшейся в пределах Лаптевского шельфа обширной аккумулятивной равнины [36].

В среднем олигоцене–раннем и начале среднего миоцена в регионе, включая шельф, устанавливается обстановка сжатия, с частыми перерывами осадконакопления, отраженная на сейсмических разрезах поверхностью «L4».

В среднем миоцене, в связи с предполагаемым изменением скорости раскрытия Евразийского суббассейна, активизировались тектонические процессы на Лаптевском шельфе. С этим этапом связано, по всей видимости,

возникновение систем сдвигов (зон трансенсии), деформировавших накопленную ранее толщу меловых–раннемиоценовых образований многочисленными «пилообразными» и «цветковыми» разломами. В миоцене также активизировались поднятия на континенте, сопровождавшиеся интенсивным размывом приподнятых участков и формированием мощных, преимущественно песчаных толщ с линзами галечников в грабенах.

В миоцен-плиоценовое время на территории Северо-Сибирской низменности существовали континентальные условия, здесь преобладали денудационные процессы выравнивания [204]. На шельфе со второй половины среднего миоцена формируется преимущественно покровный комплекс, в котором постепенно затухают тектонические нарушения. Этот средне-позднемиоценовый комплекс практически полностью компенсирует грабены последней генерации. Конец миоцена знаменует этап глобальной (мессинской) регрессии Мирового океана. Он выражен на шельфе резким несогласием (отражающий горизонт «L5»), последовательно срезающим с запада на восток все комплексы отложений, вплоть до выступов складчатого основания бассейна.

В плиоцене в результате медленного погружения севера Лено-Анабарского междуречья (или повышения уровня моря) территория низменности покрывается водами мелководного бассейна. Выведенные в результате длительной денудации в миоцене–плиоцене на дневную поверхность мезозойские и палеозойские отложения были перекрыты плиоцен-нижнеплейстоценовыми осадками. Накопление осадков в бассейне протекало в сложной фациальной обстановке, в которой сочетались условия сильно опресненных участков и областей с нормальной соленостью. Литологический состав отложений, характер их накопления указывает на то, что формирование плиоцен-нижнеплейстоценовых осадков в дельте Лены, по-видимому, происходило в мелководных аллювиально-морских условиях [83, 181, 36]. Климат в плиоцене и раннем неоплейстоцене был умеренно теплым, о чем свидетельствуют произраставшие в то время смешанные березово-сосновые леса с незначительной примесью реликтов третичной теплолюбивой флоры [83].

Оживление тектонических движений в раннеплейстоценовое время привело к общему подъему территории, мелководный плиоцен-раннеплейстоценовый бассейн покинул пределы Лено-Анабарского междуречья, и регион вступил в новую фазу длительной денудации. В это время преобладающим процессом рельефообразования является глубинная эрозия. К этому времени относится заложение основных форм современного рельефа и крупных речных долин, многие из которых ныне используются современными реками. Речные долины глубоко врезаются (глубина вреза р. Оленёк в низовье составила 80–120 м), в результате чего современная континентальная часть территории подверглась размыву [36]. В бассейне р. Хастах в это время существует низменная денудационная равнина. Несколько более расчлененный рельеф был в пределах кряжей Прончищева, Чекановского, Приморского и гор Ангардам–Таса. Денудационными процессами была в значительной мере уничтожена плиоцен-раннеплейстоценовая аккумулятивная равнина.

Рассматриваемая территория не подвергалась непосредственному воздействию неоплейстоценовых ледников. Неоплейстоценовые покровные оледенения развивались далеко к западу от площади листа: на Анабарском щите и на Таймыре, но их воздействие существенно влияло на формирование отложений и рельефа в данной местности. Также они оказывали значительное влияние на формирование речной гидросети (существует точка зрения о том, что до максимального оледенения Пра-Лена через долины рек Эякит, Келимяр, Оленёк, Хастах и Уэле впадала в море в районе Анабарской губы). Чередование потеплений в межледниковые периоды с похолоданиями, вызванными оледенениями, устанавливается в палинологических спектрах по смене холодных степей или тундр лесотундрами и лесными ландшафтами. Понижения уровня моря в ледниковые периоды и повышения в межледниковья приводили к смене условий осадконакопления в районе дельты Лены. Здесь чередовались аллювиальные и аллювиально-морские условия. В это время формировалась нерасчлененная аллювиальная и аллювиально-морская толща в дельте Лены.

В раннемуруктинское время произошло снижение уровня моря. На осушившейся прибрежной шельфовой части моря Лаптевых, началось формирование озёрно-аллювиальной и аллювиальной нижнемуруктинской толщи осадков. Во время муруктинского оледенения покровные ледники формировались далеко к западу от площади листа на Анабарском щите. Они не оказывали непосредственного воздействия, но существенно влияли на формирование отложений. Здесь, в перигляциальной зоне оледенения, происходило формирование комплекса льдистых едомных образований сложного генезиса. Именно эти осадки послужили основой для формирования серии островов в акватории моря Лаптевых, размытых уже в позднем голоцене, и на месте которых в настоящее время наблюдаются обширные мелководные банки [8]. Вокруг островов – останцов формировалась муруктинская генерация палеодолинной сети, отлагались аллювиальные осадки. По последним данным, накопление едомного комплекса пород с характерным сингенетичным жильным льдом, началось на данной территории в позднемуруктинское время (около 60 тыс. лет назад) [8].

В каргинское время происходит проникновение морских вод в пределы суши, но уже в значительно меньшем масштабе, чем в средне-позднеплейстоценовый этап развития. Подтапливаются долины рек. В это время в реках формируется третья надпойменная терраса и аллювиально-морская терраса о-ва Ара-Арга.

В сартанское время, из-за понижения уровня моря, береговая линия моря располагалась далеко к северу – на отметках более 100 м ниже современного уровня моря [36]. Сартанское оледенение было значительно более слабым, чем муруктинское, и ледники, сформировавшиеся к западу от площади листа, имели значительно меньшие размеры, но также оказывали влияние на рассматриваемую территорию. В эпоху сартанского оледенения также существовали перигляциальные условия, продолжалось формирование комплекса льдистых едомных образований, на осушившемся шельфе происходило формирование сартанской генерации палеодолинной сети.

В конце сарганского времени в долинах начала формироваться озёрно-аллювиальная толща. С этим временем связано начало трансгрессии моря.

Арктический климат, существовавший в сарганское время, в начале голоцена сменился на более тёплый. Именно в начале голоцена в лаптево-морском секторе Арктики имел место климатический оптимум голоцена. Вследствие потепления климата на территории суши начинается активное развитие термокарста с образованием озерных котловин, формируются вторая надпойменная и озёрно-аллювиальная террасы. Начинает формироваться современный участок дельты р. Лена [117].

Во второй половине голоцена отмечается некоторое похолодание, ограничившее развитие термокарста. В долинах рек формируется первая надпойменная терраса, начинается формирование поймы. В позднем голоцене продолжается формирование дельты р. Лена, которая постепенно приобретает современные очертания.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

По особенностям геологического строения на площади листа S-51, 52 выделяются следующие континентальные региональные морфоструктуры: дельта р. Лена, восточная оконечность Северо-Сибирской низменности (Уэленская равнина), горные сооружения Оленёкской ветви Верхоянской складчатой области. Северо-восточная часть листа занята морем Лаптевых, с отмелями, морскими равнинами и палеодолинами рек. Каждая из морфоструктур обладает специфическими чертами происхождения, развития и морфологии рельефа.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ СУШИ

Современный облик суши представляет собой чрезвычайно неоднородную поверхность. Морфология рельефа предопределена геологическим строением складчатой области, активной неотектоникой, а в дельте Лены – колебаниями базиса эрозии р. Лена, находящегося в прямой зависимости от колебаний уровня приёмного морского бассейна.

Преобладающую часть территории суши занимают низкогорные сооружения, современный рельеф которых формировался преимущественно на мезозойских терригенных образованиях Хатангско-Ленской и Таймыро-Верхоянской структурно-фациальных областей. Только в восточной части листа (Приморский кряж) в формировании рельефа участвуют палеозойские породы осадочно-вулканогенного комплекса Южнотаймырско-Оленёкской структурно-фациальной области.

В перечне наиболее крупных низкогорных сооружений региона выделяются следующие орографические единицы (с запада на восток):

1) восточное продолжение кряжа Прончищева и его отроги на левобережье долины р. Оленёк – горы Туруорбут-Хаята с максимальными абс. отм. до 187 м (гора Килемек) и цепочка возвышенностей (Солгымнах, Василий-Кан-Ысыра, Сугун-Ысыра и Туостах-Лонгдоко) с отметками от 150 до 228 м;

2) кряж Чекановского и его отроги (до 492 м), занимающие всё правобережье долины р. Оленёк от её устья и на юго-восток – до долины р. Лена;

3) горы Ангардам-Таса на левобережье Ангардамской и Оленёкской протоки (гора Содуом-Хаята, 539 м);

4) приморский кряж (до 481 м) на правобережье Быковской протоки, а также самый северный отрог Хараулахского хребта (до 489 м), который расположен на правобережье долины р. Лена в её приустьевой части.

Большие участки суши также занимают низменные пространства дельты р. Лена и восточной оконечности Уэленской равнины, расположенной на юго-западе территории листа, которая в целом относится к восточной окраине Северо-Сибирской низменности. На них развит достаточно мощный плащ отложений плейстоцена и голоцена.

Ниже приводятся краткие характеристики особенностей строения рельефа основных континентальных сооружений (с запада на восток).

Восточная оконечность Уэленской равнины представляет собой низменное полого-увалистое пространство, эродированное долинами р. Хастах (правый приток р. Буолкалаха) и её многочисленных притоков. Абсолютные отметки здесь колеблются от 40–50 м в её пониженной центральной части (долина р. Хастах) и до 90–100 м на периферии.

Равнина окончательно сформировалась в позднечетвертичное время на денудированной поверхности субгоризонтально залегающих меловых отложений. В целом её поверхность полого-волнистая, слабонаклонная к западу. Понижения рельефа заняты озёрно-болотными массивами. В строении рыхлого покрова равнины преобладают льдистая едомная толща и озёрно-аллювиальные образования. Поверхность повсеместно осложнена мезо- и микроформами рельефа термокарстового происхождения (преимущественно булгуньяхи с относительными превышениями до первых десятков метров), а также эрозионной деятельностью многочисленных водотоков. На периферийных участках котловины с абсолютными отметками, превышающими 80 м, наблюдается резкое уменьшение мощности аккумулятивного рыхлого покрова, и она становится практически цокольной.

На территории листа Уэленская равнина с востока обрамлена гористыми сооружениями в виде холмогорий. Отдельные, выложенные вершины достигают абсолютных отметок в пределах 150–200 м (максимальная – 225 м). Эта цепочка возвышенностей тянется вдоль левого берега р. Оленёк. Южная окраина равнины оконтурена северными склонами водоразделов долин рек Хастах и Пур (р. Пур – левый приток р. Оленёк, протекает южнее кромки площади листа).

Возвышенное обрамление равнины имеет различную выраженность в рельефе. Так, горы Туруорбут-Хаята, являющиеся восточным субширотным продолжением кряжа Прончищева и располагающиеся непосредственно вдоль приустьевой части левобережья р. Оленёк, представляют собой достаточно чётко выраженную плосковершинную гряду с абс. отм. от 120 до 190 м. Это низкогорье сложено моноклинально залегающими терригенными мезозойскими породами, предопределившими характеристики рельефа, близкие к куэстово-грядовому. В северной своей части низкогорье представлено параллельно вытянутыми куэстообразными цепями субширотного простираения. Северные, обращенные к р. Оленёк, склоны достаточно круто (в виде ступеней) поднимаются над долиной реки. На них часто развиты обвальнo-осыпные процессы, иногда встречаются нивальные ниши. Нижние части склонов-ступеней практически повсеместно перекрыты снежниками-перелетками. Южные склоны этого горного сооружения полого спускаются к Уэленской равнине. Поверхность этих гор интенсивно проработана эрозионной деятельностью притоков рек Оленёк

и Хастах, а также активными термокарстовыми склоновыми процессами. Глубина вреза речных долин достигает первых десятков метров.

Цепочки возвышенностей вдоль левобережья р. Оленёк вверху по течению (общим направлением на юго-восток) представляют собой приподнятые холмогорья с выположенными вершинами. Данная часть территории листа очень интенсивно эродирована многочисленными притоками р. Оленёк, отчего она приобрела вид разбитой на отдельные участки единой поверхности с приблизительно равными абсолютными отметками водоразделов.

Долина р. Оленёк в целом глубоко врезана. На большом протяжении борта долины крутые, с большим количеством осыпей. Расширения поймы с участками террасовидных площадок единичны и встречаются только на приустьевых участках крупных притоков. На таких участках в русле образуются отдельные, достаточно крупные острова. Значительное расширение долины р. Оленёк имеет только у самых южных границ листа – в месте впадения правого притока р. Келимяр. Здесь ширина долины с комплексом террас достигает 3–5 км.

Кряж Чекановского представляет собой низкогорную гряду с преимущественно выположенными вершинами. Северо-западная часть кряжа между долиной р. Оленёк и побережьем Оленёкского залива местами имеет выраженный гористый облик в связи с тем, что она расположена в пределах развития локальной складчатой мезозойской структуры. Склоны здесь достаточно крутые, а абсолютные отметки вершин достигают 350 м. На отдельных участках рельеф приобретает альпиноподобные черты. Долины коротких, но многочисленных водотоков глубоко врезаны и часто имеют V-образный поперечный профиль. Южные склоны круто воздымаются над долиной р. Оленёк. Северные склоны более пологие и в виде уступов спускаются к побережью Оленёкского залива. Центральная и южная части кряжа характеризуются более спокойным рельефом с выположенными водоразделами и отдельно возвышающимися вершинами гольцового типа (до 382 м). Полого-выровненный рельеф этих участков кряжа связан с их развитием на субгоризонтально залегающих пластах мезозойских осадочных пород. Однако следует отметить, что на отдельных участках на юго-востоке кряжа наблюдается довольно резкое увеличение абсолютных отметок вершин водоразделов (от 300 до 492 м). Поверхность водоразделов имеет преимущественно плоские, но достаточно узкие площадки. Многочисленные притоки р. Оленёк, Оленёкской и Булкурской проток, а также р. Лена интенсивно эродируют склоны кряжа вплоть до самых водоразделов, придавая ему резко расчленённый облик. Эти участки кряжа приурочены к зоне развития сложнодислоцированных меловых пород, интенсивно перемятых в складки с многочисленными тектоническими нарушениями. В целом кряж характеризуется повышенной активностью денудационно-эрозионных процессов, связанных в том числе и с густой гидросетью.

Горы Ангардам-Таса тянутся достаточно узкой грядой (ширина 15–20 км) от побережья Оленёкского залива на юго-восток до нижнего течения р. Улахан-Юрях вдоль левобережья Ангардамской и Оленёкской

проток. Вершины гряды резко возвышаются над протоками и дельтой Лены, особенно в центральной части. Некоторые из них имеют чёткий альпиноподобный облик (например, гора Мус-Хая, 432 м) с характерными пикообразными вершинами, карами, цирками и крутыми осыпными склонами. Наряду с пиками встречаются и высокие вершины в виде гольцов. Ряд водораздельных участков имеют столообразную поверхность за счёт субгоризонтально залегающих пластов мезозойских осадочных пород. Вся гряда прорезана короткими водотоками, которые относятся к бассейну проток. Поперечный профиль долин чаще всего V-образный. Днище долин практически повсеместно занято руслами с отдельными фрагментами высокой поймы и первой надпойменной цокольной террасой высотой до 3 м. Долины заложены по тектоническим нарушениям преимущественно вкрест простираения коренных пород. Северные склоны гряды спускаются ступенями, формируя разноуровневые уступы в виде куэст. Благодаря процессам эрозии в долинах многочисленных водотоков, поверхность этих ступеней расчленены на отдельные площадки, которые в плане (особенно на дистанционной основе) имеют своеобразные очертания в виде лопастей.

Приморский кряж и самый северный отрог Хараулахского хребта занимают всю территорию междуречья – р. Лена–Быковская протока. Это гористое междуречье имеет форму полуострова, глубоко вдающегося в равнинные просторы Ленской дельты. Приморский кряж тянется грядой вершин гольцового облика и выположенных приводораздельных участков с преобладающими абс. отм. 200–300 м (единичные вершины превышают 400 м) по правобережью Быковской протоки. Склоны кряжа в основном полого-выпуклые, с широким развитием на них делювиально-солифлюкционных и пролювиальных процессов. В нижней части нередко встречаются микроформы эолового происхождения. В центральной и северной части полуострова наблюдаются обширные озёрно-болотные пространства межгрядовых котловин с широким развитием термокарстовых мезо- и микроформ рельефа. Кряж пересекается несколькими широкими долинами водотоков преимущественно с корытообразным поперечным профилем. Череда приустьевых участков этих водотоков, вкупе со спускающимся плащом склоновых образований кряжа формируют отлогую прибрежную зону вдоль протоки. Поверхность этой зоны покрыта многочисленными болотами и озёрными впадинами термокарстового происхождения. В береговой зоне встречаются эоловые микроформы рельефа в виде песчаных грив и мелких дюн.

Абсолютно противоположная картина характерна для западного побережья полуострова, где северный отрог Хараулахского хребта интенсивно эродируется мощным потоком нижней Лены. Здесь практически на всём протяжении береговая линия правобережья р. Лена представляет собой выровненные участки с отвесными скальными бортами («столбами»). Эти участки отрога интенсивно расчленены крутосклонными долинами коротких водотоков и имеют многочисленные скальные выходы. Приводораздельные участки гряды иногда имеют облик, приближенный к альпинотипному. Интенсивно расчленённый рельеф предопределён его развитием на сложно дислоцированных палеозойских породах. Сама

прибрежная гряда резко возвышается над водными просторами Лены до абсолютных отметок, превышающих 400 м; на фоне обширного, пологого, выровненного левого бережья и глади реки она производит впечатление высокогорного хребта.

Особое положение в рельефе территории листа занимает уникальная дельта Лены, являющаяся одной из самых больших речных дельт в мире. На поверхности дельты повсеместно развиты полигонально-валиковые, термокарстовые тундровые болота, разбитые морозобойными трещинами. Вечная мерзлота достигает глубины 600 м. Очень типичны термокарстовые котловины (аласы) и холмы-булгуньяхи. На крупных островах, особенно примыкающих к устью р. Лена, повсеместно наблюдаются массивы песчаных развееваемых наносов. В целом это единственный в своём роде арктический дельтовый ландшафт, сформированный на границе суши и моря в условиях вечной мерзлоты и сурового арктического климата.

Развитие дельты было предопределено взаимным влиянием эрозионно-аккумулятивных морских процессов в прибрежной акватории моря Лаптевых и огромных речных масс воды, выносимых р. Лена. На протяжении всей истории её формирования первостепенным фактором являлись колебания уровня моря Лаптевых и соответственно колебания базиса эрозии р. Лена. В зависимости от направленности изменения уровня моря процессы формирования рельефа дельты смещались вверх по протокам при подъёме уровня моря или выдвигались в море при его понижении [8]. При скорости современных колебаний уровня моря в пределах 1–2 мм в год, сезонные (половодья, паводки, ветровые нагоны и сгоны), а также периодические (приливы и отливы) изменения уровня моря при наложении друг на друга могут достигать 12 м в вершине дельты [117].

Именно в эти моменты происходят максимальные преобразования в геоморфологическом строении дельты. Нельзя не отметить и весьма значительную роль неотектонического фактора в формировании современного облика дельты и придельтовых участков. Данная территория располагается в пределах Западно-Лаптевской рифтовой системы, где отмечается неотектоническая и соответственно сейсмическая активность. Эта активность подтверждается многочисленными землетрясениями магнитудой от 4,0 до 5,9 баллов, зафиксированными за последние 50 лет. Здесь же отмечается субширотная цепь очагов землетрясений, которая протягивается до Таймыра. На этой территории в линеаментах и узлах магнитуды землетрясений прогнозируются до 6,0 баллов. Активность неотектонических процессов непосредственно в дельте р. Лена подтверждается следующими примерами. Так, на сравнительно небольших участках дельты наблюдаются разновозрастные террасы с разницей высотных отметок поверхности до 5–6 м, что может свидетельствовать только об активной блоковой неотектонике. Отмечаются также разные высотные отметки подошвы толщи пород единого ледового комплекса в западной и восточной частях дельты. Следующий фактор – значительное относительное падение уровня моря в западной части дельты (побережье Оленёцкого залива), вследствие чего произошло резкое обмеление Оленёцкой и Туматской протоков. В свою очередь, восточная часть дельты испытывает погружение [229].

Главенствующее положение в геоморфологическом строении дельты р. Лена имеет дельтовая терраса высотой до 8 м, состоящая из отдельных конусов выноса и островов и сложенная преимущественно специфическими органно-минеральными отложениями («слоёнка»), образовавшимися в условиях подпора при повышенном положении уровня моря. Достаточно большие пространства занимают фрагменты термоденудационной останцовой поверхности со средними высотами около 40 м, которая сложена породами ледового комплекса и приурочена к южной периферии дельты. Северо-западную часть дельты занимает обширная поверхность аллювиально-морской террасы о-ва Арга высотой 20–22 м. Поверхность этого острова усеяна озёрными котловинами термокарстового происхождения.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ И ТИПЫ РЕЛЬЕФА

По морфогенетическим и возрастным признакам на территории суши листов S-51, 52 выделяются следующие генетические типы рельефа: структурно-денудационный, денудационный, эрозионно-аккумулятивный и аккумулятивный.

Структурно-денудационный рельеф

На рассматриваемой территории структурно-денудационный рельеф развит в пределах континентальной части суши (за исключением дельты р. Лена) практически повсеместно. Возраст этого типа рельефа определяется по началу процесса расчленения древних (мел-палеогеновых) поверхностей выравнивания. Данный процесс продолжается и по настоящее время.

Рельеф, образованный бронирующими субгоризонтальными пластами осадочных пород (P–Q_H). Этот рельеф приурочен в основном к вершинам и приводораздельным поверхностям и представляет собой достаточно узкие столообразные площадки. Они фрагментарно встречаются на кряже Чекановского и в горах Ангардам-Таса на абс. отм. от 200 до 450 м. Чаше всего бронирующий эффект пластов связан с массивными, плотно сцементированными песчаниками. Поверхность бронирующих пластов разбита на отдельные фрагменты речной сетью, которая заложена по тектоническим нарушениям преимущественно вкрест простираения пород.

Рельеф, образовавшийся в результате препарирования субгоризонтально залегающих пластов осадочных пород (P–Q_H). Данный тип рельефа занимает огромные пространства на левобережье р. Оленёк и практически всё междуречье Оленёк–Лена. Он развит на приводораздельных участках горных сооружений с абс. отм. от 80 до 200 м в обрамлении Хастанской котловины. Абсолютные отметки водоразделов кряжа Чекановского на правобережье р. Оленёк достигают 300 м, постепенно понижаясь к долине р. Лена. В целом для данного типа рельефа характерна пониженная мощность (до первых метров) аккумулятивного склонового плаща на приводораздельных участках и склонах. Эти образования развиты на денудированной поверхности субгоризонтально залегающих мезозойских пород.

Для водоразделов типичен пологоволнистый и пологохолмистый рельеф с характерной ступенчатостью склонов, выраженных сглаженными прерывистыми уступами, сформированными на разных по прочности породах. Расчленённость рельефа – умеренная, с глубиной вреза рек до 50–70 м. Склоны пологие, пологоволнистые, покрыты чехлом склоновых образований, их поверхность часто осложнена мерзлотными формами рельефа – солифлюкционными оплывами и, иногда, буграми пучения.

Рельеф, *образовавшийся в результате препарировки элементов складчатой структуры (P–Q_H)* имеет фрагментарное развитие на территории листа. Самые большие площади, занятые данным типом рельефа, находятся на водоразделах северо-западной оконечности кряжа Чекановского, менее значительные участки наблюдаются на северных отрогах Приморского кряжа и на левобережье Оленёкской протоки (до гор Ангардам-Таса). Для данного рельефа характерна относительная сглаженность водоразделов с отдельными возвышающимися вершинами гольцового типа. Абсолютные отметки колеблются в пределах 200 м. Склоны достаточно крутые в верхней части, а подножия чаще всего полого-выпуклые за счёт повышенной мощности склоновых образований. Здесь особенно развиты интенсивные солифлюкционные процессы с характерными термокарстовыми микроформами рельефа. Долины рек короткие, в плане очень извилистые, врезаны на первые десятки метров и чаще всего имеют V-образный поперечный профиль на участках в верхнем течении и дельтообразные устьевые площадки, сложенные осадками преимущественно пролювиального ряда.

Рельеф, *образовавшийся в результате препарировки моноклиально залегающих пластов осадочных пород (P–Q_H)* имеет достаточно широкое развитие в пределах гор Ангардам-Таса и Туруорбут-Хаята, фрагментами на северо-западной оконечности кряжа Чекановского (гора Отто-Хачо-Хаята, 193 м) и в его юго-восточной части (междуречье левых притоков Оленёкской и Булкурской проток – рек Харанга-Суох и Ысы-Хая-Юряге). Данный тип рельефа представлен хорошо выраженными в рельефе цепочками куэстовых гряд, часто в виде уступов, которые сформировались в результате денудационной препарировки различных по прочности моноклиально залегающих терригенных мезозойских пород. В горах Туруорбут-Хаята куэстовые гряды выдержаны по простиранию, их параллельно вытянутые цепи протягиваются в субширотном направлении практически на всем протяжении вдоль левобережья р. Оленёк. Они имеют ступенеобразный облик над долиной. Абсолютные отметки здесь колеблются от 120 до 200 м. Южные склоны, спускающиеся к котловине р. Хастах, пологие; их крутизна зависит от падения пластов и колеблется от 3–5° до 10–12°. Куэстовые гряды расчленены мелкими поперечными седловинами и речными врезами.

Горы Ангардам-Таса имеют куэстообразный облик практически на всех северных склонах, обращённых в сторону Оленёкской и Ангардамской проток. Особенно чётко куэсты выражены на Ангардамском участке, где они в виде ступеней спускаются к долине протоки и в крупные межгорные котловины субширотного залегания. Куэстообразные уступы, а также борта этих котловин обычно прорезаны короткими крутосклонными долинами, заложенными преимущественно в крест простирания коренных пород.

Рельеф, *образовавшийся в результате препарировки сложнодислоцированных пород (Р–Q_H)* развит в основном на северных отрогах Приморского кряжа и Хараулахского хребта. Достаточно большие участки развития данного типа рельефа отмечаются и на кряже Чекановского. Первый – на северных отрогах, вдоль левого берега Оленёкской протоки: от долины р. Улахан-Юрях на юго-восток до Булкурской протоки. Второй – в центральной части кряжа: от среднего течения р. Улахан-Юрях до р. Келимяр (правый приток р. Оленёк). Данный тип рельефа характеризуется интенсивной расчленённостью и, местами, придаёт горным сооружениям альпино-подобный облик, особенно в пределах Приморского кряжа и Хараулахского хребта. Речная сеть заложена по многочисленным тектоническим нарушениям и глубоко врезана (до 100 м). Склоны водоразделов крутые, на привершинных участках наблюдаются шлейфы коллювиальных образований среди скальных выходов. Мощность рыхлых отложений достигает первых метров только на нижних участках склонов и на днищах долин. Абсолютные отметки водоразделов и отдельных вершин часто превышают 400 м.

Денудационный рельеф

Данный тип рельефа имеет достаточно широкое развитие в пределах горных сооружений на территории листа и приурочен чаще всего к долинам водотоков, активно эродирующих эти горные сооружения.

Рельеф, *созданный эрозией и существенно переработанный склоновыми процессами (N₂–Q_H)*, имеет широкое развитие по денудационно-эрозионным склонам долин водотоков. Собственно эрозионное воздействие на окружающие долины склоны достаточно ограничено. Однако эрозионные процессы в горных сооружениях арктической зоны приводят к активизации склоновых процессов вплоть до самых верхних, приводораздельных участков. Мерзлотные изменения коренных пород, вкупе с гравитационными процессами, и вовлечение поверхности в активную денудацию приводят к быстрому перемещению материала вниз по склону. Практически все склоны долин водотоков в пределах горных сооружений территории листа достигают приводораздельные участки. Водоразделы практически повсеместно вовлечены в денудационно-эрозионные процессы. Данный тип рельефа отчётливо подчёркивает морфоструктурные особенности подстилающего субстрата.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф

Пойма, надпойменные террасы и склоны речных долин (Q_{III–H}) приурочены к крупным долинам рек, а также проток дельты Лены. Самыми значительными водными артериями на территории листа являются: реки Лена и Оленёк, а также крупные протоки дельты Лены – Оленёкская, Быковская, Булкурская, Ангардамская. Долина р. Оленёк на картируемой площади пересекает всю центральную и западную части площади листа в северо-западном направлении. В местах впадения крупных притоков доли-

на имеет трапецевидный поперечный профиль, её склоны относительно крутые, до 20–30°, высотой до 120 м. На правобережье, в пределах кряжа Чекановского, долина р. Оленёк и долины её притоков глубоко врезаны (до 100–150 м). Они характеризуются узкой поймой, занятой преимущественно руслом. На тех участках, где они идут в крест простирания пород, долины имеют V-образный профиль, с крутыми (до 30–40°) склонами и узкими днищами, почти лишенными руслового аллювия. Долины рек, текущие по простиранию пород (меж цепочек куэстовых гряд) асимметричны, крутизна их пологого склона близка к падению пород.

В расширениях долины р. Оленёк и её крупных притоков, помимо высокой и низкой пойм, выделяются три уровня террас: первая – от 4–6 м по малым рекам до 8–10 м по крупным, вторая – 12–25 м, третья – 25–35 м. Террасы и пойменные площадки часто заболочены и расчленены ложбинами старых русел, в которых развиты старичные озёра. По поверхности террас широко развиты полигональные грунты.

Долина р. Лена, а также долины Оленёкской, Ангардамской, Быковской и Булкурской проток имеют асимметричный поперечный профиль.

На территории листа правый борт долины р. Лена имеет крутой, «столбообразный» облик с превышениями вершин столбов над грядой реки до 100–150 м. Склоны прорезаны многочисленными глубоко врезанными логами и долинами притоков, которые и формируют коренные отдельные в виде столбов. Здесь широко развиты скальные обрывы, местами с осыпями, спускающимися непосредственно в русло реки. Левый берег представлен широкой поймой, прорезанной долинами рукавов, которые формируют многочисленные острова. Береговая линия этой части долины практически ежегодно меняет свои очертания под воздействием сильнейших летне-осенних штормов с подпором вод Лены, а также ледовых торосов во время половодий. На поверхности островов и в пойме широко развиты эоловые микроформы рельефа.

Долины крупнейших проток – Быковской (правобережье), Булкурской, Оленёкской и Ангардамской (левобережье) часто имеют крутые борта со стороны подходящих к дельте Лены горных сооружений. Эти борта интенсивно прорезаются многочисленными водотоками с достаточно глубоко врезанными долинами. Приустьевые участки этих долин чаще всего представляют собой выпуклые дельтообразные площадки с многочисленными рукавами, выполненными аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, зачастую грубообломочными, образованиями. По этим бортам проток фрагментарно развит комплекс террас (до трёх) с максимальным относительным превышением третьей террасы над уровнем проток до 12 м в их верхнем течении. Ширина площадки высокой террасы от бровки до тылового шва (горного склона) местами весьма велика и достигает 2–5 км (район поварни Чай-Тумус, низовья р. Улахан-Юрях). Здесь наблюдаются крупные массивы озёрно-болотных впадин. Вниз по течению проток количество террас уменьшается до двух вместе с уменьшением их высоты до 3–5 м (низовья Оленёкской и Ангардамской проток).

В верхнем течении Оленёкской протоки и практически на всём протяжении Булкурской протоки отмечены своеобразные береговые абразионно-

аккумулятивные мезо- и микроформы рельефа на левобережье этих протоков. Эти формы представляют собой далеко выдающиеся в акватории проток мысы с крутыми уступами высотой до 7–10 м в виде клифов. Здесь обнажаются мощные, буро-коричневые толщи торфов, как бы сползающие в русло. Эти «торфоклифы» за счёт их бронирующего эффекта во время штормов формируют своеобразные бухтообразные очертания береговой линии. Расположение этих «торфоклифов» чаще всего приурочено к местам выхода на бровку мощных торфяных пластов, принимающих участие в формировании межлассовых участков, которые являются локальными водоразделами озёрно-болотных массивов на поверхности высокой, пологонаклонной террасы. Механизм образования «торфоклифов» напрямую зависит от процесса «консервации» вечной мерзлоты в рыхлых отложениях («слоёнка») уступов террасы покровами торфов. В результате данные участки обрывов остаются весьма устойчивыми к волновому размытию, в отличие от интенсивно протаивающих в тёплое время уступов террас без мощного торфяного покрова. Последние интенсивно разрушаются и отступают в период сильных штормов. Так начинают формироваться заливчики и впоследствии бухты между «торфоклифами». Некоторые бухты имеют размеры до 1,5 км между мысами, например, на Булкурской протоке, в районе устья р. Ысы-Хая-Юряге.

Берега вышеуказанных протоков, примыкающие к дельте Лены, представляют собой равнинные поверхности с преимущественно аккумулятивными формами рельефа. На них чрезвычайно активно развиваются разнообразные термокарстовые микроформы рельефа, преимущественно в виде полигональных грунтов и бугров пучения различных размеров. Особо крупные булгуньяхи имеют формы жилых строений в виде юрт и даже собственные географические названия. Самые крупные булгуньяхи превышают абс. отм. 50–60 м, например, булгуньях Секе-Булгуньяга (66 м) на о-ве Харданг-Сисе. На пойме нередки массивы эоловых образований со специфическими микроформами рельефа. Береговая линия здесь достаточно выровненная, без бухт, что объясняется сравнительно маломощным торфяным чехлом на поверхности островов дельты. Иногда на уступах террас наблюдаются крупные обвальные блоки пластов торфа, но их мощности не хватает для бронирования склона и «консервации» вечной мерзлоты.

Аккумулятивный рельеф

Данный тип рельефа наиболее широко развит, в первую очередь, на просторах дельты Лены, а также в пределах котловины р. Хастах и представлен различными категориями. Возраст его (Q_{II-H}) определяется временем образования отложений, на которых он развит.

Рельеф, *созданный деятельностью моря* (Q_H). Этот тип рельефа сформировался в прибрежной части дельты Лены и представлен плоскими и полого-наклонными равнинами, развитыми на морских террасах островов, протягивающихся вдоль западного побережья дельты Лены, а также на побережье Оленёцкого залива. Эти террасы различны по протяженности и ширине и чередуются вдоль побережья с участками абразионных уступов.

Наблюдается два уровня аккумулятивных морских террас, сформировавшихся в позднем голоцене – высотой 2–3 и 5–8 м [8]. Морские террасы имеют плоскую, часто заболоченную, испещренную мелкими озёрами поверхность, прорезанную многочисленными протоками.

Слабовогнутые и плоские озёрно-болотные равнины (Q_{II-H}) довольно широко распространены в виде обширных «пятен» разного размера на территории листа в пределах Хастахской котловины, где они расположены на абс. отм. от 20 до 80 м и занимают пониженные участки рельефа. Озёрно-болотные равнины также имеют большое распространение в дельте Лены и особенно на аллювиально-морской террасе о-ва Арга. Данные равнины сформировались большей частью на плоских и пологоволнистых пространствах с активно развивающимися термокарстовыми процессами, в результате чего формируются современные (голоценовые) озёрно-болотные впадины, связанные с протаиванием мёрзлых, а зачастую и льдистых пород. Эти впадины и котловины имеют низкие, но достаточно крутые, преимущественно торфяные склоны, плоские или слабобугристые торфяно-глинистые днища, почти всегда с реликтами озер в них. Такие озёрно-болотные впадины иногда террасированы.

Плоские и полого-наклонные озёрно-аллювиальные равнины (Q_{II-H}) наблюдаются небольшими участками в бассейне р. Чарчык на севере котловины р. Хастах и (фрагментарно) на о-ве Арга. Располагаются они в области развития озёрно-аллювиальных отложений, которые формируют террасовидную поверхность и по высоте соответствуют уровню второй надпойменной террасы (12–25 м). Озёрно-аллювиальные равнины характеризуются плоским и пологоволнистым рельефом, осложненным многочисленными озёрами. По ним часто развиты полигональные грунты и бугры мерзлотного пучения.

Плоские и полого-наклонные аллювиально-морские равнины (Q_{III-H}) распространены практически на всех островах дельты р. Лена. Они располагаются на двух уровнях. Верхняя равнина развита на каргинской аллювиально-морской террасе о-ва Арга и располагается на выс. отм. 20–30 м. Нижняя равнина развита на голоценовых аллювиально-морских отложениях и располагается на высотах 5–8 м. Поверхность аллювиально-морских равнин расчленена протоками, старицами, с большим количеством мелких озёр, часто заболоченная. На песчаных поверхностях часто развиты небольшие эоловые гряды и мелкие дюны.

Слабовсхолмлённые и пологоволнистые едомные равнины (Q_{III-H}) широко распространены на территории листа в пределах котловины р. Хастах, в дельте р. Оленёк и, особенно, на южных, крупных островах дельты Лены. В пределах Хастахской котловины участки развития едом приурочены к водораздельным пространствам озёрно-болотных массивов и располагаются на абс. отм. от 40 до 90 м. Едомные образования представляют собой лессовидный криогенный комплекс льдистых осадков, сформировавшийся в перигляциальных условиях и имеющий сложный генезис. Окончательной общепринятой точки зрения о генезисе данных образований до сих пор нет. Предположительно, они формировались в результате комплекса эоловых, озёрных, озёрно-болотных, аллювиальных, озерно-аллювиальных,

нивационных и солифлюкционных процессов. Слабовсхолмлённая поверхность едомных равнин в значительной степени затронута термокарстовыми процессами, проявившимися в образовании озёрных котловин, и осложнена формами мерзлотного рельефа – буграми пучения и гидролакколитами.

Рельеф, созданный комплексом склоновых процессов (P–Q) развит на склонах всех горных сооружений территории листа. В нижней части склонов, на месте их сочленения с выровненными участками котловин, впадин, террас и т. п., протягиваются шлейфы склоновых образований, формирование которых происходит под действием различных денудационно-эрозионных и мерзлотных процессов, таких как выветривание, нивация, десерпция, солифлюкция, крипп и плоскостной смыв. Наиболее крупные шлейфы развиты преимущественно на участках склонов южной экспозиции. Склоны с такой экспозицией зачастую приурочены к слабонаклонным поверхностям куэстовых гряд, которые интенсивно расчленены эрозионными ложбинами, часто с достаточно крупными конусами выносов в нижней части.

Делювиально-солифлюкционные пологонаклонные склоны и субгоризонтальные поверхности (Q). Они шлейфом обрамляют области развития структурно-денудационного рельефа и развиты по осадочным мезозойским отложениям. Данный тип рельефа приурочен к повышенным водораздельным частям докольных равнин и склоновым частям кражей. Делювиально-солифлюкционные шлейфы также часто развиты в нижней части склонов речных долин, нивелируя и сглаживая эрозионные врезы. Это наклонные субгоризонтальные поверхности и их склоны, часто осложненные в нижней части оплывинами и буграми пучения.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ШЕЛЬФА

Глубины моря Лаптевых на рассматриваемой площади медленно увеличиваются в северном направлении, от побережья в сторону глубоководного бассейна. При этом на большей части они не превышают 40 м и только у северной рамки площади листов в отдельных подводных долинах достигают 65 м. Уклоны дна меняются от 0,0003 до 0,0025. Как и на всем Лаптевоморском шельфе, дно в границах листов имеет ступенчатое строение, представляя собой террасированную равнину. В южной и восточной частях территории листов развиты обширные мелководные субгоризонтальные равнины, сменяющиеся к северу пологими наклонными равнинами. На поверхности субгоризонтальных равнин имеют место невысокие (5–10 м) единичные холмы округлой или вытянутой формы, размеры их в поперечнике составляют 15–25 км, в длину они достигают 70 км. Равнины прорезаны подводными долинами, представляющими собой реликты субаральной гидросети. Днища долин плоские, в ряде случаев с переуглублениями до 10–12 м. Ширина долин на уровне бровок их склонов составляет 30 км и более, в то время как ширина днищ колеблется от 7 до 25 км. Склоны долин имеют высоту 15–25 м.

Наиболее выразительны три крупные долины. Первая долина – пра-Оленёк, лежит на продолжении устья Оленёка и попадает в границы листов лишь частично. Вторая – Западная пра-Лена – диагональная долина,

пересекающая почти всю площадь с юго-востока на северо-запад (вблизи северной рамки она сливается с долиной Пра-Оленёка), и третья – Восточная пра-Лена – субмеридиональная долина, которая особенно отчетливо прослеживается на северо-востоке, а южнее представлена лишь цепочкой переуглублений. Помимо описанных, на северо-восточном участке присутствуют многочисленные слабо выраженные сглаженные долинны формы. Реликтовая речная сеть является характерной особенностью рельефа арктического шельфа, и море Лаптевых в этом отношении не является исключением [30, 114]. Уже в одной из первых работ, посвященных его подводным долинам, они рассматривались как субаэральные эрозионные образования, возникшие при регрессии морского бассейна [172]. При этом подчеркивалось, что долины не связаны с оледенением, существовавшим по периферии Лаптеворского шельфа. На значительном протяжении подводные долины прямолинейны и подчиняются простираниям геологических структур региона, что позволило говорить об их тектонической предопределенности.

Геоморфологические карты и схемы Лаптеворского шельфа в масштабе 1:2 500 000 ранее составлялись неоднократно [31, 216, 213, 235, 199]. Геоморфологическая схема масштаба 1:2 500 000, сопровождающая настоящую работу, отличается от них тем, что построена на базе новых материалов, по требованиям к Госгеолкарте [120, 159] и с использованием элементов современного системно-морфологического подхода к изучению рельефа земной поверхности [115]. Основными морфологическими элементами, определяющими строение дна, являются линии выпуклого и вогнутого перегибов. Реже встречаются килевые линии, фиксирующие слабовыраженные реликтовые эрозионные образования, а также гребневые линии, соответствующие сглаженным палеоводоразделам. Среди элементарных поверхностей преобладают относящиеся к склоновой группе (преимущественно, площадки и уступы), ограниченное развитие имеют верхние замкнутые поверхности, фиксирующие вершины банок.

Морфология дна является ведущим признаком при определении генезиса морского дна, геологические данные, ввиду их недостаточности, играют вспомогательную роль. Вследствие этого генезис рельефа трактуется с определенной долей условности. Выделены структурно-денудационный, денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный рельефы. Наряду с поверхностями субаквального происхождения, на шельфе встречаются реликты субаэрального рельефа.

Структурно-денудационный рельеф

Склоны, созданные комплексом денудационных процессов (Q_{III4-n}). К этой категории отнесены склоны банок и подводных долин, контролируемые разрывными структурами северо-западного и субмеридионального направления. Эти склоны отличаются выраженной прямолинейностью, относительно большей крутизной и, в ряде случаев, большей высотой (20–25 м). Первоначально они, по-видимому, были сформированы речной эрозией в субаэральных условиях, когда при регрессиях морского бассейна

Лаптевоморский шельф осушался практически полностью. Основное время формирования этих склонов приходится на время сартанской регрессии, хотя не исключается, что имели развитие и ранее, в предшествующие регрессивные фазы. При последующих ингрессиях моря эти поверхности могли подновляться за счет абразии и термоабразии. Этому способствовала их приуроченность к зонам неотектонически активных нарушений. В современных условиях, когда подводные долины служат трассами движения морских вод и осадков как в сторону суши, так и океана, склоны данной категории, вероятно, продолжают свое развитие и в субаквальных условиях. Таким образом, возраст рельефа данной категории определен как сартанский–голоценовый.

Денудационный рельеф

Денудационные агенты рельефообразования действовали как в субаквальных условиях (абразия, термоабразия и термоденудация), так и в субаэральных (речная эрозия). Морские термоабразионные равнины имеют широкое развитие в зоне мелководья в центральной и восточной частях площади. Они сформированы в разное время на разных стадиях стояния уровня морского бассейна и соответственно занимают разное батиметрическое положение.

Морские термоабразионные равнины (Q_{H^2}) зафиксированы в северной части авандельты Лены по периферии о-ва Арга-Муора-Сисе. Сюда не поступают осадки, выносимые Леной, и на субгоризонтальных равнинах с глубинами до 5 м под воздействием морских вод в настоящее время происходит деградация выходящих на поверхность дна мерзлых толщ едомы. Лишь в крайней западной части площади вблизи бровки авандельты имеет место не выраженный в масштабе схемы участок аккумуляции наносов, проявленной в виде цепочки баров. Он имеет стабильное положение на протяжении последних 50 лет, чему способствует быстрое промерзание современных отложений [27].

Морские термоабразионные равнины ($Q_{III_4-H^2}$) распространены севернее на глубинах 10–15 м, а восточнее, в зоне Семёновского мелководья, они развиты на глубинах 15–20 м. Данные поверхности также характеризуются ничтожными уклонами и выработаны в основном в ходе срезания наступающим позднесартанским морем слабоустойчивых мерзлых толщ разного возраста. Скорости термоабразионного углубления дна оцениваются разными авторами неодинаково, по некоторым данным, они могут превышать 20 см/год. Не исключается, что процесс разрушения имел место уже в каргинское время [82]. С учетом известных фактов исчезновения островов, наблюдавшихся в историческое время на поверхности рассматриваемых термоабразионных равнин, возраст последних определен как позднесартанский–позднеголоценовый.

Морские термоабразионные склоны подводных возвышенностей и холмов ($Q_{III_4-H^2}$) имеют локальное развитие на поверхности вышеозначенных равнин и тесно связаны с ними в своем развитии. Данные склоны фиксируют реликты суши, подвергшейся размыву в ходе позднесартанской

трансгрессии. Поскольку преобразование их термоабразией происходит и ныне [149, 69], время формирования определено как поздний сартанголюцен. Более подвержены переработке склоны южных румбов [82]. Аналогичные образования на глубинах 30–35 м связываются с самыми ранними фазами позднесартанской трансгрессии (Q_{III_4}). Они имеют более узкое распространение в центральной части площади.

Эрозионные склоны речных палеодолин (Q_{III_4}) широко развиты во всем диапазоне глубин, за исключением современных прибрежных зон, где субэаральный рельеф сnivelирован морем. Уклоны эрозионных склонов меняются от 0,001 до 0,0025, высота их обычно составляет 15–20 м. Они выработаны реками во время сартанской регрессии, когда море, по наиболее распространенному мнению, отступало далеко на север за пределы современной бровки шельфа. Не исключается, однако, что эрозионные склоны были заложены и в более ранние регрессивные фазы. Первоначально высота этих склонов, видимо, была большей, чем сейчас. Она сократилась ввиду последующей субаквальной переработки рельефа. Наряду с четко выраженными склонами подводных долин, в северо-восточном секторе имеет развитие серия сглаженных, слабо выраженных эрозионных склонов, которые изначально, по-видимому, были связаны с притоками более низких порядков, имели не столь значительный врез и впоследствии в большей степени утратили первоначальный облик.

Денудационно-аккумулятивный рельеф

Представлен четырьмя категориями, начало формирования которых связывается с позднесартанской трансгрессией.

Морские абразионно-аккумулятивные склоны ($Q_{III_4-H^2}$) протягиваются вдоль современного побережья, характеризуются уклонами около 0,001°. Сформированы главным образом трансгрессирующим позднесартанским морем за счет абразии, термоабразии и термоденудации при участии аккумуляции наносов, поступавших в ходе размыва больших объемов мерзлого грунта. Поверхности продолжают свое развитие в настоящее время, в особенности вблизи береговой линии. Возраст их позднесартанский–позднеголоценовый.

Морские термоабразионно-аккумулятивные равнины ($Q_{III_4-H^2}$) развиты в восточной части площади между авандельтой Лены и Семёновским мелководьем. На этом обширном плоском пространстве на глубинах 15–25 м, по сейсмоакустическим данным, выявлены значительные по размерам выходы на поверхность дна абрадируемой едомы, местами перекрытые маломощным плащом морских голоценовых осадков.

Морские абразионно-аккумулятивные террасы и равнины (Q_{III_4}) в границах данного листа имеют развитие на глубинах 35–50 м. Формирование их связывается с началом позднесартанской трансгрессии, причем с фазами временной стабилизации уровня моря, что способствовало более существенной переработке изначально субэарального рельефа [114, 172].

Морские абразионно-аккумулятивные склоны (Q_{III_4}), опираются на вышеописанные террасы и равнины. Они развиты к северу и востоку от

авандельты Лены, а также в северо-восточной и центральной частях площади на глубинах 25–45 м, уклоны их составляют около 0,0008–0,001°. Наиболее выразительным образованием данной категории является склон высотой 20–25 м, протягивающийся к северу и северо-западу от авандельты Лены. Он в основном находится глубже современной зоны действия волн, и потому время его формирования связывается преимущественно с позднесартанской трансгрессией.

Аккумулятивный рельеф

Представлен тремя категориями.

Аллювиально-морские равнины приустьевых областей современных рек (Q_{H^2}) развиты у современного побережья на взморье дельт Оленёка и Лены. Глубины моря здесь составляют 5–10 м, уклоны дна ничтожны. Равнины формируются под влиянием волнения, а также сгонов и нагонов. При этом перераспределяется не только осадочный материал, выносимый рекой, но и морские осадки. В пределах авандельты Лены площадь распространения равнин данной категории контролируется поступлением выносов этой реки. Как известно [149], основной сток этой реки в настоящее время осуществляется по нескольким восточным протокам и западной – Оленёкской с определенными сезонными вариациями. Поскольку формирование приустьевых аллювиально-морских равнин связывается с современным положением береговой линии, возраст их позднеголоценовый.

Морские равнины современного открытого мелководья (Q_{H^2}) имеют те же морфологические характеристики, что и вышеописанные аллювиально-морские равнины, но сложены преимущественно морскими осадками. Формируются под влиянием морских агентов: волнения, приливов, сгонов и нагонов. Развиты они локально – к северо-западу от авандельты Лены вокруг о-ва Самолёта. Они характеризуются развитием нескольких небольших скобковидных баров, обращенных выпуклостью на запад. Находясь на глубинах менее 5 м, данные поверхности полностью находятся во власти морского волнения. Развитие их началось с установлением современного уровня моря и продолжается в настоящее время, соответственно возраст их позднеголоценовый.

Морские и аллювиально-морские равнины в днищах палеодолин ($Q_{III_4-H^2}$) распространены на глубинах от 25 до 50 м и более. Эти преимущественно морские по генезису поверхности начали формироваться в ходе позднесартанской ингрессии моря в понижения рельефа, в том числе, созданные эрозионной деятельностью рек. По мере наступления моря, аллювиальные условия в днищах долин сменялись аллювиально-морскими, а впоследствии – морскими. Происходило заполнение днищ осадками. Поверхности характеризуются незначительными уклонами в северном направлении. Изредка в них отмечаются переуглубления (5–10 м) – реликты палеогидросети, на схеме обозначены лишь самые протяженные из них (10–15 км). Возраст аккумулятивных поверхностей в днищах палеодолин позднесартанско-позднеголоценовый.

Характеристика типов морских берегов на геоморфологической схеме дана согласно Геоморфологической карте СССР (1987 г.) с небольшими изменениями и упрощениями. Так, под термоабразионным типом берега понимается также и термоденудационный, поскольку оба этих процесса в прибрежной зоне взаимосвязаны. Если термоабразия ведет к подрезанию и последующему обрушению берегового склона, сложенного льдосодержащими толщами, то термоденудация способствует наступлению моря в ходе вытаивания льда и выноса освободившегося при этом материала [82]. В границах листов преобладают аккумулятивные берега, созданные устьевыми процессами, также абразионные и термоабразионные, ограниченным распространением пользуются аккумулятивные берега, созданные волнением, и еще меньшим – абразионно-аккумулятивные.

История развития рельефа

Общие представления об истории развития рельефа Лаптевоморского шельфа сложились уже к 1980-м годам [22, 31, 114]. Она рассматривается как череда регрессивных циклов расчленения рельефа и сменявших их этапов морского выравнивания в позднем неоплейстоцене. Основанием для этого вывода послужили реликты субаэрального рельефа, его неравномерная сохранность в сочетании со ступенчатым строением поверхности дна и особенностями четвертичных образований и др. Структурный план и неотектонические движения играли важную роль в распределении речного стока. На основании наземных исследований выявлено, что в нижнем течении Лены в четвертичное время имели место сложные перестройки и речные перехваты, на отдельных этапах сток Лены осуществлялся через Оленёк [123]. По-видимому, также неустойчиво вела себя пра-Лена на площади, занятой современным шельфом, где ее сток, вследствие тектонических подвижек, мог происходить по разным рукавам: то в направлении слияния с пра-Оленёком, то по меридиональному руслу Восточной пра-Лены.

В периоды похолоданий в наземных условиях происходило формирование мерзлоты. При наступлении моря субаэральный рельеф и мерзлые толщи в разной степени подверглись переработке, степень которой зависела от скорости подъема уровня, открытости акватории для морского волнения, а также от баланса наносов и характера неотектонических движений.

Последняя сарганская регрессия привела к полному осушению шельфа и расчленению его поверхности долинами крупных рек, реликты которых мы наблюдаем в современном рельефе дна в виде линейных понижений и замкнутых переуглублений. Последующее наступление моря, начавшееся в позднесарганское время, происходило в первую очередь путем ингрессии в эти долины и лишь затем, с дальнейшим подъемом уровня, море выходило на водораздельные пространства, где стали активно размываться массивы суши, сложенной с поверхности толщами едомы. С установлением современного уровня моря процессы термоабразии и термоденудации сконцентрировались в зоне волнового воздействия в прибрежной зоне материка и островов.

По последним экспедиционным наблюдениям, глубина зоны современного волнового воздействия в рассматриваемом районе составляет около 15 м [69]. В этом диапазоне сконцентрированы основные активные факторы современного рельефообразования на дне и берегах: ветровые волны, волны зыби, приливные, сгонно-нагонные и постоянные течения [150]. Интенсивность гидродинамического воздействия на дно при прочих равных условиях зависит от преобладающего направления волн и открытости для них того или иного участка акватории. К пассивным факторам современного рельефообразования относятся те фоновые характеристики, которые обуславливают специфику проявления активных факторов в конкретных геолого-географических условиях: климатические, ледовые и криогенные; а также особенности строения дна и берегов, состав и строение рельефообразующих отложений. Как активные, так и большая группа пассивных факторов, характеризуются выраженной сезонностью, поскольку большую часть года море покрыто льдом. Термоденудация и термоабразия играют ведущую роль в деградации субаквальной мерзлоты [69]. Происходит постепенное углубление мелководий, по разным оценкам, оно составляет от 2 до 5 см/год. Скорости отступления берегов, сложенных многолетнемерзлыми толщами, в море Лаптевых колеблются в широких пределах: от 0,5 до 6–7 м/год, составляя в среднем около 5,5 м/год [27, 82]. Что касается островов и банок, то с большей скоростью отступают берега и подводные склоны южной экспозиции. Для Семёновского мелководья, активно разрушающегося в настоящее время, по данным последних полевых исследований, был сделан прогноз о стабилизации здесь рельефа дна к середине XXI века [69]. Работа сезонных льдов имеет не столь существенное значение, как термические и гидродинамические процессы. Она проявляется в выпахивании короткоживущих форм микрорельефа: борозд глубиной около 1,5 м, образовании валов и валиков.

Рельеф берегов и дна южной части моря Лаптевых в значительной степени определяет современные ландшафты и геоэкологическую ситуацию на шельфе, контролируя распространение вод, осадков, направление и характер потоков вещества и энергии [24, 69]. В рассматриваемой области отсутствуют геоморфологические условия для возникновения устойчивых депоцентров и существенных скоплений загрязняющих веществ. Локальными депоцентрами могут являться переуглубления вне зоны активного гидродинамического воздействия. Осадочный материал, поступающий в водную толщу с выносами рек, а также при разрушении побережья и морского дна, в несколько этапов выносится с шельфа в глубоководные районы [111] и там далеко разносится течениями. Трассами для движения потоков осадочного вещества с шельфа в сторону океана являются подводные долины. По ним же на шельф проникают океанические воды [75].

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Основная информация о полезных ископаемых территории листов S-51, 52 представлена на картах полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, схеме прогноза на нефть и газ. При их составлении использованы данные ранее проведенных исследований, новые опубликованные и фондовые материалы по листам и сопредельным территориям и результаты полевых работ, выполненных авторами в 2009 г. Сведения о полезных ископаемых, известных только на континентальной части листа, приведены по состоянию на 1.01.2011 г.

На территории листов известны месторождения каменных и бурых углей, строительных материалов (базальты, доломиты, глины и песчано-гравийные смеси), проявления нефти, газа и битумов. Среди металлических полезных ископаемых установлены проявления и пункты минерализации железа, цветных металлов (меди, свинца, цинка), золота; среди нерудных встречен пункт минерализации ретенита, используемого в качестве химического сырья. К группе драгоценных и поделочных камней относятся проявления алмазов, костные окаменелости (бивни) мамонтов. Основную промышленную ценность территории определяют месторождения каменного угля, приуроченные к меловым отложениям Лено-Анабарского прогиба. Бурые угли палеогена, развитые в Бастахско-Хараулахской складчатоглыбовой зоне, являются также источником энергетического, химического сырья и минеральных удобрений, но в настоящее время эта территория входит в состав Усть-Ленского заповедника. Значительный интерес вызывают ископаемые россыпные проявления алмазов карнийского и рэтского горизонтов, алмазоносные фреатомагматические туфы и туффиты кимберлитов(?), меньшее значение имеют четвертичные россыпные проявления алмазов и золота. Территория обладает высокими перспективами выявления месторождений газа и нефти.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ, ГАЗ И БИТУМЫ

В Лено-Анабарском прогибе прямые признаки нефти и газа, а также битумопроявления обнаружены в верхнекембрийских (бур-буолкалахская свита VI-2-35), пермо-карбоновых (VI-2-35, 36) и, в меньшей мере, мезозойских отложениях (VI-2-36).

На платформенном крыле прогиба битумопроявления вскрыты скв. Р-50 на левобережье р. Оленёк в устье р. Табын (VI-2-35) в интервале 890–1050 м. Они приурочены к верхним горизонтам кавернозных доломитов, представляющих собой закарстованную, выветрелую в предпермское время, часть разреза бур-буолкалахской свиты. Битумы выполняют каверны, а также встречаются в виде налетов и примазок по трещинам.

На смежной с юга территории отложения бур-буолкалахской свиты выходят на дневную поверхность (северное крыло Оленёкского поднятия) и вскрыты скважинами (К-5, К-7, К-13). Содержание битума в кавернозных доломитах здесь достигает 9,81%. Значения пористости колеблются от 1,92 до 26,42%, проницаемости – от 0 до 0,849 мкм². Битумы вязкие черные, реже темно-коричневые. Битуминозность доломитов пятнистая или полосчатая в зависимости от расположения пустот. По среднему групповому составу битумы могут быть отнесены к керитам и асфальтам с примесью менее измененного битума типа мальт. На этой же площади повышенная битуминозность установлена и в более древних отложениях – хорбусуонской серии верхнего венда в верхней 50-метровой части разреза, представленной доломитами. В них битумы заполняют каверны и трещины. Содержание битума в кавернозных доломитах колеблется от сотых долей процента до 10%. Битумы черного или коричневого цвета, от хрупких до вязких. Растворимость битумов, при горячей экстракции в хлороформе, колеблется от 15 до 100%, в связи с чем их можно отнести к керитам. Пористость пород обычно не превышает 10%, проницаемость (2–19) × 10⁻³ мкм². В вышелегающих отложениях венд-нижнекембрийской кесюсинской свиты выделяются три слоя, обогащенные битумами. Верхний слой мощностью до 10 м представлен оолитовыми известняками, сильно пропитанными битумами. Групповой состав хлороформного экстракта битумов (%): масла – 7,8; смолы – 5,5; асфальтены – 4,9; карбиды – 81,8. В среднем слое онколитовых известняков содержание битумов составляет 1%. Нижний слой песчаников, отделенный от верхнего толщей аргиллитов, имеет мощность 2–10 м. Битумы в отложениях кесюсинской свиты черные углеподобные, хрупкие. В среднекембрийской битуминозной пачке горючих сланцев и известняков мощностью до 10 м (на листах R-51, 52), содержание битума «А» равно 0,04–0,16%, иногда 0,3%, а C_{орг} 7–9%.

Породы кесюсинской, бур-буолкалахской свит и хорбусуонской серии на листах S-51, 52 находятся на глубинах 1000–2000 м.

В скв. Р-50 и частично в скв. К-34 в отложениях среднего карбона–верхней перми вскрыты битуминозные песчаники мощностью 50 м, откуда получены притоки воды с пленкой густого черного битума (0,01–0,12%) и газа с дебитом 45–50 м³/сут. Газоносными являются песчаники нижней части разреза в интервале 840–890 м. Газ бесцветный, состав (%): CH₄ – 73,62; N₂ – 18,72; O₂ – 4,13; CO₂ – 0,39; тяжелых углеводородов – 3,14. В интервалах глубин 728–732 и 840–844 м керн песчаников содержит капельно-жидкую нефть. В скв. К-34 повышенное количество битума в песчаниках (до 0,86%) отмечается в 90–100 м ниже кровли пермских пород, при мощности вскрытого разреза 124 м. Всего выявлено 10 битумосодержащих горизонтов. Таким образом, в этих горизонтах наряду с твердыми

и полужидкими битумами, выявлена и капельно-жидкая нефть. Песчаники и алевролиты (C_2-P_3) характеризуются благоприятными коллекторскими свойствами, пористость их в скв. К-34 изменяется в пределах 2–29%, чаще – более 20%, проницаемость в среднем выше 0,1 мкм² (до 4,23).

В. Л. Ивановым [90] проявления скважин Р-50 и К-34 на листе S-51 относятся к северной, краевой части Усть-Буурского (Оленёкского) «месторождения» (лист R-51), в котором выделяется, по данным бурения, 13 битуминозных песчаниковых пачек среднего карбона–верхней перми. Зоны битумонасыщения представлены несколькими узкими лентовидными залежами мощностью до 8 м, вытянутыми на десятки км по простиранию пород при ширине 3–12 км, которые выклиниваются как к югу, так и к северу. Залежи располагаются друг над другом в виде этажей или кулисообразно. Залежи контролируются зонами выклинивания пластов вниз и вверх по восстановлению, а по латерали – разломами. Пористость продуктивных отложений – выше 5%, в отдельных случаях достигает 10–12%. Содержание битумов в залежах колеблется от 1,8 до 8,3%. Состав битумов следующий: С – 74,8–81,1%, Н – 9,4–11,8%, гетероэлементы – 0,6–6,4%. Средний групповой состав битумов представлен маслами (43%), смолами (37%), асфальтенами (20%). По содержанию масляной фракции выделяются три класса битумов: мальты (65–40%), асфальты (40–25%) и асфальтиты (менее 25%). Состав битумов ароматически-метановый с возможным присутствием нафтеновых структур. Ресурсы битумов на наиболее изученном Усть-Буурском участке площадью 16,5 км² при бортовом содержании 1,8–2,0% составляют 15,2 млн т (C_2) и относятся к площади листа R-51 [90].

Битуминозные известняки встречены в отложениях оленёкского яруса (скв. К-34, VI-2-36) с содержанием битума 0,06–0,6%; в них же присутствует капельная нефть. Вязкие битумы установлены в основании тоарских слоев в бассейне р. Келимяр (за южной рамкой листа). Проявления нафтидов отмечены среди глинистых отложений средней юры в нижнем течении р. Оленёк в прослое сидеритизированных известняков, где битумы присутствуют в виде примазок и выполняют трещины. Битумы вязкие, близкие по составу к мальтам и нефтям. Слабая степень их гипергенной превращенности обусловлена либо поздним этапом миграции, либо хорошими условиями консервации [45]. Повышенная битуминозность и обогащение органическим веществом характерны также для пород основания волжского яруса верхней юры на платформенном крыле Хатангско-Ленского перикратонного прогиба.

В Нижнеленском районе на территории Туорасисского выступа в отложениях средней перми (чинская свита) битумопроявления носят площадной характер, в вышелегающих пластах песчаников установлен ряд нафтидопроявлений. В базальном горизонте песчаников битумопроявления в виде сплошного и полосчатого пропитывания пород были установлены не только на западном, но и на восточном крыле Булкурской антиклинали (левый берег р. Лена, о-в Тас-Ары) и на правом берегу р. Лена (VI-4-13). Элементный состав: С – 83,0%, Н – 12,7%, N+S+O – 4,3%. Групповой состав: масла – 52,0%, смолы бензолные – 9,9%, смолы спиртобензолные – 28,4%, асфальтены – 9,7% [101].

В Оленёкской протоке дельты р. Лена в песчаниках и алевролитах кигильянской свиты валанжинского яруса, в пределах складчатой области выявлено битумопроявление с содержанием бензиновых и керосиновых фракций (VI-3-2). Элементный состав (%): С – 85,76, Н – 10,09, N – 0,31, S – 0,41, O₂ – 3,43. Групповой состав битумоида: масла – 51,86, смолы бензольные – 21,70, смолы спиртобензольные – 15,93, асфальтены – 10,51. Углевородный состав (%) масел: насыщенные – 76,47, моноароматические – 3,27, биароматические – 1,96, полиароматические – 18,30. Эти нафтиды могут быть отнесены к мальтам, обогащенным легкими углеводородными соединениями или тяжелыми нефтями.

Два проявления антраксолитов установлены у мыса Крест-Хомо (левый берег Быковской протоки в устье р. Лена), и на о-ве Столб (дельта р. Лена) [103]. В первом проявлении антраксолит залегает в виде миллиметровых обломков в кальцитовых жилах мощностью до 5 см, секущих пласт органогенного известняка франского яруса (ортохаинская толща верхнего девона), залегающего между двумя интрузиями – адезитов и габбро-диоритовых порфиритов. Осадочные породы отличаются рассеянной битуминозностью с низкими содержаниями 0,001–0,008%. Элементный состав (%): С – 94,01, Н – 3,04, O+N+S – 2,95. На о-ве Столб антраксолит встречен в линзовидном прослое (до 0,1 м) органогенного песчанистого известняка франского яруса. Антраксолит совместно с кальцитом образует тонкие (до 3 мм) прожилки, ориентированные субпараллельно напластованию. Элементный состав (%): С – 94,12, Н – 2,12, O+N+S – 3,76. Выход ХБА – 0,002%. Проявление антраксолитов в девонских породах связано с термальным воздействием на них мощных интрузий [103]. По нашим представлениям, это пиробитумы, т. е. нафтидо-нафтоиды.

В пределах Лено-Анабарского прогиба выделен ряд газогеохимических аномалий разной контрастности [36]. В долине нижнего течения р. Оленёк (V-1-18; VI-1-3; VI-2-31; VI-2-33) по профилю протяженностью 280 км отобрано 130 проб свободного, 23 пробы сорбированного газа и 82 пробы донного грунта. Газ по составу относится к азотному и кислородно-азотному (73%), существенно азотному (12%), метаново-азотному, азотно-метановому и метановому газу (15%). Около 70% проб содержат до 2% CO₂. Аномалии характеризуются содержанием метана от 3,5 до 89,0%. Содержание этана, пропана и бутана – от следов до 0,021%, C_{орг} – 0,49%, в составе битумоида преобладает смолистый компонент (VI-2-33). Исследованные газы могут быть сопоставлены с газами нефтяного ряда. По соотношению окислов железа геохимическая среда осадка – восстановительная (FeOK/FeЗАК = 0,24).

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Каменный уголь

На территории суши листов S-51, 52 располагается восточная часть Оленёкского каменноугольного района. Площадь района ограничена распространением угленосных отложений раннего–позднего мела, выполняющих

восточную часть Хатангско-Ленского перикратонного и Лено-Анабарского передового прогибов. Пласты каменного угля рабочей мощностью более 0,7 м приурочены к терригенным континентальным отложениям кюсюрской, сиктяхской, огонерюяхской, лукумайской, укинской свит нижнего мела и чарчкской свиты верхнего мела. Наиболее угленасыщенными являются укинская и огонерюяхская свиты, в меньшей мере – чарчкская. Каменные угли – гумусовые, длиннопламенные и переходные к газовым. Сапропелитовые и гумусово-сапропелитовые угли присутствуют лишь в виде линз и прослоев в разрезе укинской свиты.

На площади листа выявлено 18 месторождений и 92 проявления каменного угля и многочисленные более мелкие объекты с мощностью пласта менее 0,7 м, не вынесенные на карту. К месторождениям отнесены объекты с балансовыми запасами, стоящими на Госбалансе РФ – Таймыльское (VI-1-15), Чай-Тумусское (VI-3-9). В остальных 16-ти месторождениях, разведанных в 1950–1960-х годах, ввиду несоответствия плотности сети современным требованиям, запасы категорий $A_2 + B + C_1$ переведены в ресурсы категории P_1 , запасы категории C_2 – в ресурсы категории P_2 .

Месторождения. Среднее по запасам каменного угля месторождение Таймыльское (VI-1-15) расположено между долинами рек Куччугуй-Таймыль и Улахан-Таймыль в 16 км от р. Оленёк. Оно связано с отложениями укинской свиты. Разведан верхний угольный пласт второго горизонта свиты мощностью от 1,7 до 2,5 м, в отдельных скважинах – от 0,8 до 3,6 м. На остальной части месторождения мощность угольного пласта изменяется от 0,45 до 2 м. На площади 22,2 км² он вскрыт 63 скважинами глубиной 18–68 м и 25 горными выработками по угленосным выходам. Залегание пласта слабоволнистое с общим наклоном на север менее 1°. Одной скважиной вскрыто пять нижних пластов первого горизонта свиты мощностью от 0,3 до 2,2 м. Уголь кларенового и дюрено-кларенового состава. Строение верхнего пласта простое, но в центральной части месторождения среди гумусового угля заключен прослой богхеда мощностью 0,2–0,4 м с отдельными раздувами до 0,65 м и пережимами до полного выклинивания. Характеристика углей приведена в табл. 4, 5. Балансовые запасы каменных углей месторождения по категориям $A + B + C_1$ составляют 162,956 млн т, категории C_2 – 160,1 млн т, из них марки Д – категории $A + B + C_1$ – 161,907 млн т, C_2 – 160,1 млн т, при содержании серы 0,5–0,6%, запасы богхедов составляют по категориям $A + B + C_1$ – 1,049 млн т [49, 69]. Таймыльское месторождение эксплуатировалось в 1948–1950 гг.; в настоящее время законсервировано [36].

Среднее по запасам месторождение Чай-Тумусское (VI-3-9) расположено на левом берегу Оленёкской протоки дельты Лены. Приурочено к укинской свите, которая под углом 10° погружается в сторону протоки (северо-восток 35–40°). Скважинами предварительно разведана площадь 16×4 км от левобережья р. Эрдиллях-Юряге до р. Туммулах. На поверхностных выходах угольные пласты вскрыты канавами и девятью наклонными штольнями на глубину до 160 м. Детальная разведка проведена на площади 17,5 км². Разведан пласт, залегающий в 40–50 м от кровли свиты мощностью от 1,2 до 1,6 м, остальные шесть пластов (от 0,4 до 4,5 м) изучены хуже.

Характеристика качества гумусовых углей месторождений

Месторождение и его номер на карте	Свита и горизонт	W ^a , %	A ^d , %	S ^d общ., %
Таймыльское (VI-1-15)	Укинская, II	$\frac{4,5-5,3}{4,9}$	$\frac{3,4-10,0}{6,5}$	$\frac{0,2-0,4}{0,3}$
Уку-Суруктахское (VI-2-9)	Укинская, II	$\frac{11,8-12,5}{12,1}$	$\frac{5,7-6,9}{6,3}$	$\frac{0,31-0,32}{0,31}$
Западно-Улахан-Юряхское (VI-2-6)	Укинская, I	$\frac{12,3-14,5}{13,3}$	$\frac{4,0-18,1}{10,5}$	$\frac{0,14-0,22}{0,17}$
Чай-Тумусское (VI-3-9)	Укинская, II	$\frac{1,3-2,2}{1,7}$	$\frac{5,5-19,2}{10,9}$	$\frac{0,2-0,6}{0,4}$
Чарчкское (V-1-20)	Огонерюряхская, II	$\frac{5,6-8,5}{7}$	$\frac{4,0-6,1}{5}$	$\frac{0,46-0,79}{0,62}$
Тыаллахское (V-2-4)	Огонерюряхская, II	$\frac{9,8-14,9}{12,9}$	$\frac{6,5-7,1}{6,8}$	$\frac{0,16-0,18}{0,17}$
Западно-Тас-Юряхское (VI-2-4)	Огонерюряхская, I	$\frac{8,4-16,6}{14}$	$\frac{6,6-7,6}{7,1}$	$\frac{0,17-0,19}{0,18}$
Верхне-Огонер-Юряхское (VI-3-7)	Огонерюряхская	$\frac{11,9-14,0}{12,8}$	$\frac{6,7-8,1}{7,4}$	$\frac{0,16-0,20}{0,18}$
Сурдинское (VI-1-6)	Чарчкская, I	3,6	13,2	0,35
Киенг-Юряхское (V-1-27)	Укинская, I	11,35	11,1	0,27
Кумахское (V-1-26)	Чарчкская, I	10,55	15,75	0,25

Примечание. Показатели качества угля: W – содержание влаги, A – зольность, S – рода, H – содержание водорода, (N + S + O) – сумма содержаний азота, серы, кислорода, вес; состояние угля: a – аналитическое, d – сухое, r – рабочее.

Таблица 4

Оленёкского каменноугольного района на площади листов S-51, 52

V^r , %	Q^r , ккал/кг	C^r , %	H^r , %	$(N+S+O)^r$, %	T sK, %	$(HA)_t$, %	d , г/см ³
$\frac{37,1-42,0}{39,7}$	$\frac{7492-7713}{7640}$	$\frac{78,1-79,9}{78,9}$	$\frac{4,9-5,6}{5,2}$	$\frac{15,1-16,6}{15,9}$	$\frac{9,2-14,4}{11,6}$	нет	$\frac{1,33-1,40}{1,36}$
$\frac{45,9-47,1}{46,7}$	$\frac{6040-6353}{6193}$	$\frac{68,1-70,5}{68,9}$	$\frac{4,1-4,7}{4,4}$	$\frac{24,8-27,8}{26,7}$	2,2	н/о	$\frac{1,51-1,55}{1,53}$
$\frac{36,5-42,4}{39,2}$	6260	$\frac{67,6-73,9}{71,1}$	$\frac{3,5-3,9}{3,7}$	$\frac{22,6-28,5}{25,2}$	$\frac{2,2-3,1}{2,7}$	$\frac{35,6-45,7}{40}$	$\frac{1,35-1,42}{1,44}$
$\frac{34,4-44,5}{38,6}$	$\frac{8215-8603}{8435}$	$\frac{82,8-87,0}{85,2}$	$\frac{5,5-6,2}{5,8}$	$\frac{7,2-11,4}{9}$	$\frac{12,8-20,7}{15,8}$	нет	$\frac{1,33-1,39}{1,36}$
$\frac{39,6-51,5}{45,5}$	$\frac{7185-7215}{7200}$	$\frac{74,3-76,9}{75,6}$	$\frac{4,8-5,6}{5,2}$	$\frac{18,3-20,1}{19,2}$	$\frac{6,5-7,5}{7}$	0-16,3	н/о
$\frac{37,6-41,9}{40}$	6300	$\frac{70,5-71,8}{71,3}$	$\frac{3,0-4,5}{3,8}$	$\frac{23,9-26,5}{24,9}$	$\frac{1,8-7,5}{5}$	$\frac{28,0-39,0}{38,8}$	$\frac{1,50-1,60}{1,57}$
$\frac{36,7-44,9}{40,8}$	6120	$\frac{67,1-73,3}{70,4}$	$\frac{2,9-3,9}{3,5}$	$\frac{22,0-30,1}{26,1}$	$\frac{1,6-5,0}{3,3}$	$\frac{47,6-64,1}{54,4}$	н/о
$\frac{38,0-40,9}{39,9}$	6110	$\frac{68,4-70,3}{69,7}$	$\frac{3,2-4,1}{3,6}$	$\frac{25,6-28,5}{26,9}$	$\frac{2,2-4,3}{3,2}$	49,8	1,45
35,8	7916	81,1	5,35	13,5	н/о	н/о	1,4
44,7	6625	71,3	3,8	25,9	н/о	н/о	н/о
42,1	7115	71,9	4,4	23,7	н/о	н/о	н/о

содержание серы, V – выход летучих веществ, Q – теплота сгорания, C – содержание углерода, T sK – выход смолы на горючую массу, $(HA)_t$ – содержание гуминовых кислот, d – удельный

Сбросами северо-западного (290–310°) простирания месторождение разбито на ряд блоков. Расстояние между сбросами колеблется от 0,5 до 4,5 км, амплитуда – от 50 до 200 м. Строение пластов преимущественно простое. Глубина зоны выветривания – до 100 м, в зоне разрывных нарушений – до 335 м. Угли гумусовые, кларено-дюренового и фюзено-ксиленового состава. Характеристика углей приведена в табл. 4. Балансовые запасы каменных углей марки Г составляют по категориям А+В+С₁ – 35,403 млн т., при зольности до 22,8%, содержании серы 0,5–0,6%, забалансовые – 19,286 млн т. [49]. Месторождение законсервировано [44].

Среднее по ресурсам каменных углей месторождение Джие-Молохское (V-1-19) приурочено к верхнему угольному пласту укинской свиты мощностью от 1,1 до 2,7 м, прослеженном на 8 км. Падение пласта на юго-запад под углом 2–3°. Прогнозные ресурсы угля, подсчитанные до глубины 300 м составляют 106,1 млн т по категории P₂ [41].

Среднее по ресурсам каменного угля месторождение Чарчыкское (V-1-20) приурочено к угольному пласту мощностью 1,5 м сиктяхской и огонерюряхской объединенных свит. Кроме того, в первом угленосном горизонте укинской свиты вскрыт верхний пласт мощностью 3,2 м. Во втором угленосном горизонте укинской свиты верхний угольный пласт прослежен на расстояние 8,0 км. Мощность его – от 2,0 до 3,1 м и лишь к западу убывает до 1,1–1,2 м. Падение угольных пластов юго-западное, 200–210° под углом 5–6°. Гумусовые угли огонерюряхской свиты кларенового и кларено-дюренового составов; укинской – дюреновые и фюзеновые, реже дюрено-клареновые. Характеристика углей приведена в табл. 4, 5. Линзы богхедов, выработанные в 1944–1945 гг., приурочены к верхнему угольному пласту второго горизонта укинской свиты (табл. 5). Ресурсы углей категории P₂ подсчитаны до глубины 300 м и составляют 154,1 млн т [36].

Среднее по ресурсам месторождение Кумахское (V-1-26), приурочено к нижнему угленосному горизонту чарчыкской свиты и содержит один угольный пласт мощностью от 1,0 до 3,3 м. Угольный пласт имеет пологое залегание, падение на юго-запад под углом 1°, прослежен по простиранию на 7 км. Характеристика углей приведена в табл. 4. Ресурсы месторождения по категории P₂ составляют 132,9 млн т. [41].

Среднее по ресурсам месторождение Киенг-Юряхское (V-1-27) связано с угленосными отложениями укинской свиты. В пределах месторождения установлены три угольных пласта нижнего угленосного горизонта мощностью снизу вверх 1,3, 0,85, 0,9 м и один пласт второго (верхнего) угленосного горизонта мощностью от 0,6 до 2,0 м. Верхний угольный пласт прослежен на протяжении 10 км. Падение угольных пластов – на юг под углом 3°. Характеристика углей приведена в табл. 4. Прогнозные ресурсы углей категории P₂ составляют 127 млн т [41].

Среднее по ресурсам месторождение Сурдинское (VI-1-6) приурочено к угленосному пласту, залегающему в кровле первой угленосной пачки чарчыкской свиты. Мощность угольного пласта по отдельным проявлениям изменяется в пределах 0,95–2,5 м. Пласт простого строения, прослежен на протяжении 15 км. Уголь полублестящий клареновый смешанного состава.

Показатели качества сапропелитов укинской свиты Оленёкского каменноугольного района

Месторождение, проявление и его номер на карте	Разновидности углей	W ^a , %	A ^c , %	S ^c _{общ} %	V ^r , %	Q ^r , ккал/кг	C ^r , %	H ^r , %	(N+S+O) ^r , %	T sK, %	d, г/см ³
Таймыльское (VI-1-15)	Плотный богхед	$\frac{0,7-2,1}{1,4}$	$\frac{2,6-2,8}{5,4}$	$\frac{0,25-0,94}{0,5}$	$\frac{71,5-90,3}{79,3}$	9010–9660	80,7–81,5	7,6–9,6	8,1–11,7	52,0–70,5	1,04–1,09
Уку-Суруктахское (VI-2-9)	Плотный богхед	0,8	2,6	0,53	90,2	9736	82,5	11,4	6,1	67,5	1,06
Уку-Суруктахское (VI-2-9)	Гумусово-сапропелитовый листоватый уголь	$\frac{2,3-5,5}{4,1}$	$\frac{3,5-4,0}{3,8}$	$\frac{0,37-0,71}{0,5}$	$\frac{66,0-77,0}{70,5}$	$\frac{7650-8910}{8200}$	$\frac{70,8-78,7}{75,7}$	$\frac{7,0-9,3}{8,1}$	$\frac{12,0-19,2}{16,2}$	$\frac{29,6-50,3}{38,8}$	$\frac{1,15-1,30}{1,23}$
Чарчыкское (V-1-20)	Плотный богхед	$\frac{0,8-1,5}{1,2}$	$\frac{2,0-3,5}{2,8}$	$\frac{0,54-1,24}{0,78}$	$\frac{86,1-93,8}{91,5}$	$\frac{9432-9815}{9598}$	$\frac{79,2-83,0}{77,7}$	$\frac{10,6-11,2}{10,9}$	$\frac{7,2-9,7}{8,8}$	$\frac{71,2-72,8}{72}$	1,07
Чарчыкское (V-1-20)	Зернистый богхед	$\frac{2,2-4,8}{3,4}$	$\frac{2,5-4,1}{3,3}$	$\frac{0,57-1,11}{0,85}$	$\frac{77,0-87,1}{82,3}$	$\frac{8510-9143}{8910}$	$\frac{75,9-78,8}{77,7}$	$\frac{8,9-10,2}{9,7}$	$\frac{11,4-15,2}{12,6}$	$\frac{47,4-62,0}{57,6}$	
VI-1-16	Плотный богхед	$\frac{1,5-2,7}{2,3}$	$\frac{2,6-4,1}{3,3}$	$\frac{0,42-0,47}{0,45}$	$\frac{71,5-79,2}{75,2}$	9205	$\frac{77,3-83,0}{80,1}$	$\frac{9,2-9,3}{9,2}$	$\frac{7,8-13,5}{10,7}$	$\frac{44,9-48,0}{46,5}$	1,17
VI-2-29	Плотный богхед	0,8	3	0,89	85,4	9225	80,6	9,6	9,8	63,8	

Характеристика углей приведена в табл. 4. Прогнозные ресурсы каменных углей по месторождению составляют 208 млн т по категории P_2 [46].

Среднее по ресурсам месторождение Улахан-Чарчыкское (VI-1-20) связано с угольными пластами первой и второй угленосных пачек укинской свиты. Угольный пласт первой угленосной пачки мощностью 2–3,1 м в подошве укинской свиты прослежен на протяжении 13 км вдоль левого бережья р. Улахан-Чарчык. Верхний угольный пласт мощностью 1,3–4 м второй угленосной пачки в кровле укинской свиты прослежен на расстоянии 12 км вдоль долины р. Улахан-Чарчык и вскрыт отдельными скважинами. Уголь полублестящий неясноштриховатый дюрено-клареновый. Ресурсы углей по месторождению составляют 380 млн т (категория P_2) [46].

Среднее по ресурсам месторождение Куччугуй-Чарчыкское (VI-1-24) приурочено к верхнему (второму) угольному пласту второй угленосной пачки укинской свиты. Пласт угля мощностью 2 м прослежен по простиранию на 12 км, слагается полублестящим штриховато-линзовидно-полосчатым клареновым, реже дюреново-клареновым углем. Угольные пласты имеют в основном юго-западное и северо-восточное падение с углами 1° и $0^\circ 20'$. Ресурсы углей категории P_2 составляют 105 млн т [46].

Среднее по ресурсам месторождение Киряинское (VI-1-26) приурочено к верхнему (третьему) угольному пласту, залегающему в кровле первой угленосной пачки укинской свиты. Пласт мощностью от 1,2 до 3 м вскрыт в долине р. Сургускай, прослежен по простиранию на 13 км вдоль правобережья р. Кира, вскрыт в районе правобережья р. Хастах. Уголь блестящий и полублестящий клареновый, реже зольный полуматовый штриховато-полосчатый клареновый. Углы падения угольных пластов $0^\circ 20' - 0^\circ 40'$. Ресурсы угля по верхнему пласту по категории P_2 составляют 357 млн т [46].

Среднее по ресурсам месторождение Западно-Улахан-Юряхское (VI-2-6) приурочено ко второму и третьему пластам угля укинской свиты. Второй пласт мощностью 1,6 м прослежен на протяжении 19,3 км пятью выработками и по высыпкам. Третий пласт укинской свиты прослежен на протяжении 30,6 км по высыпкам и девятью выработками. Падение пластов – юго-западное, $200 - 210^\circ$, угол $4 - 5^\circ$ с выполаживанием до 2° . Характеристика углей приведена в табл. 4. Общие ресурсы углей по месторождению – 179,7 млн т (P_1) [45].

Среднее месторождение Верхне-Огонер-Юряхское (VI-3-7) приурочено к сиктяхской и огонерюряхской объединенным свитам. Верхний угольный пласт мощностью от 1,1 до 3 м прослеживается на протяжении более 9 км. В одной точке отмечается четыре пласта угля мощностью (снизу вверх) 0,4; 1,1; 0,4; 2,3 м. Падение пластов – север-северо-восточное, под углом $1 - 2^\circ$. Характеристика углей приведена в табл. 4. Ресурсы углей категории P_1 составляют 97,5 млн т [25].

На месторождении Тыаллахское (V-2-4) продуктивен верхний угольный пласт второго горизонта огонерюряхской свиты. Он прослежен по простиранию на 5,5 км. Мощность угольного пласта изменяется от 1,9 до 4,0 м и лишь в северной части месторождения уменьшается до 0,7 м. Уголь гумусовый кларенового, кларено-дюренового и фюзенового составов. Падение пласта угля – юго-западное, $240 - 250^\circ$ под углом $10 - 15^\circ$.

Характеристика углей приведена в табл. 4. Прогнозные ресурсы категории P_1 углей составляют 26,5 млн т [25]. По ресурсам месторождение относится к малым.

Малое месторождение Верхне-Улахан-Юряхское (V-2-11) приурочено к сиктяхской и огонерюряхской объединенным свитам. Верхний угольный пласт мощностью от 1 до 3,5 м прослежен на протяжении 4,9 км. Падение пласта – юго-западное, 205° угол $10-12^\circ$. В километровой полосе подсчитаны ресурсы углей по категории P_1 в количестве 20,0 млн т [25].

Малое по ресурсам месторождение Западно-Тас-Юряхское (VI-2-4) связано с верхним угольным пластом сиктяхской и огонерюряхской объединенных свит. Пласт угля прослежен на протяжении 3,5 км, мощность от 1,6 до 4,0 м. Падение пласта – юго-западное, $200-210^\circ$ под углом $10-15^\circ$ [45]. Характеристика углей приведена в табл. 4. Прогнозные ресурсы категории P_1 подсчитаны на площади шириной 1 км (от выхода пласта) и длиной 5,5 км в количестве 26,3 млн т.

Малое месторождение Восточно-Тас-Юряхское (VI-2-5) приурочено к четвертому (верхнему) пласту сиктяхской и огонерюряхской объединенных свит. Пласт мощностью 1,48 м прослежен по пяти выработкам на протяжении 8,5 км. Падение пласта юго-западное, $200-210^\circ$, угол $10-12^\circ$. Ресурсы месторождения по категории P_1 подсчитаны на площади шириной 1 км (от выхода верхнего пласта) и длиной 8,3 км – 28,2 млн т [45].

Малое месторождение Уку-Суруктахское (VI-2-9) приурочено к угольному пласту в кровле укинской свиты. Пласт угля, вмещающий линзы богхеда, мощностью 0,2–0,4 м, вскрыт на неполную мощность горными выработками и шестью скважинами колонкового бурения на протяжении 9 км. Падение северное, под углом 1° . Характеристика углей приведена в табл. 4, 5. Ресурсы по угольному пласту средней мощностью 2,58 м, объемным весом $1,35 \text{ т/м}^3$ составляют 44,2 т (P_1) [45].

Горное малое месторождение Чай-Тумусское (VI-3-17) приурочено ко второму угленосному горизонту лукумайской свиты, вскрыто тремя канавами и одной штольной (50 м) в склонах долины ручья на протяжении 0,7 км. Мощность угольного пласта равна 1,6–1,7 м, падение на северо-восток, $30-40^\circ$ под углом $3-4^\circ$. Ресурсы категории P_1 подсчитаны для полосы 0,5 км шириной вдоль выходов угольного пласта и составляют 3,4 млн т [44].

Углепроявления приурочены к отложениям кюсюрской, огонерюряхской, лукумайской свит, в основном – укинской и чарчкской свит, реже – отложениям менгюряхской свиты.

В отложениях кюсюрской свиты наблюдается до шести маломощных (0,1–0,3 м) выдержанных по простиранию пропластков угля. Лишь в бассейнах рек Куогастах-Юряге (VI-3-19, 21), Егор-Юряге (VI-2-25) они достигают мощности 0,5–0,8 м. Угли преимущественно однородные, кларенового состава с липоидными компонентами.

Отложения огонерюряхской свиты включают два угленосных горизонта, содержащих по два угольных пласта мощностью от 0,4 до 4,0 м. Углепроявления отмечены в восточной части Лено-Анабарского прогиба, на его южном и северном крыльях. На северном крыле прогиба наблюдаются четыре пласта угля: по два – в нижнем и верхнем угленосных горизонтах.

Мощность пластов (снизу вверх) составляет: 0,4 м; 1,6–4,0 м; 1,2–2,5 м; 0,8–2,1 м (V-1-5, 21, 22; V-2-1, 6, 7, 8, 9, 14; VI-2-11; VI-3-3; VI-3-4, 5, 12). В пределах южного крыла прогиба проявления связаны с двумя пластами верхнего угленосного горизонта (VI-1-21; VI-1-22; VI-2-21, 30; VI-3-8, 10, 11, 14, 20; VI-3-22, 27, 28). Мощность нижнего пласта 0,4–3,0 м, верхнего – 0,4–2,0 м. Угли всех пластов огонерюряхской свиты кларенового смешанного состава, в подчиненном количестве отмечаются дюрено-клареновые, дюреновые и фюзено-ксиленовые угли с липоидными компонентами.

В отложениях лукумайской свиты встречены только в пределах Нижнеленской впадины. На левобережье Оленёкской протоки наблюдается сложный пласт каменного угля мощностью 2,8 м (VI-4-15) с прослоями глинистого алевролита. Залегание пласта пологое, с падением на запад под углом 3°; протяженность – 120 м. Угли клареновые с липоидными компонентами, реже дюреновые.

К укинской свите приурочено более половины из всех известных в районе углепроявлений. В ее разрезе установлено два угленосных горизонта: нижний горизонт содержит 1–3, а верхний – 1–2 угольных пласта. Мощность продуктивных пластов составляет 0,6–5,5 м (V-1-7, 9, 10, 25; VI-1-12; VI-1-19; VI-2-19) и 0,6–3,3 м (V-1-5; VI-1-11, 13, 16, 23; VI-2-3, 13, 17, 18, 20, 22; VI-2-29; VI-3-6). Характеристика богхедов проявлений (VI-1-16, VI-2-29), приуроченных к отложениям укинской свиты, приведена в табл. 5. Угленасыщенность свиты уменьшается с востока на запад. Угли укинской свиты представлены различными типами гумитов: клареновым, дюрено-клареновым, кларено-дюреновым, дюреновым, фюзено-ксиленовым. Кроме того, ко второму угленосному горизонту свиты приурочены линзы и прослои богхеда (VI-1-11, 16; VI-2-22, 29).

Углепроявления чарчкской свиты приурочены к четырем горизонтам. Нижний горизонт содержит от одного до трех пластов угля. Наиболее выдержанный из них – верхний пласт мощностью 1,0–3,0 м (V-1-23; VI-1-2, 5, 8, 9, 10). Второй и третий горизонты включают по два или три пласта мощностью 0,5–1,5 м (V-1-28). Они имеют ограниченное развитие. Угли этих горизонтов содержат значительное количество минеральной примеси. Верхний (четвертый) горизонт содержит один угольный пласт мощностью 0,76–2,0 м (VI-1-1, 4). В целом в отложениях чарчкской свиты наблюдается уменьшение количества угленосных горизонтов и угольных пластов с юго-востока на северо-запад. Угли клареновые, кларено-дюреновые, дюреновые с фюзенизированными компонентами.

В пределах развития отложений менгюряхской свиты на западе территории по всему разрезу встречаются невыдержанные по простиранию и мощности линзы и маломощные пласты каменных углей. По долинам рек Улахан-Таймылыр, Киенг-Юрях отмечаются линзы каменных углей мощностью от 0,4 м при протяженности до 2–2,5 м. На водоразделе рек Улахан-Чарчык-Киенг-Юрях и в районе истока р. Улахан-Сашка-Сурда в нижней части разреза свиты, в 30–40 м выше ее подошвы на протяжении 12 км по выходам и скважинам прослежен угольный пласт мощностью от 4 до 0,7–0,8 м.

Основные сведения об углепроявлениях приведены в табл. 6.

Характеристика угленосителей Оленёцкого района

Номер проявления	Свита и горизонт	Общее количество пластов	Суммарная мощность пластов угля, м	Примечание
V-1-23	Чарчкская, I	1	2,1	
V-1-24	Укинская	1	2,1	
V-1-28	Чарчкская, II	1	1,1	
V-1-5	Огонерюряхская, II	1	0,6	
V-1-7	Укинская, I	1	0,8	
V-1-9	Укинская, I	1	0,9	
V-1-10	Укинская, I	1	0,8	
V-1-21	Огонерюряхская, II	1	0,6	
V-1-22	Огонерюряхская, II	2	0,8	
V-1-25	Укинская, I	1	0,8	
V-1-29	Чарчкская, II	3	1,8	
V-1-30	Чарчкская, III	1	0,6	
V-1-31	Укинская, II	1	2,2	
V-2-1	Огонерюряхская	1	1,0	
V-2-3	Укинская	1	3,0	
V-2-5	Укинская	1	0,8	
V-2-6	Огонерюряхская	2	2,7	
V-2-7	Огонерюряхская	1	0,6	
V-2-8	Огонерюряхская	1	0,8	
V-2-9	Огонерюряхская	2	1,1	
V-2-12	Укинская	1	0,6	
V-2-13	Укинская	1	0,6	
V-2-14	Огонерюряхская	2	2,5	
V-2-15	Укинская	1	0,6	
VI-1-1	Чарчкская, IV	1	2,0	
VI-1-2	Чарчкская, I	1	1,9	
VI-1-4	Чарчкская, IV	1	1,6	
VI-1-5	Чарчкская, I	1	1,9	
VI-1-8	Чарчкская, I	1	2,1	
VI-1-9	Чарчкская, I	1	1,7	
VI-1-10	Чарчкская, I	2	1,8	
VI-1-12	Укинская, I	3	4,5	В скважине на глубине 51 м
VI-1-14	Чарчкская, III	1	1,2	
VI-1-17	Чарчкская, II	1	1,5	
VI-1-21	Огонерюряхская, II	1	0,6	
VI-1-7	Чарчкская	1	1,5	
VI-1-11	Укинская, II	1	1,8	Гумусовый уголь с прослоями богхеда
VI-1-13	Укинская, II	1	4,0	
VI-1-16	Укинская, II	1	2,0	Уголь с прослоем богхеда

Номер проявления	Свита и горизонт	Общее количество пластов	Суммарная мощность пластов угля, м	Примечание
VI-1-19	Укинская, I	1	2,0	
VI-1-22	Огонерюряхская, II	1	0,8	
VI-1-23	Укинская, II	1	1,8	
VI-2-3	Укинская, II	1	2,3	
VI-2-13	Укинская, II	1	1,9	
VI-2-18	Укинская, II	1	1,8	
VI-2-17	Укинская, II	1	1,1	
VI-2-20	Укинская, II	1	1,2	
VI-2-22	Укинская, II	1	2,1	Уголь с прослоем богхеда
VI-2-23	Укинская	1	1,1	
VI-2-25	Кюсюрская	1	0,8	
VI-2-26	Кюсюрская	1	0,6	
VI-2-24	Кюсюрская	4	1,0	
VI-2-2	Укинская	1	0,6	
VI-2-5	Укинская	1	1,4	
VI-2-8	Укинская	1	2,6	
VI-2-10	Укинская	1	1,7	
VI-2-11	Огонерюряхская, II	1	1,7	
VI-2-12	Укинская	1	0,8	
VI-2-14	Укинская	1	5,0	
VI-2-15	Укинская	1	1,5	
VI-2-16	Укинская, I	1	0,7	
VI-2-19	Укинская, I	1	1,8	
VI-2-21	Огонерюряхская	1	1,4	
VI-2-27	Огонерюряхская	1	0,6	
VI-2-29	Укинская, II	1	1,9	Уголь с прослоем богхеда
VI-2-30	Огонерюряхская	1	1,5	
VI-3-3	Огонерюряхская, I	1	1,6	
VI-3-8	Огонерюряхская, II	1	1,0	
VI-3-10	Огонерюряхская, II	1	2,1	
VI-3-11	Огонерюряхская, II	1	1,3	
VI-3-14	Сиктяхская	1	0,4	
VI-3-15	Огонерюряхская, II	1	2,0	
VI-3-19	Кюсюрская	3	2,3	
VI-3-20	Огонерюряхская, II	1	1,6	
VI-3-21	Кюсюрская	1	0,5	
VI-3-4	Огонерюряхская, I	1	0,8	
VI-3-5	Огонерюряхская, II	1	0,5	
VI-3-6	Укинская	2	1,1	
VI-3-12	Огонерюряхская	1	0,6	
VI-3-13	Укинская, I(?)	1	0,6	
VI-3-16	Укинская	3	3,2	

Номер проявления	Свита и горизонт	Общее количество пластов	Суммарная мощность пластов угля, м	Примечание
VI-3-18	Укинская	1	1,3	
VI-3-22	Огонерюряхская, II	1	1,0	
VI-3-23	Укинская	1	0,9	
VI-3-24	Укинская	1	1,3	
VI-3-25	Укинская	3	2,7	
VI-3-26	Укинская	1	0,6	
VI-3-27	Огонерюряхская, II	3	3,5	
VI-3-28	Огонерюряхская, II	1	0,7	
VI-4-15	Лукумайская	1	2,8	

Все гумусовые угли Оленёцкого района являются высококачественным энергетическим топливом. Температура плавления золы колеблется от 1200 до 1350 °С. Для получения жидкого топлива методом полукоксования гумусовые угли малопригодны. Окисленные угли района могут являться хорошим сырьем для получения высокомолекулярных гуминовых кислот и низкомолекулярных водорастворимых органических кислот (укусной, щавелевой и др.) [25].

Все месторождения сапропелитов на территории (VI-1-15, VI-2-19, V-1-19) расположены вблизи р. Оленёк и приурочены к верхнему угленосному горизонту укинской свиты. Сапропелиты отличаются высоким содержанием водорода, летучих веществ и смолы, низким удельным весом (табл. 5). Смола их содержит мало фенолов, имеет почти нейтральную реакцию. Самостоятельного промышленного значения, ввиду малых запасов, они не имеют, но могут добываться попутно с гумусовыми углями.

Бурый уголь

В пределах Тиксинского бурого угольного района в палеогеновых отложениях установлено одно малое месторождение на правом берегу Быковской протоки в 5 км ниже залива Булункан-Хомото и одно проявление в долине притока р. Эбелях – Юряге [40].

Месторождение Быковское (VI-4-11) располагается в пределах Быковской впадины, выполненной эоценовыми алевролитами, слабо сцементированными песчаниками и пластичными глинами с пластами бурых углей. Толща обнажена на протяжении 2 км. Мощность ее – 150 м, падение на северо-запад (290–295°) под углом 25–35°.

При поисково-разведочных работах вскрыто 14 пластов бурых углей суммарной мощностью 8,2 м. Из них пять пластов имеют мощность от 0,5 до 1,6 м. Пласты 14 (1,6 м), 12 (1,1 м), 7 (0,5 м) и 2 (0,6 м) имеют простое строение и выдержаны по площади. Пласт 8 состоит из трех сближенных угольных пластов мощностью 0,3; 0,8 и 0,5 м, разделенных пачками

алевролитов. По составу угли гумусовые, клареновые, с включением витрена, плотные черные полуматовые, штриховатые и полосчатые, содержат мелкие включения янтаревидной смолы (копалита). Большая часть массы угля приходится на гелефицированное вещество (85–94%). Уголь бурый, углелификация 66–72%, кокс порошкообразный. Химический состав золы углей пластов 14 и 12 (%): SiO₂ – 27,3–30,9; Al₂O₃ – 21,7–27,4; Fe₂O₃ – 6,2–8,0; CaO – 21,0–26,7; MgO – 1,3–1,6; SO₃ – 1,2–1,6. Угли Быковского месторождения (табл. 7, 8) отличаются повышенным выходом первичных смол (до 14,3%), содержанием водорода (до 7,8%), высокой теплотворностью и являются хорошим энергетическим топливом и ценным сырьем для химической промышленности [25]. Прогнозные ресурсы категории Р₁ бурого угля месторождения составляют 38,2 млн т. В эоценовых песчаниках Быковской протоки отмечается повышенное содержание редкоземельного минерала куларита – до 1,9 кг/т [148].

Проявление VI-4-10 приурочено к угленосной толще палеогена, выходящей Булунканскую котловину. Здесь, в долине притока р. Эбелях-Юряге в 11-метровой пачке мергелей и глин залегает пять пластов угля мощностью 0,1; 0,1; 2,4; 2,3 и 1,1 м. Суммарная мощность углей – 6 м, из них 5,8 м рабочей мощности. Пласты прослежены по простиранию на 35–40 м. Падение толщи на юго-запад (240°) под углом 14–16°. Угли Булунканской котловины отличаются от углей Быковского месторождения меньшей влажностью, зольностью, содержанием серы, при близком содержании летучих (табл. 7). Масштабы углепроявления не выяснены.

Таблица 7

Показатели качества углей Быковского месторождения

Пласт и его номер	W ^a , %	A ^c , %	S ^c общ, %	V ^r , %	Q ₆₇ ^c , ккал/кг	C, %	H ^r , %	N ^r , %	(O+S) ^r , %
Пласт 14	20,8	15,0	1,01	46,4	4292	67,7	7,8		24,5
Пласт 12	17,5	15,3	1,16	49,5	4558	64,8	7,2		28,0
Пласт 8	13,6	13,0	1,18	55,3	5420	67,8	6,1	0,9	25,2

Таблица 8

Результаты перегонки угля Быковского месторождения

Пласт и его номер	На сухой уголь	На лабораторную пробу		
	Смола	Вода общая	Полукокск	Газ + потери
Пласт 14	12,0	26,2	55,0	9,3
Пласт 12	8,1	31,6	53,0	8,7
Пласт 8	14,3	23,0	52,5	12,1

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Среди металлических полезных ископаемых известны шесть проявлений железа, один пункт минерализации, один вторичный геохимический (по единичным пробам) и один шлиховой ореолы цветных металлов (медь, свинец, цинк), одно россыпное проявление, один пункт минерализации, один площадной и четыре локальных шлиховых ореола золота. В алмазоносных карнийских туфах ангардамтасского комплекса установлено видимое золото.

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Проявления железа приурочены к отложениям анизийского, ладинского, карнийского и келловейского–оксфордского ярусов.

В породах анизийского яруса в районе пос. Станнах-Хочо наблюдается вкрапленность гидрогетита в форме бобовин или угловатых зерен, ильменита, магнетита с содержанием в породах Fe_2O_3 – 7–11%, FeO – 7–9% [92].

Наиболее обогащены железосодержащими минералами мелкозернистые ладинские песчаники [92]. В пределах площади от Оленёкской протоки по побережью Оленёкского залива до устья р. Оленёк и западнее на протяжении более 200 км непосредственно под продуктивным карнийским алмазоносным горизонтом при аэромагнитных исследованиях масштаба 1:200 000, 1:50 000 выявлена пачка сильно намагниченных ладинских пород. Магнитовозмущающими являются песчаники, в которых отдельные линзы и пласты мощностью от 1 до 5 м содержат большое количество пылеватого магнетита. Они не выдержаны по разрезу и простиранию, имеют «плавающий» характер и встречаются на расстоянии от 15 до 40 м от кровли ладинского яруса. На участках размыва ладинских отложений, в вышележащих карнийских образованиях отмечается до трех слоев обогащенных магнетитом [188].

На левобережье протоки Ангардам-Уэсе (V-2-10) и в долине р. Оленёк (V-1-8, 13), на левобережье р. Кенгдей (VI-2-1), по берегу Оленёкского залива (мыс Улахан-Крест–пос. Станнах-Хочо) в основании разреза карнийского яруса наблюдаются прослой и линзы конгломератов, туфогравелитов, интенсивно преобразованных лапиллиевых туфов кимберлитов(?) (мощностью 0,3–1,2 м) на железистом цементе. Цемент составляет около 30% объема породы и содержит до 85% септешамозит-септешлорита. Измененный вулканокластический материал представлен шаровидными, каплевидными, грушевидными (редко уплощенными) преобразованными витро- и литокластами размером 0,2–0,6 мм. Химическим анализом в породе обнаружено от 8 до 26% металлического железа. По составу породы отвечают железистым аллитам.

В кровле келловейских–оксфордских отложений станюряхской свиты установлен горизонт оолитово-железистых пород. На междуречье Джыхса-Юряге и Хотугу-Джихса (VI-2-1) он прослежен на 9–10 км и имеет мощность от 1,0 до 3,0 м. На побережье Оленёкского залива (V-1-4) мощность горизонта – 0,6 м, протяженность – 100 м. Бобовины и оолиты состоят

из шамозита, обычно в значительной степени замещенного гидроокислами железа. Цемент лептохлоритовый, базальный. По данным химического анализа, в породе содержится от 12,0 до 36,0% металлического железа.

Кроме того, в долине р. Оленёк (V-1-17) в самых верхах келловей-оксфордских отложений на протяжении 7–8 км прослежен горизонт мощностью 1,0–2,0 м ожелезненных песчаников кварц-полевошпатового состава. Цемент карбонатно-лептохлоритовый поровый составляет 15–25% от объема породы. Химический анализ песчаников показал содержание металлического железа от 10,0 до 14,0%.

Все проявления представляют лишь поисковый интерес.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь, свинец, цинк. На правобережье Быковской протоки обнаружена мелкая (до 1 мм) вкрапленность галенита, сфалерита, малахита, азурита, халькопирита и энаргита (VI-4-12) в доломитах верхнего девона на площади в десятки м², вытянутой полосой в юго-западном направлении. Здесь же, в зоне сближенных северо-восточных разломов обнаружена литогеохимическая аномалия меди, цинка, свинца (VI-5-8) и шлиховой ореол рассеяния халькопирита (VI-5-9). В терригенных ладинских и карнийских отложениях в пределах Дюлюнгского поднятия выявлены в пробах-протолочках крупные зерна сфалерита и витерита. Сфалерит встречается в шлихах по руч. Таба-Бастах-Юряге (правобережье Быковской протоки), размывающему доломиты фаменского яруса верхнего девона на протяжении 4 км.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. В пределах Прончищевско-Оленёкской складчатой зоны в поле развития континентальных толщ верхнего мела обнаружены шлиховые ореолы рассеяния золота в бассейнах Улахан-Онкучах (V-1-14), на левобережье протоки Ангардам-Уэсе (V-2-2). Содержание золота в аллювии этих рек колеблется от 2–10 знаков (V-1-14, V-2-2) на 10-литровую пробу. Золото пластинчатое, комковатое, мелкое (0,1–0,4 мм) до пылевидного. Цвет латунно- и красновато-желтый [188]. На правобережье Быковской протоки (Бастахско-Хараулахская складчатая зона) в поле развития сланцев тиксинской свиты, в кварцевой жиле северо-западного простирания (VI-5-7) мощностью 0,2–0,3 м, длиной 15 м, пробирным анализом обнаружено содержание золота от 0,01 до 0,05 г/т. К этой же площади приурочена полиметаллическая минерализация, а также литогеохимические ореолы меди и серебра (VI-5-5, 9). Единичные пробы с высоким содержанием золота в шлихах (> 0,5 г/м³) отмечаются на о-ве Чай-Ары в Быковской протоке (VI-4-4) в голоценовых отложениях пляжа. В алмазоносных карнийских туфах ангардамтасского комплекса в районе р. Тас-Крест-Юряге содержание золота в пробах-протолочках выше – 2 г/м³ (V-2-10). Золото пластинчатое, слабо деформированное по краям, с размером частиц 0,5–0,75 мм. Обширный шлиховой ореол золота, приуроченный к приподнятому блоку

нижнепротерозойского(?) фундамента (Туматский выступ) в отложениях от миоцена до голоцена выявлен в восточной части дельты р. Лена в береговой зоне островов между протоками Сардахская, Мал. и Бол. Трофимовская (V-4-1) [204]. В пределах ореола выявлено россыпное проявление косового золота на площади 200 × 500 м в голоценовых отложениях пляжа о-ва Уус-Арыта (VI-5-1). В шлихах встречается чешуйчатое золото в количестве до сотни знаков на 10-литровую шлиховую пробу [204].

Серебро. Одна точечная геохимическая аномалия (VI-5-5) расположена на правобережье Быковской протоки (р. Тыаллах-Юряге). Приурочена она к зоне разломов северо-западного простирания в верхнедевонских окварцованных карбонатных породах. Ширина зоны – 30–50 м, протяженность – 3,5 км. В элювиально-делювиальных отложениях в зоне окварцевания карбонатных пород спектральным анализом установлено невысокое содержание серебра – 0,2 г/т. Здесь же в элювии кварцевых жил пробирным анализом обнаружено содержание серебра в количестве до 3,6 г/т.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Среди неметаллических полезных ископаемых, пригодных в качестве химического сырья, выявлен один пункт минерализации янтареподобных ископаемых смол – ретенита(?). К группе драгоценных и поделочных камней относятся алмазы (одно малое россыпное месторождение, семь локальных шлиховых ореолов и три проявления, приуроченные к карнийскому горизонту: два в туфах кимберлитов(?) ангардамтасского комплекса и одно россыпного генезиса) и поделочные костные окаменелости – бивни мамонтов (два проявления). Строительные материалы представлены магматическими породами: базальтами – два крупных месторождения, карбонатными породами (доломитами) – одно крупное месторождение, глинистыми породами – одно крупное месторождение, обломочными породами – три крупных месторождения.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Ретенит. Янтареподобные ископаемые смолы желтого цвета (предположительно ретенит) обнаружены в виде высыпок мелких зерен и обломков до 1–2 см на поверхности пляжа левобережья протоки Кыллах-Уэсе на протяжении 500 м (V-3-1). Янтареподобные смолы (копалит) известны в Быковском месторождении бурых углей, поэтому данное проявление тоже связывается с бурыми углями. Представляет минералогический интерес.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

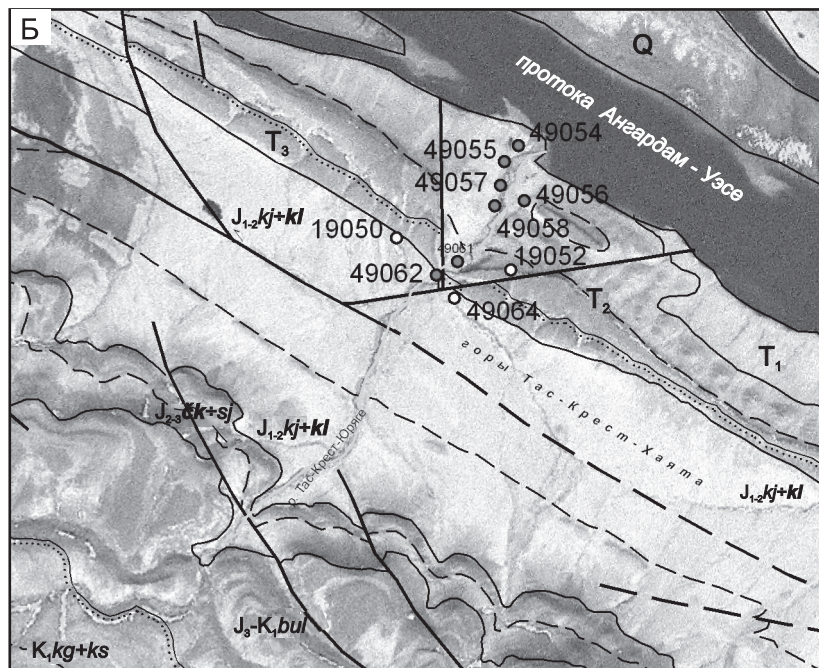
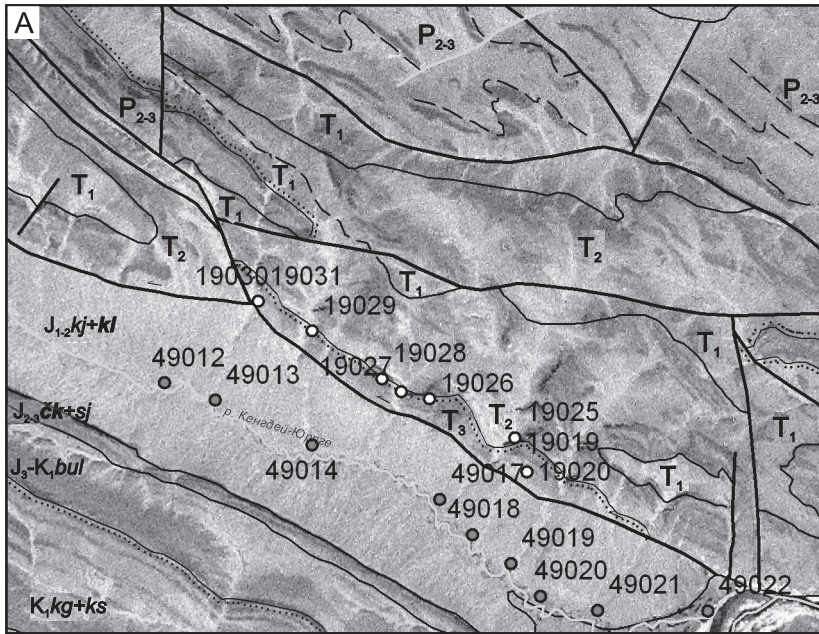
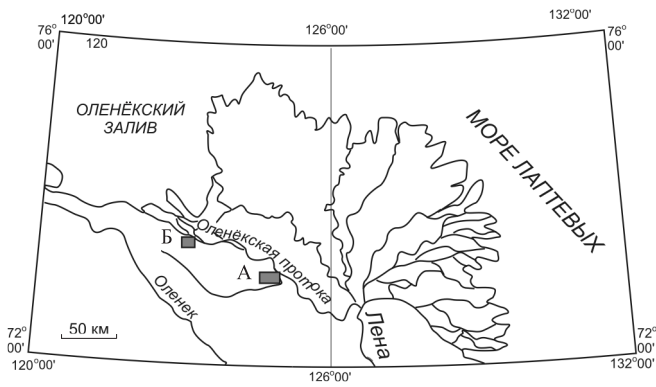
Алмаз. На территории листов основное количество известных проявлений алмазов связано с русловым аллювием, в котором установлено семь локальных шлиховых ореолов с алмазами (VI-1-18, VI-1-25, VI-1-28,

VI-2-28, VI-2-32, VI-2-34, VI-2-37). Минералы-спутники алмазов отмечаются в 11 локальных шлиховых ореолах. Россыпь р. Келимяр (VI-2-38) является северным продолжением Келимярского россыпного узла, продолжающегося с юга от рассматриваемой площади. Промежуточными коллекторами, формирующими алмазоносность речного аллювия, являются отложения карнийского, норийского, рэтского и плиоценового возрастов. Кроме того, минералы-спутники алмазов встречаются в грубообломочных горизонтах атырдахской свиты визейского яруса, а также в верхнепермских (чинкская свита), ладинских (олимпийская свита), плинсбахских (джангыйская свита), верхнеюрско-нижнемеловых (буокалахская свита), меловых (менгюряхская свита) и миоценовых образованиях. Наибольший интерес и перспективы для района представляют коренные проявления алмазов в гидроэксплозивных туфах кимберлитов(?) и ископаемых россыпях, приуроченных к карнийскому горизонту триаса (V-1-3, V-2-10, VI-3-1).

Коренные проявления алмазов, приуроченные к туфам, ксенотуфам, туффитам, туфопесчаникам, туфоалевролитам ангардамтасского вулканического алмазоносного кимберлитового(?) комплекса, выделяемого авторами, выявлены на протяжении 8 км на Улахан-Юряхском участке (рис. 11) в бассейне левобережья р. Кенгдей-Юряге (VI-3-1). **Мощность продуктивного горизонта колеблется от 0,1 до 0,9 м [136].** В пределах участка в базальном горизонте карния обнаружено пять проявлений алмаза (10 кристаллов). Содержание алмазов составляет 0,2 кар/м³ [188, 240]. Алмазы представлены ромбододекаэдроидами, комбинационными многогранниками с включениями графита, близкими к алмазам Эбеляхского россыпного поля, октаэдрами и переходными формами. Алмазы прозрачные бесцветные, реже серого и розового цветов, со следами матировки, скульптурами травления и штриховкой на гранях со средним весом 2,73 мг, следами механического износа [188]. Состав тяжелой фракции характеризуется циркон-гранат-магнетитовой ассоциацией с пикроильменитом (18,8%), пиропом (3,2%) и хромшпинелидами (18%). Пиропы установлены в 20 шлихах в количестве от 1 до 36 знаков в виде осколков размером от 2–3 мм до 5 мм. Пироп отвечает пиропам лерцолитовой ассоциации.

Второе проявление коренных алмазов, отнесенное к образованиям ангардамтасского вулканического комплекса, выявлено в бассейне р. Тас-Крест-Юряге (рис. 11). Ранее оно относилось к проявлению железа гетит-шамозитового типа (V-2-10) [188]. Позднее в нем установлено ископаемое россыпное проявление алмазов в карнийских гравелитах с содержанием 0,02 кар/м³ [240, 55]. В основании отложений карнийского яруса залегают полимиктовые конгломераты (0,3 м) с окатанной галькой (размером 1–5 см) и стяжениями пирита-марказита. Выше располагаются алмазоносные лапиллиевые туфы (1–1,2 м), содержащие иногда обломки окаменелой древесины. В верхней части разреза залегают туфопесчаники. Общая мощность карнийских отложений на этом участке составляет 18 м, протяженность горизонта – 2 км, ширина выхода – 50 м.

Ископаемое россыпное проявление алмазов обнаружено в базальных горизонтах карнийского яруса верхнего триаса на побережье Оленёкского залива на мысе Улахан-Крест в районе пос. Станнах-Хочо [55]. Карнийский



- Q 1
- K,kg+ks 2
- J₃-K,bul 3
- J₂₋₃čk+sj 4
- J₁₋₂kj+kl 5
- T₃ 6
- T₂ 7
- T₁ 8
- P₂₋₃ 9
- 10
- · — 11
- · — · — 12
- · — · — · — 13
- · — · — · — · — 14
- · — · — · — · — · — 15
- 16
- 17

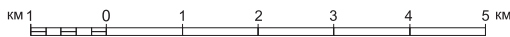


Рис. 11. Схемы опробования карнийского горизонта на дистанционной основе.

А – на участке Улахан-Юрях; Б – на уч. Тас-Крест-Юряге. 1 – четвертичная система; 2 – меловая система: валанжинский ярус, кигиляхская свита–готеривский ярус, кюсюрская свита объединенные (песчаники, алевролиты, прослои каменного угля, в основании – конгломераты и конкреции фосфоритов от 120 до 480 м); 3 – юрско-меловая система: буолкалахская свита (песчаники, алевролиты, аргиллиты, в основании со стяжениями фосфоритов от 230 до 300 м); 4 – юрская система, средний–верхний отделы, чекуровская серия и станюряхская свита объединенные (песчаники, алевролиты, аргиллиты, конкреции глинистых известняков от 400 до 535 м); 5 – нижний–средний отделы, кыстыкюряхская, джангыйская, курунгская свиты и келмиярская серия объединенные (аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, карбонатные, фосфоритовые и сидеритовые конкреции от 470 до 640 м); 6–8 – триасовая система: 6 – верхний отдел (туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоаргиллиты, туфоконгломераты, ксенотуфы, туфы от 100 до 255 м), 7 – средний отдел (песчаники, песчаники вулканомиктовые, алевролиты, аргиллиты, песчано-карбонатные конкреции от 110 до 245 м), 8 – нижний отдел (алевролиты, аргиллиты, песчаники, известняки битуминозные, туфопесчаники, карбонатные и фосфатные конкреции от 325 до 480 м); 9 – пермская система: средний–верхний отделы (алевролиты, аргиллиты, песчаники, конгломераты и пропластки каменных углей 510 до 742 м); 10–11 – геологические границы: 10 – согласные, 11 – несогласные, 12 – линеаменты структур, дешифрируемых на АФС; 13–15 – разрывные нарушения: 13 – разломы достоверные, 14 – разломы предполагаемые, 15 – сдвиги левые; 16 – точки шлихового опробования; 17 – точки наблюдения.

горизонт, представленный песчаниками с включением гравия и гравелитами с линзами вулканогенно-осадочных пород, имеет небольшую мощность (5–10 см), высокую степень литификации. Пласт наклонен под углом 60°. В гравелитах содержатся крупные пиропы (+1 мм) и алмазы. В пробе объемом 0,21 м³ найдено три алмаза, два в классе –4+2 мм и один в классе –2+1 мм, со средним содержанием 2,28 кар/м³ (V-1-3). Присутствие минералов-спутников установлено во всех точках опробования продуктивного горизонта базальных гравелитов карния на протяжении более 40 км от бассейна нижнего течения р. Оленёк и побережья Оленёкского залива до устья протоки Ангардам-Уэсе. Концентрации их на шлиховую пробу колеблются от редких знаков до 60 знаков пироба, 35 знаков пикроильменита (V-1-15), 50% хромшпинелидов (V-1-1, 2), иногда отмечаются редкие знаки хромдиоксида (V-1-12). Ассоциация ильменит-пироксен (амфибол)-гранат-ильменитовая.

В русловых отложениях известно шесть проявлений с единичными находками алмазов на территории, охватывающей бассейны верхнего течения рек Хастах, Улахан-Чарчык, Тустах и Джюсюн. В аллювии р. Хастах содержание алмазов на пробу составляет 0,12 кар/м³ (VI-1-28), в других водотоках не превышает 0,01 кар/м³. Основное количество приходится на алмазы класса –4+2 мм со средним весом 40,7 мг. Преобладают кривогранные кристаллы – октаэдровиды и додекаэдровиды (80%). Сростки октаэдров с включениями графита и обломки составляют 20%. Алмазы бесцветные, дымчатые, желтоватые, редко матовые (VI-2-34), несут следы ударов и механического износа.

Учитывая незначительные запасы галечников в водотоках и низкие содержания алмазов в них, проявления промышленного интереса не представляют.

Россыпь р. Келимяр в пределах рассматриваемой территории имеет протяженность 12 км. В результате поисково-разведочных работ установлена убогая (0,03–0,2 кар/м³) алмазоносность аллювия русла, низкой и высокой поймы, а также первой террасы р. Келимяр [189, 54]. Источниками алмазов в россыпи служат промежуточные коллекторы верхнего триаса (рэтский ярус), нижней юры и плиоцена. Преобладает «эбеляхский» тип алмазов (табл. 9). Средний вес алмазов из различных генетических типов первоисточников колеблется в пределах 13,0–32,4 мг (табл. 10). Россыпь оценена как непромышленная [36].

Таблица 9

Механический износ (истирание) алмазов из различных типов первоисточников современной россыпи р. Келимяр

Россыпь	Количество изученных алмазов, шт.	Типы первоисточников, всего алмазов шт./износ, %			
		ламинарный	уральский	жильный	эбеляхский
Келимярская (VI-2-38)	263	85/0,0	50/2,0	38/0,0	90/1,1

**Средний вес алмазов из различных типов первоисточников
в россыпи р. Келимяр**

Россыпь	Типы первоисточников							
	ламинарный		уральский		жильный		эбеляхский	
	всего, шт.	средний вес, мг	всего, шт.	средний вес, мг	всего, шт.	средний вес, мг	всего, шт.	средний вес, мг
Келимярская (VI-2-38)	85	21,1	50	24,9	38	13,0	9,0	32,4

В нижнекарбонových глыбовых конгломератах атырдахской свиты на мысе Крестях (на северо-западном окончании Хараулахского хребта) опробовано 14 прослоев конгломератов и гравелитов, в которых выявлено 49 зерен хромсодержащих пиропов (Cr_2O_3 – 1,04–11,6%, среднее 4,52%) (VI-4-6). Отмечается увеличение концентрации пиропов в нижней части разреза и их приуроченность к галечному материалу. Зерна пиропов с максимальным содержанием хрома попадают в поле пиропов алмазной ассоциации. Южнее рассматриваемой территории, за рамкой листа высокохромистые пиропы и хромшпинелиды алмазного парагенезиса встречаются в конгломератах нижнего кембрия на левобережье р. Лена, напротив известного россыпного проявления алмазов карнийского горизонта о-ва Тас-Ары [163].

На о-ве Сардах-Сисе двумя канавами опробованы галечные отложения современного пляжа, сформированного за счет размыва обрывов миоцен-плиоценовых конгломератов, галечников и песков. В мелкообъемных пробах выявлено 22 зерна пироба размером от 0,9 до 2,5 мм (VI-4-1). Среди них преобладают фиолетовые пиропы (65%), меньше красных (25%) и оранжевых (10%) [204].

Поделочные костные окаменелости (бивни мамонта) обнаружены в верхнечетвертичных льдистых песках и суглинках на о-ве Курунгнах-Сисе в дельте Лены (VI-4-9). Бивни кремового цвета длиной от 85 до 100 см, весом от 40 до 100 кг. Они удовлетворительной и хорошей сохранности [40, 189]. Второе проявление бивней мамонта располагается к югу от о-ва Сардах-Арыга на берегах протоки Турар-Мастах-Уэся в современных отложениях (VI-4-2) [204]. Здесь встречены бивни, вымытые из береговых обрывов.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На рассматриваемой территории в качестве строительных материалов могут быть использованы эффузивные, карбонатные, глинистые и обломочные породы. Все месторождения, кроме Сардахского (на о-ве Сардах-Сисе), находятся на территории Усть-Ленского заповедника. Прогнозные ресурсы категории P_3 даются по Н. И. Гогиной (1979 г.).

Эффузивные породы

Базальты. Два крупных месторождения (VI-4-5, VI-5-6) располагаются на правом берегу Быковской протоки. Базальты слагают покровы в разрезе верхнедевонских карбонатных пород. Площадь развития покровов составляет 4,0 км (VI-4-5) и 6,0 км² (VI-5-6); мощность 10–20 и 50–70 м соответственно. Среди базальтов преобладают мелкозернистые плотные разности; отдельность глыбовая, реже толстоплитчатая и столбчатая.

По данным технологических испытаний, объемный вес базальтов в водонасыщенном состоянии – 2920 кг/м³; водопоглощение – 0,4%; предел прочности при сжатии 2018,8 кг/см²; дробимость при сжатии в цилиндре – 6,0%; марка «1200». Показатель сопротивления удару на копре «ПМ» – 312; марка щебня «У-75». По пределу прочности при сжатии исходной горной породы, определенному в образцах правильной формы, базальт относится к марке «1000». В соответствии с требованиями МРТУ 21-33-67 камень бутовый относится к марке «800». Прогнозные ресурсы категории P₃ – 45 млн м³ (VI-4-5) и 100 млн м³ (VI-5-6) [40].

Карбонатные породы

Доломиты. В разрезе верхнедевонских карбонатных пород на правом берегу Лены (урочище Таба-Бастах), напротив о-ва Тит-Ары (VI-4-8) залегают однородные пачки доломитов мощностью до 50 м, площадь выхода – 8,0 км². Доломиты однородные светло-серые мелкозернистые; отдельность толстоплитчатая, реже глыбовая.

Результаты технологических испытаний типичного образца доломита: объемный вес в водонасыщенном состоянии – 2723 кг/т; водопоглощение – 0,3%; дробимость при сжатии в цилиндре – 6,0%; предел прочности при сжатии – 2466,3 кг/см²; показатель сопротивления удару на копре «ПМ» – 312. Доломит относится к марке «1000», как бутовый камень удовлетворяет требованиям МРТУ 21-33-67 – марке «800», как щебень по дробимости – марке «1200» и по сопротивлению удару – марке «У-75» (ГОСТ 8267-64). По прогнозным ресурсам категории P₃ – 100 млн м³, месторождение относится к крупным [40].

Глинистые породы

Глина кирпичная. Среди палеогеновых отложений, выполняющих впадину Быковской протоки, глины составляют значительную часть разреза. Мощность отдельных прослоев чистых глин – 0,6–1,8 м. Глина гидрослюдистая и бейделлитовая светло-серая однородная, пластичная, в разной степени песчанистая до жирной, иногда ожелезненная. На месторождении бурых углей Быковское (VI-4-11) суммарная мощность толщи глин, пригодной для открытой разработки, достигает 10–15 м и распространена на площади до 12,0 км².

Гранулометрический состав глин: фракция больше 0,25 мм – 0–15,38%; фракция 0,25–0,05 мм – 0,2–9,7%; фракция 0,05–0,01 мм – 0,3–10,8%;

фракция 0,01–0,005 – 18–27%; фракция 0,005–0,0001 мм – 8–21%; фракция меньше 0,0001 мм – 59–72%. Химический состав глин однотипен (%): SiO₂ – 58–66; Al₂O₃ – 20–23; Fe₂O₃ – 1,5–8; CaO – 0,3–0,7; MgO – 1,4–2; ппп – 7,8. Глины пригодны для производства кирпича, отдельные разновидности – для приготовления буровых растворов и в других промышленных целях. Прогнозные ресурсы глин категории P₃ составляют 120–180 млн м³, что позволяет отнести месторождение к крупным.

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал. Крупное месторождение на правобережье Быковской протоки (VI-5-4) приурочено к нижнечетвертичной толще песков и галечников мощностью до 4,0 м и площадью развития 2,0 км². Галечники с песчано-гравийным заполнителем (30–35% от объема породы), хорошо сортированные и окатанные (60–75%), почти без валунов; преобладающий размер – от 3,0 до 7,0 см. Петрографический состав грубообломочного материала (%): песчаники – 22, алевролиты – 18, известняки 12, долериты – 5, кремнеземные породы – 28, кварцит – 5, кварц – 5, граниты – 2, кислые эффузивы – 3. Заполнитель – разнозернистый кварц-полевошпатовый песок. Прогнозные ресурсы категории P₃ – 5,2 млн м³ [40].

Крупное месторождение Сардахское расположено на о-ве Сардах-Сисе (VI-4-1) в дельте Лены и приурочено к плиоценовым отложениям мощностью более 25,0 м и площадью выхода 4,0 км². Толща песков содержит прослой галечников с гравием (1,0–4,5 м) и конгломераты (до 15,0 м). Конгломераты неоднородно сцементированные (от рыхлых до плотных); сортировка плохая. Прогнозные ресурсы категории P₃ – 80 млн м³, в том числе рыхлых галечников – 10 млн м³ [40].

Пески в большом количестве развиты в дельте Лены, где слагают низкие острова, отмели и косы. Они преимущественно мелкозернистые, хорошо сортированные, по составу кварц-полевошпатовые. Пески могут использоваться в качестве строительного материала для изготовления бетона, в дорожных работах и при производстве кирпича. Запасы песков практически не ограничены.

Песчаники. Крупное месторождение на правобережье Лены (VI-4-14) связано с толщей верхнепермских песчаников общей мощностью 140 м. Площадь месторождения – более 4,0 км². Песчаники разнозернистые кварц-полевошпатовые толстоплитчатые. Технологические испытания показали, что песчаники обладают большой плотностью и достаточным сопротивлением при сжатии – 1770–2120 кг/см²; хорошо выдерживают многократное промораживание после 50 циклов без признаков разрушения и потери веса. По ГОСТ 8267–64 могут использоваться для строительных работ как щебень из естественного камня марок «1000», «1200» и как бутовый камень самой высокой марки – «800». Прогнозные ресурсы песчаников категории P₃ составляют более 100 млн м³ [40].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

За основу таксонов минерагенического районирования регионального ранга принимается соответствие их крупнейшим тектоническим структурам, охватывающим всю историю геологического развития данного участка земной коры. Специализированные таксоны в иерархическом ряду отдельных полезных ископаемых (нефтегазоносные, угленосные, золотоносные, алмазонасные и др.) рассматриваются как участки земной коры – части минерагенических провинций с проявлениями, формирующимися обычно в определенный отрезок времени, как правило, в течение одного тектонического цикла и этапа. Формирование геологических образований в определенных геодинамических условиях позволяет прогнозировать минерагенические объекты определенного иерархического уровня без установления прямых поисковых признаков (минерагеническая провинция, минерагеническая область, руднороссыпной район).

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭПОХИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Рассматриваемая территория располагается на стыке северной части древней Сибирской платформы, ее складчатого обрамления – Верхояно-Колымской складчатой области и юго-западной части молодой эпипоздне-кimmerийской Хатангско-Лаптевоморской платформы. В северо-восточной части в акватории моря Лаптевых выделяется Новосибирская система грабенов и горстов. В соответствии с этим на листе выделяются части Восточно-Сибирской и Верхояно-Колымской минерагенических провинций (МП), а также позднемезозойско-кайнозойская Лаптевская самостоятельная нефтегазоносная (специализированная) минерагеническая область (МО) и Новосибирско-Чукотская нефтегазоносная провинция. Минерагения листа обусловлена проявлением четырех тектоно-минерагенических циклов: рифейско-ранневендского, поздневендско-среднекаменноугольного, среднекаменноугольно-триасового, раннеюрско-кайнозойского. Наиболее рудоносными для территории явились поздневендско-среднекаменноугольный, среднекаменноугольно-триасовый и раннеюрско-кайнозойский тектоно-минерагенические циклы. С первым связано формирование потенциальных нефтегазоносных коллекторов северо-восточной части Хатангско-

Ленской специализированной провинции Восточно-Сибирской МП (Лено-Анабарская ПГНО и Оленёкско-Нижнеленская ПГНО), со вторым – образование нефтегазоносных и алмазоносных комплексов пород, с третьим циклом – угленосных, золото-алмазо-россыпеносных, фосфоритоносных и потенциально нефтегазоносных.

Поздневендско-среднекаменноугольный тектоно-минерагенический цикл характеризуется формированием на территории севера Северо-Азиатской плиты крупных платформенных структур в условиях режима пассивной континентальной окраины. На территории Нижнеоленёкской СФЗ на раннем этапе цикла формировались отложения битуминозных кесюссинской (V_2-C_1) свиты, бур-буолкалахской толщи (C_{1-3}), представленные формациями: конгломератово-песчаниковой молласовидной и трахибазальтовой глинисто-известняковой пестро- и сероцветной рифовой доломитовой (см. гл. «История геологического развития»). Наличие эффузивов трахибазальтовой формации свидетельствует о рифтогенной природе прогиба. Это время проявления основной фазы кимберлитового магматизма на Сибирской платформе. С регрессией визейско-башкирского времени связано формирование атырдахской свиты песчано-глинистой с пачкой внутриформационных конгломератов и преимущественно глинистой тиксинской свиты. В атырдахской свите в крестяхских конгломератах отмечаются обломки алмазоносных пород (находки пиропов). В Прончищевско-Оленёкской МО выделяется потенциальный Быковской алмазоносный россыпной узел.

Среднекаменноугольно-триасовый тектоно-минерагенический цикл. В течение среднекаменноугольно-триасового цикла сформировался основной каркас тектоно-минерагенической структуры Восточно-Сибирской МП, основания Верхояно-Колымской МП. На листах проявлены два этапа цикла: позднепермско-раннетриасовый и раннетриасово-позднетриасовый.

Позднепермско-раннетриасовый этап характеризуется развитием кор выветривания и процессов внутриплитного базитового магматизма деструктивных окраин континентальных плит. На рассматриваемой территории конец перми ознаменовался наиболее крупной регрессией моря и проявлением процессов выветривания, денудации и выравнивания. На территории Хараулахско-Арынской СФЗ к этому времени приурочено внедрение даек габбродолеритов умереннощелочных, высокотитанистых и высокожелезистых ленского комплекса, с которыми связано полиметаллическое оруденение, окварцевание карбонатных пород верхнего девона, развитие кварцевых жил с невысоким содержанием золота среди аргиллитов тиксинской свиты нижнего–среднего карбона.

Ранне-позднетриасовый этап в начале оленёкского века характеризуется трансгрессией со стороны арктического бассейна. В морском бассейне в относительно глубоководных условиях отлагались мощные глинистые толщи (до 250–300 м) с прослоями битуминозных известняков в основании (см. гл. «История геологического развития»). На северо-востоке Восточно-Сибирской провинции со средне-позднетриасовым временем связано формирование многочисленных кимберлитов. На территории Хараулахско-Арынской СФЗ, в пределах гор Ангардам-Таса в начале карнийского века

в прибрежно-морских условиях за счет фреатомагматической деятельности был образован ангардамтасский алмазоносный вулканический, предположительно кимберлитовый комплекс. В тафрогенных грубообломочных базальных слоях каждого из двух поздне триасовых ритмов отмечаются проявления россыпных алмазов и их спутников. Карнийский горизонт на отдельных участках представлен лапиллиевыми туфами и ксенотуфами жерловой фации ультраосновных, возможно, кимберлитовых пород, сменяющихся по простиранию туфогравелитами, туфопесчаниками, сформировавшимися за счет фреато-магматической деятельности. Глубокое выветривание пород на Анабарском крыле, выведенном на поверхность в это время, обусловило высвобождение большого количества магнетита, алмазов и их спутников и других минералов. В пределах Прончищевско-Оленёвской МО выделяется Устьоленёк-Улаханюряхский алмазоносный руднороссыпной район (PPP).

Раннеюрско-кайнозойский тектоно-минерогенический цикл определил современную тектоно-минерогеническую структуру территории; в это время сформировались ее главные в современном виде тектоно-минерогенические элементы: Сибирская платформа (Восточно-Сибирская МП) с юрско-раннемеловым Хатангско-Ленским перикратонным (краевым) мегапрогибом (Хатангско-Ленская алмазо-золото-каменноугольная МО), Хатангско-Лаптевоморская молодая платформа с поднемеловым-кайнозойским чехлом (Лаптевская самостоятельная перспективная нефтегазоносная область) и позднекимерийским складчатым основанием, представленным на поверхности Восточнотаймырско-Оленёвской складчато-надвиговой системой (Прончищевско-Оленёвской полиметаллическо-алмазоносной МО Верхояно-Колымской МП).

Раннеюрско-раннемеловой этап характеризуется формированием отложений четырех трансгрессивно-регрессивных ритмов – геттанг-раннеааленского, позднеааленско-оксфордского, титон-берриасского и берриасс (валанжин)-аптского – в условиях прибрежно-континентального окраинно-шельфового мелководья с постепенным увеличением мощности отложений на северо-восток и с последовательным увеличением мощностей отложений регрессивных членов ритмов, вплоть до образования континентальных угленосных фаций. К началу *геттанг-раннеааленской стадии* вся территория листов была выведена на поверхность и характеризовалась мощными континентальными процессами корообразования и пенепленизации. Разрушались в том числе рудоносные породы кристаллического фундамента, рифейско-вендские вулканогенно-терригенные образования, позднедевонско-раннекаменноугольные и триасовые кимберлиты, позднепермско-триасовые интрузии, что привело к возникновению повышенных содержаний золота и алмазов в составе трансгрессивных членов ритмов юрско-раннемеловых отложений (кыстыкюряхская, буолколахская, кигильяхская свиты). *Титон-берриасская стадия* характеризуется ритмом отложений, возникающим при трансгрессии в результате абразионной деятельности моря на фоне практически полного отсутствия выноса терригенного материала со стороны континента. Такие условия благоприятны для накопления фосфоритов, которые образуют пласты мощностью 1–3 м

в подошве буолкалахской и кигиляхской свит. Кроме того, в этих отложениях встречаются алмазы и их спутники. Проявления фосфоритов относятся к позднеюрско-раннемеловому фосфоритоносному металлотеку Хатангско-Ленской и Прончищевско-Оленёкской минерагенических областей. *Берриасс(валанжин)-аптская стадия* – регрессивная в целом для юрско-раннемелового этапа – характеризовалась неустойчивой гидродинамической обстановкой, происходила смена морских условий на лагунно-морские, лагунные и континентальные. С последними связано плащеобразное формирование слабоугленосных толщ.

Ранне-позднемеловой минерагенический этап характеризуется, начиная с альба (лукумайская свита), а на соседней с запада территории – с апта (рассохинская свита), формированием синорогенного угленосного континентального комплекса отложений в Лено-Анабарском предгорном асимметричном передовом прогибе с максимальными мощностями отложений в его ядре. Альб-сеноманские отложения наиболее угленосны (лукумайская, укинская и чарчюкская свиты) и слагают ядро Оленёкского каменноугольного района, граница которого проводится по контуру развития подошвы сиктяхской и огонерюряхской объединенных свит.

К концу альбского века на поверхность в Верхоянских горах были выведены не только рудоносные триасовые, но и более древние образования, за счет размыва которых в прогиб привносилось золото, алмазы, обломки кислых и основных пород. С сеноман-маастрихтским временем связывается метаморфизм углей, образование складчатых юрско-раннемеловых структур, главных сдвигов и надвигов Прончищевско-Оленёкской зоны и перехват ее структурами Верхояно-Колымского пояса. В Хатангско-Ленской МО выделяется Оленёкский каменноугольный район.

Кайнозойский рифтогенный этап. Палеоценовая эпоха знаменуется затуханием тектонических движений, выравниванием рельефа, формированием мощной коры выветривания (25–30 м) в условиях теплого влажного климата, как на Среднесибирском плоскогорье, так и в Прончищевско-Оленёкской складчатой зоне. Начало активизации тектонических движений проявилось в позднем палеоцене, когда формировались грабены, которые заполнялись продуктами разрушения кор выветривания, мелководными морскими осадками, озерно-аллювиальными угленосными отложениями. Этап характеризуется континентально-морским рядом отложений, бурогольным на континенте (Прончищевско-Оленёкская МО) и потенциально нефтегазоносным на акватории моря Лаптевых, сформированным в гемпшельфовой зоне на границе с глубоководной котловиной с максимальными мощностями толщ в эпиколлизионных рифтогенных зонах. В среднем-позднем миоцене активизировались поднятия на континенте. Россыпные проявления алмазов, их спутников, золота обнаружены в миоцен-плиоценовых галечниках сардахской свиты, средне-верхнечетвертичных отложениях и в четвертичной аллювии русел и террас. В пределах Прончищевско-Оленёкской МО выделяется Тиксинский бурогольный район, потенциальный Булунканский бурогольный узел, которые приурочены к грабенам, выполненным континентальными и прибрежно-морскими песчано-глинистыми угленосными отложениями эоцена. В Хатангско-Ленской МО, кроме

мелового Оленёкского каменноугольного района, выделяется Келимярский алмазоносный россыпной узел. В пределах Лаптевской самостоятельной алмазо-нефтегазоносной минерагенической области, в восточной части дельты р. Лена, выделяется Сардахский золото-алмазоносный потенциальный россыпной район.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Территория листа охватывает крайнюю северо-западную часть Верхояно-Колымской, северо-восточную часть Восточно-Сибирской минерагенических провинций (МП), юго-западную часть Новосибирско-Чукотской нефтегазоносной потенциальной провинции, южную часть Лаптевской самостоятельной алмазо-нефтегазоносной потенциальной минерагенической области (МО).

ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ МП

Верхояно-Колымская МП представлена частью Прончищевско-Оленёкской полиметаллическо-алмазоносной МО, в пределах которой наиболее изучены проявления алмазов. Полиметаллы установлены в шлиховых ореолах. С палеогеновыми образованиями связаны проявления бурых углей.

Прончищевско-Оленёкская полиметаллическо-алмазоносная МО

В пределах Прончищевско-Оленёкской МО выделяются Устьоленёк-Улаханюряхский алмазоносный РРР, приуроченный к одноименной полого-складчатой зоне. В пределах Хараулахского хребта выделяются Быковский потенциальный алмазоносный россыпной узел, северная часть Тиксинского буроугольного района и Булунканский потенциальный буроугольный узел.

Устьоленёк-Улаханюряхский алмазоносный руднороссыпной район.

Алмазоносный руднороссыпной Устьоленёк-Улаханюряхский район площадью 2000 км², имеющий продолжение на листе S-50, выделяется на основании данных [181, 189, 186, 195, 55] по изучению россыпной алмазоносности нижнего течения р. Оленёк, побережья Оленёкского залива и Оленёкской протоки дельты р. Лена, а также прогнозно-минерагенических исследований ФГУП ВСЕГЕИ последних лет (2009–2010 гг.). Алмазоносностью характеризуются отложения карнийского, норийского, рэтского ярусов, незначительная алмазоносность отмечается в голоценовых прибрежно-морских отложениях и русловом аллювии. Настоящее районирование уточняет схему районирования, принятую ЦНИГРИ [238], в которой сухопутная часть листа S-51 была отнесена к Оленёкской алмазоносной субпровинции, объединяющей на листах R-50, 51 и S-51, 52 Анабарский и Приленский алмазоносные районы. Карнийский горизонт

характеризуется проявлениями алмазов в гидроэксплозивных туфах кимберлитов(?) и ископаемых россыпях.

Впервые алмазы в карнийских отложениях верхнего триаса были найдены в 1978 г. Н. И. Гогиной [40] на о-ве Тас-Ары в нижнем течении р. Лена. В последующие годы работами Ю. М. Сибирцева, Р. О. Галабалы, В. В. Селивановской, В. Н. Боброва («Аэрогеология»), Н. И. Горева, С. А. Граханова (Чернышевская экспедиция АК «Алроса», ОАО «Нижне-ленское») установлена алмазность карнийских отложений в Северном Верхоянье, на краях Чекановского и Прончищева на протяжении более 500 км. По их данным, алмазность пород карнийского яруса изменяется в широких пределах от 0,38 до 11,58 кар/м³, при среднем от 0,41 до 7,55 кар/м³ (табл. 11). На отдельных участках (Булкур, Улахан-Крест, Станнах-Хочо, мыс Тумул) содержания алмазов в триасовых ископаемых россыпях достигают промышленных значений. Вес алмазов из карнийского пласта колеблется от долей мг до 5,16 кар.

Таблица 11

Данные опробования отложений верхнего триаса Верхояно-Колымской складчатой области на россыпные алмазы по С. А. Граханову и др. [55, 56]

Название участков	Объемы опробования, м ³	Содержание алмазов, кар/м ³ , max (среднее)
Булкур, Нижне-ленский район	150	11,58 (2,53)
Кенгдейкан	5	1,80 (0,41)
О-в Тас-Ары	500	1,0 (0,35)
Горы Ангардам-Таса,	14	0,2
Верхове р. Урасалах	1–5	0,38
Нижнее течение р. Оленёк, мыс Тумул	2	9,69 (7,55)
Оленёкский залив, Улахан-Крест-Станнах-Хочо	0,21	(2,28)
Река Тас-Крест-Юряге	0,65	(0,02)

Алмазы в верхнетриасовых и более молодых отложениях, сформированных за счет их размыва, относятся к трем основным типам: кимберлитового генезиса, эбеляхского типа, технические (импактные) алмазы. На кристаллах алмазов всех разновидностей карнийского ангардамтасского комплекса механический износ отсутствует [181, 195]. В перекрывающих норийских и рэтских образованиях алмазы и их спутники, тождественные карнийским, имеют значительный износ [56]. Различие в кристалломорфологии и гранулометрии алмазов при отсутствии механического износа кристаллов свидетельствуют о близости на рассматриваемой площади коренных источников с крупными и мелкими алмазами. Карнийские гидроэксплозивные лапиллиевые туфы и ксенотуфы ангардамтасского комплекса, иногда с промышленными содержаниями алмазов, являются одним из таких источников и требуют дальнейшего изучения для определения масштабов проявления кимберлитового вулканизма и выявления подводящих каналов. Поисковые

работы следует расширить, не ограничиваясь карнийским горизонтом, за счет изучения полей развития более древних отложений (докарнийский триас, каменноугольно-пермские отложения), в которых могут быть выявлены подводящие интрузивные каналы или промежуточные стратиформного типа флюидно-эксплозивные образования, приуроченные, как правило, к базальным трансгрессивным образованиям литостратиграфических ритмов различного возраста. В этом свете особого внимания заслуживают верхневендско-кембрийские отложения и горизонты инд-оленёкского ярусов.

В Устьоленёк-Улаханюряхском РРР на обособленных выходах карнийского горизонта выделены Усть-Оленёкский алмазоносный руднороссышной узел площадью 480 км² и Улахан-Юряхский потенциальный алмазоносный РРУ площадью 700 км².

Быковский потенциальный алмазоносный россыпной узел. Узел площадью 1700 км² выделен на северном окончании Хараулахского хребта и прилегающих островах дельты р. Лена по развитию грубообломочных потенциально алмазоносных отложений атырдахской свиты визейского яруса. Рудоконтролирующими структурами является надвиг на юго-западе и глубинный разлом на северо-востоке, где граница узла совпадает с границей МО. Потенциальная алмазоносность связана с «крестяхскими» конгломератами, в которых установлены пиропы алмазного парагенезиса.

Тиксинский бурогоольный район. На Быковском месторождении Тиксинского района (180 км²) проводились поисково-оценочные работы на площади 2 × 2 км, в результате которых выявлены бурые угли, обладающие высокой теплотворностью, повышенной (8,6 м) мощностью угленосного горизонта. Они являются также ценным химическим сырьем. Оцененные ранее балансовые и забалансовые запасы 38,2 млн т к настоящему времени на балансе не числятся, и поэтому переведены в ресурсы категории Р₁. Кроме углей, ценным компонентом эоценовых отложений является редкоземельный минерал – куларит, однако масштабы россыпного проявления неясны.

Булунканский потенциальный бурогоольный узел. В Булунканском потенциальном бурогоольном узле площадью 100 км² протяженность угольных пластов, незначительно обнаженных на поверхности и не вскрытых горными выработками, принимается в 4 км по аналогии с углями Кенгдейского грабена, расположенного на простирании южнее. Масштабы проявления не установлены.

Фосфоритоносные горизонты. Фосфориты относятся к позднеюрско-раннемеловому металлотекту, отвечающему буолкалахской свите. Основные проявления фосфоритов известны на территории листа S-50, где фосфоритоносные породы встречаются в виде желваковых, реже пластовых образований мощностью 0,2–0,6 м с содержанием P₂O₅ 12,0–29,8%. На рассматриваемой территории продолжаются с листа S-50 фосфоритоносные горизонты, сформированные в единой геодинамической обстановке в позднеюрско-раннемеловое время. Ввиду незначительности проявлений, промышленного значения фосфориты не имеют.

ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ МП

В составе Восточно-Сибирской МП в пределах листа выделяются Хатангско-Ленская алмазо-золото-каменноугольная МО.

Хатангско-Ленская МО

В пределах Хатангско-Ленской МО наиболее изучены месторождения и проявления каменных углей и россыпей алмазов, менее изучены горизонты фосфоритов. В пределах МО выделяются Оленёкский каменноугольный район и Келимярский алмазоносный узел.

Оленёкский каменноугольный район выделяется в центральной части Хатангско-Ленской МО и продолжается на территорию листов S-50 и

Основные характеристики каменноугольных

Месторождение и его номер на карте	Свита и горизонт	Категория запасов, млн т	
		A + B + C ₁	C ₂
Таймыльское (VI-1-15)	Укинская, I, II	162,956	160,1
Чай-Тумусское (VI-3-9)	Укинская, I, II	35,403	19,286 (забаланс. C ₁)
Джие-Молохское (V-1-19)	Укинская, I		
Чарчыкское (V-1-20)	Укинская, I, II Огонерюряхская, II		
Кумахское (V-1-26)	Чарчыкская, I		
Киенг-Юряхское (V-1-27)	Укинская, I, II		
Сурдинское (VI-1-6)	Чарчыкская, I		
Улахан-Чарчыкское (VI-1-20)	Укинская, I, II		
Куччугуй-Чарчыкское (VI-1-24)	Укинская, II		
Кирияинское (VI-1-26)	Укинская, I		
Западно-Улахан-Юряхское (VI-2-6)	Укинская, I, II		
Верхне-Огонер-Юряхское (VI-3-7)	Огонерюряхская		
Тыаллахское (V-2-4)	Огонерюряхская, II		
Верхне-Улахан-Юряхское (V-2-11)	Огонерюряхская, I, II		
Западно-Тас-Юряхское (VI-2-4)	Огонерюряхская, I		
Восточно-Тас-Юряхское (VI-2-5)	Огонерюряхская, I, II		
Уку-Суруктахское (VI-2-9)	Укинская, I, II		
Чай-Тумусское Горное (VI-3-17)	Укинская, I, II		

R-51. Оленёкский район охватывает целиком Лено-Анабарский краевой прогиб, граница проводится по подошве огонерюряхской свиты. В районе установлены 18 месторождений (из них два на Госбалансе РФ) и 92 проявления каменного угля (табл. 12). Месторождения углей достигают размеров 25 × 25 км, с условными границами. Наиболее угленасыщенными являются терригенные континентальные отложения (в порядке значимости) укинской, чарчкской и огонерюряхской свит. Сверху вниз по угленосному разрезу от чарчкской, менгюряхской, укинской к огонерюряхской, сиктяхской, кюсюрской свитам в пластах углей возрастает содержание (%): серы, углерода, водорода и теплота сгорания (ккал/кг), уменьшается содержание золы. Выветрелые угли обладают повышенной влажностью, меньшим содержанием углерода. Глубина зоны выветривания углей достигает 100–125 м.

Таблица 12

месторождений Оленёкского района

Категория ресурсов, млн т		Общее количество пластов угля	Суммарная мощность всех пластов, м	Количество рабочих пластов	Суммарная мощность рабочих пластов, м	Генетический тип
P ₁	P ₂					
		6	7,4	1	2,2	Гумусовый сапропелитовый (богхед)
		7	10,8	1	1,6	Гумусовый
	106,1	1	1,9	1	1,9	Гумусовый
	154,1	7	–	3	7,2	Гумусовый сапропелитовый (богхед)
	132,9	1	2,2	1	2,2	Гумусовый
	127,0	4	4,0	1	1,2	Гумусовый
	208,0	1	1,7	1	1,7	Гумусовый
	380,0	3	7,0	2	5,1	Гумусовый
	105,0	2	3,2	1	2,0	Гумусовый
	357,0	3	3,5	1	2,1	Гумусовый
179,7		6	8,9	2	4,1	Гумусовый
97,5		4	4,2	2	3,4	Гумусовый
26,5		2	4,0	1	2,8	Гумусовый
20,0		3	4,4	2	3,2	Гумусовый
26,3		2	3,3	1	2,8	Гумусовый
28,2		3	5,8	1	1,8	Гумусовый
44,2		4	7,2	1	2,6	Гумусовый, гумусово-сапропелитовый
3,4		–	–	1	1,7	Гумусовый

Каменные угли района гумусовые, длиннопламенные и переходные к газовым. Сапропелитовые и гумусово-сапропелитовые угли присутствуют в виде линз и прослоев в разрезе укинской свиты [127]. По условиям образования угли относятся к лимнической (озерной) и потамической (речной) типам формаций. Генетический тип углей по степени метаморфизма – каменные низкометаморфизованные, рудная формация – каменных углей энергетических. По степени метаморфизма углей предполагается, что они образовались на глубине 2 км, а в настоящее время верхнемеловые покровные отложения над ними размыты, и по краю прогиба пласты углей кюсюрской, сиктяхской, огонерюряхской и укинской свит выведены на дневную поверхность. Не исключается вариант метаморфизма углей за счет позднекиммерийских складчатых движений. В месторождениях количество рабочих пластов – 1–3, мощность изменяется от 1,2 до 7,2 м (табл. 12). Угли выдержаны по простиранию, могут разрабатываться штольнями и уклонами, вследствие незначительной мощности пластов, мощность вскрыши составляет 3–10 м и не превышает 25 м. Все гумусовые угли Оленёцкого района являются высококачественным энергетическим топливом.

Келимярский алмазоносный узел. В пределах Келимярского узла промышленное россыпное месторождение алмазов (содержания до 0,2 кар/м³) обнаружено в четвертичном аллювии русла протяженностью 12 км. Южнее рамки листа в Келимярском россыпном узле в отложениях булунканской свиты рэтского яруса установлена промышленная алмазоносная россыпь Водораздельная с ресурсами категории P₂ (до 200 м) в количестве 61 млн кар с содержанием 0,5 кар/м³ [54]. Рэтские алмазоносные образования булунканской свиты установлены на современной поверхности в бассейнах рек Бур, Келимяр, Никабыт и перекрыты юрскими отложениями на участках водоразделов. На рассматриваемых листах отложения булунканской свиты с невыясненной алмазоносностью встречены в скважинах К-34 и Р-50 на глубинах 320 и 430 м соответственно.

Фосфоритоносные горизонты. Фосфориты отмечались в пределах территории листа S-51-XXXI, XXXII в отложениях келимярской и чекуровской серий средней юры и титонского–валанжинского ярусов верхней юры–нижнего мела в бассейнах рек Нойую, Етех, Холомолох, Степан-Унгуохтах-Юрях. Наиболее высокое содержание P₂O₅ до 0,8–1,2% выявлено в нижней части разреза титонского–валанжинского ярусов в конкреционных песчаниках и алевролитах. На территории листов S-51, 52 продолжается стратиформная рудоносная зона с площади листа S-50, где на юго-западном крыле Хатангско-Ленского прогиба фосфоритоносные слои мощностью до 0,4 м встречаются в нижних песчаных горизонтах верхней юры–нижнего мела (буолкалахская свита) и валанжинского яруса нижнего мела (кигиляхская свита). По условиям залегания и формирования проявления фосфоритов относятся к конкреционным морским платформенного типа. Промышленного значения в пределах рассматриваемой зоны фосфориты не имеют.

Лаптевская самостоятельная алмазо-нефтегазоносная потенциальная МО

Данная МО в основном охватывает шельф моря Лаптевых и зону «кайнозойского обрушения» в пределах дельты р. Лена и шельфа моря Лаптевых. Наиболее подробно она описана в разделах «Нефтегазогеологическое районирование» и «Прогноз нефтегазоносности». В пределах МО, кроме того, в восточной части дельты р. Лена выделяется Сардахский потенциальный золото-алмазоносный россыпной район.

Сардахский потенциальный золото-алмазоносный россыпной район.

Район площадью 3250 км² охватывает относительно приподнятый блок пород, с выходами в эрозионных окнах среди четвертичных отложений грубообломочных миоцен-плиоценовых образований, сохранившихся за счет бронирования их эдомными образованиями муруктинско-сартанских горизонтов. Выявленные пиропы (до 2,5 мм) в миоцен-плиоценовых конгломератах о-ва Сардах с невысокой степенью механического износа (45% – слабый износ, 55% – без износа) свидетельствуют о близости источников сноса. Наличие форм кубоидов и коррозионной поверхности на пиробах указывают на поступление их при размыве кор химического выветривания. Пиропы о-ва Сардах-Сисе отличаются от пиропов о-ва Тас-Ары (карнийских) большим средним размером и соотношением цветовых разновидностей, что свидетельствует о разных коренных источниках [204]. В этом же районе в площадном шлиховом ореоле золота выявлено одно россыпное проявление косового золота, а также локальные ореолы пиропов [204].

ОБЩАЯ ОЦЕНКА МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОГО ПОТЕНЦИАЛА МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Оценка минерально-сырьевого потенциала территории листов S-51, 52 приведена в табл. 13, 14. Оценка ресурсов проведена для алмазов Устьоленёк-Улаханюряхского алмазоносного РРР и уточнена для каменных и бурых углей.

Оценка прогнозных ресурсов алмазов Устьоленёк-Улаханюряхского руднороссыпного района. При подсчете ресурсов в качестве эталона-аналога рассматривается Красновишерский район Уральской провинции с установленными промышленными алмазами в туффизитах кимберлитово-лампроитовой серии на Ефимовском месторождении Рассольнинско-Дресвянского участка. Красновишерский алмазоносный район имеет площадь 2500 км². Его минерагенический потенциал по алмазам складывается из прогнозных ресурсов категорий P₂+P₃ в количестве 14 млн кар, запасов россыпей и туффизитов – 1 млн кар и учета добытых алмазов – 3 млн кар, всего 18 млн кар. Площадная продуктивность района на алмазы (коренные и россыпные) равна 7200 кар/км².

Более близким к рассматриваемой площади эталоном-аналогом является Анабарский россыпной район, в котором коренным источником богатых россыпей алмазов предполагаются алмазоносные вулканогенно-осадочные

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений на листах S-51, 52

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, км ²	Запасы по категориям				$\Sigma A + B + C$	Прогнозные ресурсы по категориям			Сумма запасов и ресурсов
				A	B	C ₁	C ₂		P ₁	P ₂	P ₃	
Верхояно-Колымская минерагеническая провинция												
1	3.1. Устьоленёк-Улаханюряхский алмазоносный руднороссыпной район	Алмазы, млн кар	2000								20	20
2	3.2. Тиксинский бурогольный район	УБ, млн т	180						38,2			38,2
Восточно-Сибирская минерагеническая провинция												
3	4.1. Оленёкский каменноугольный район	УК, млн т	10 000	217,645	160,1		377,745	425,8	1570,1			2373,645

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых на листе S-51, 52

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Месторождения углеводородного сырья	Нефть и конденсат	11	D ₂	3340,7 млн т н. э.
	Газ			
Месторождения рудных полезных ископаемых и алмазов руднороссыпных районов	Алмазы в коренных месторождениях*	2	P ₃	20,0 млн кар
Месторождения нерудных полезных ископаемых, углей, горючих сланцев (угленосных районов)	Уголь энергетический	16	P ₁	425,8 млн т
			P ₂	1570,1 млн т
Месторождения нерудных полезных ископаемых, углей, горючих сланцев (угленосных районов, узлов)	Уголь бурый	1	P ₁	38,2 млн т

*Учтены суммарно ресурсы алмазов в коренных месторождениях (90%) и ископаемых россыпях карнийского возраста (10%), разработка которых возможна по рудной схеме; кроме того, они находятся совместно в стратифицированных залежах.

породы, по С. А. Граханову [53] – туффиты, по М. Д. Томшину и др. [158] – щелочно-основные породы Эбехаинского дайкового пояса, близкие по составу к трахиандезитам. Анабарский алмазоносный район имеет площадь 14 200 км² и минерагенический потенциал алмазов с учетом добычи – 261 млн кар, соответственно площадная продуктивность района составляет 18 380 кар/км² при предположении, что ресурсы коренных источников полностью реализованы в россыпях.

Средневзвешенный на площадь показатель площадной продуктивности равен: 16 700 кар/км². Прогнозные ресурсы категории Р₃ алмазов восточной части (в пределах листа S-51) Устьоленёк-Улаханюряхского района, при коэффициенте подобия 0,6, составят:

$$16\,700 \text{ кар/км}^2 \times 2000 \text{ км}^2 \times 0,6 = 20 \text{ млн кар.}$$

Общий потенциал Прончищевско-Оленёкской МО в пределах площади листов S-51, 52 на коренные алмазы равен 20 млн кар.

В Устьоленёк-Улаханюряхском алмазоносном РРР ожидается выявление двух месторождений алмазов в гидроэксплозивных туфах кимберлитов(?), которыми не исчерпывается потенциал МО, т. к. РРР продолжается на соседний лист (S-50).

Россыпные алмазы предположительно составляют 10% от общего количества, локализованы в ископаемых россыпях поздне триасового возраста, представленных сцементированными конгломератами и гравелитами. Они объединяются с предыдущим типом в единый горизонт и могут разрабатываться по рудной схеме.

На всей площади Устьоленёк-Улаханюряхского руднороссыпного района рекомендуются поисковые работы на коренные алмазы нетрадиционного вулканогенно-осадочного генезиса масштаба 1 : 50 000.

Уголь. В Хатангско-Ленской МО (Оленёкский каменноугольный район) известны 18 месторождений энергетических каменных углей: с запасами категорий А+В+С₁, С₂ и ресурсами категорий Р₁+Р₂ более 2 млрд т. По углям рекомендуются площади под лицензирование на базе среднего по балансовым запасам месторождения Таймыльское (А+В+С₁ – 162,956 млн т, С₂ – 160,1 млн т), расположенного недалеко от побережья р. Оленёк. В комплексе с ним могут быть отлицензированы месторождения каменных углей, на которых уже ранее проводилась оценка и расположенные вдоль судоходной долины р. Оленёк, т. е. с удовлетворительной инфраструктурой – Уку-Суруктахское (VI-2-9), Киенг-Юряхское (V-1-27), Чарчкское (V-1-20), Джие-Молохское (V-1-19), обладающих высокими ресурсами и пластами угля промышленной мощности. Прогнозные ресурсы углей этих месторождений составляют по категориям Р₁+Р₂ – 431,4 млн т. Второй объект для лицензирования – месторождение каменных углей Чай-Тумус с балансовыми запасами категорий А+В+С₁ – 35,403 млн т, забалансовыми 19,286 млн т., расположенное на берегу Оленёкской протоки дельты р. Лена.

В табл. 15 приведены выявленные и переоцененные в ходе составления листов прогнозируемые объекты полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов, а также рекомендации по дальнейшим ГРП и лицензированию.

**Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Гостгеолкарты S-51, 52
прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов**

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		На начало работ	По результатам работ		
1	Алмазы коренные, 3.1. Устьоленёк-Улахан-Юряхский алмазоносный руднороссышный район*	Ресурсы не приводились	20,0 млн кар – P ₃	+ 20,0 млн кар	Поисковые работы на коренные алмазы вулканогенного генезиса масштаба 1 : 50 000
2	Уголь каменный, 4.1. Оленёкский каменно-угольный район	Геологические ресурсы предварительно оцененные и вероятные для 16 месторождений Лено-Анабарского района (новое название – Оленёкский район) – 1995,9 млн т	Геологические ресурсы предварительно оцененные переведены в прогнозные ресурсы категории P ₁ – 425,8 млн т; вероятные – в категорию P ₂ – 1570,1 млн т, всего 1995,9 млн т		Рекомендуются для лицензирования наиболее подготовленные объекты – месторождения Таймыльское и Чай-Тумусское с запасами категорий A+B+C ₁ и C ₂ и ранее оцененные месторождения Джие-Молохское, Чарчкское, Киенг-Юряхское, Уку-Суруктахское
3	Уголь бурый, 3.2. Тиксинский бурогольный район	Балансовые запасы 29,2 млн т и забалансовые 9,0 млн т (2001 г.), по состоянию на 1.01.2010 г. на балансе не числятся	Балансовые запасы 29,2 млн т и забалансовые 9,0 млн т (2001 г.) переведены в ресурсы категории P ₁ – 38,2 млн т		Район находится в пределах Усть-Ленского заповедника «Сокол». Рекомендуется для лицензирования в пределах ранее оцененной площади (38,2 млн т) для использования угля в качестве топлива, получения гуминовых веществ, битума А

* Учтены суммарно ресурсы алмазов в коренных месторождениях (90%) и ископаемых россыпях карнийского возраста (10%), разработка которых возможна по рудной схеме, кроме того, они находятся совместно в стратифицированных залежах.

НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Нефтегазгеологическая изученность территории листа S-51, 52 по современным представлениям, находится на низком уровне. Для прогнозирования нефтегазоносности региона до 2000 г. использовались лишь результаты региональных сейморазведочных работ и опробования четырех роторных (Хастахской-930, Чарчыкской П-1, Тюмятинской Р-50, Кулумасской-34) и нескольких колонковых скважин. Привлекались также материалы геологической съемки масштаба 1:1 000 000 первого поколения и масштаба 1:200 000 (см. схемы использованных материалов к Геологической карте и Схеме прогноза на нефть и газ).

Значительный вклад в региональные исследования внесли работы ОАО «Аэрогеология», с которых начинаются попытки мелкомасштабного нефтегеологического районирования, проведенного на структурно-тектонической основе, но без учета минерагенических закономерностей и ресурсной базы углеводородов (УВ).

Результаты газогеохимических исследований, полученные при выборочных маршрутных обследованиях ВНИГРИ (от р. Анабар до дельты р. Лена) в 1980-х годах, доказали наличие в приповерхностных газопоявлениях озер и водотоков не только повышенных концентраций метана, но и небольших содержаний этана. Однако уровень проводимых в то время газогеохимических и изотопных аналитических исследований не позволял делать полноценные выводы о минерагенических особенностях УВ-составляющих, а отсутствие или малый объем параметрического и поисково-разведочного бурения затрудняли выделение перспективно нефтегазоносных комплексов.

На шельфе моря Лаптевых В. А. Кошелевой и Д. С. Яшиным (1999 г.) из 300 проб осадков в 52 пробах установлены аномальные содержания углеводородных газов (УВГ). При этом проявляется четко выраженный структурный контроль распределения аномальных концентраций УВГ. В пределах листа аномальные проявления метана в донных осадках отмечены вдоль разломных зон, ограничивающих Оленёкский грабен Южно-Лаптевской зоны прогибов, Усть-Ленский грабен и Западно-Лазаревскую ступень, а также в Омолойском грабене.

Отношение метана к тяжелым углеводородам (ТУВ) изменяется от единиц до первых сотен, снижаясь до 0,16 в северо-западной части Усть-Ленского грабена [107]. Здесь в большинстве проб установлен бутан, в одном случае его количество достигает 0,018 см³/кг, и он является почти единственным гомологом, превышая содержание метана. В этих же пробах установлено заметное количество аргона и гелия (соответственно 0,915–1,325 и 0,004–0,009 об. %). В газовом составе осадков также присутствует водород, до 46 об. %, что в совокупности с УВГ свидетельствует о миграционном происхождении газов. Таким образом, приуроченность аномальных концентраций к разломным зонам, вместе с особенностями качественного состава газов, дают основание рассматривать эти геохимические аномалии как прямые признаки нефтегазоносности недр.

Заметный сдвиг в изучении и интерпретации структурно-тектонических особенностей региона, его геодинамики, специфики нефтегеологических разрезов и углеводородных проявлений происходит в настоящее время при картировании территории в масштабе 1:1 000 000 (третье поколение) по листам: S-49; S-50; S-51, 52; R-50–52. **Результаты этих работ позволили выделить несколько перспективных нефтегазоносных осадочных бассейнов, отождествляемых пока (в связи с недостаточной изученностью) с нефтегазоносными (потенциально нефтегазоносными) областями (НГО и ПНГО) и сложенных основными структурно-формационными мегакомплексами: рифейско-кембрийским, позднепалеозойским и мезозойско-кайнозойским.** В разрезе последних намечено несколько перспективно нефтегазоносных комплексов (ПНГК), имеющих региональное или зональное распространение, аналогичное тому, которое уже отмечалось в Хатангско-Анабарской ГНО на листе S-49 [38].

Сводный нефтегеологический разрез для складчатого обрамления Лено-Анабарского прогиба построен по данным скв. 2370 (Усть-Оленёкской), которая вскрыла отложения от верхнего рифея до верхней юры. К сожалению, они не были опробованы на возможные притоки УВ-флюидов и пластовых вод. Поэтому разрез дополнен результатами испытаний близ расположенных скважин: Р-1 Улахан-Юрхской площади и данными по некоторым колонковым скважинам; при этом отмечены лишь комплексы, имеющие региональное развитие: чекановский перспективно нефтегазоносный и два битумонасыщенных интервала в пермских отложениях (сводные нефтегазогеологические разрезы к «Схеме прогноза на нефть и газ»).

Гораздо представительнее выглядит сводный нефтегазогеологический разрез южного борта Лено-Анабарского прогиба, геологической основой для характеристики которого является Хастахская скв. 930, вскрывшая породы от рифея до верхнего мела. По результатам ее испытаний, в совокупности с данными по соседним скважинам, в кембрийских, нижне- и верхнепермских и триасовых горизонтах выделены соответственно нижне- и верхнекембрийский перспективные нефтегазоносные комплексы (ПНГК), а также чекановский перспективный комплекс с нефтепроявлением и битумонасыщенными породами (см. гл. «Полезные ископаемые»).

Еще шире диапазон нефтегазовых и битуминозных проявлений по разрезу Чарчкской скв. П-1 (от рифейских до триасовых отложений), рассмотренных, естественно, совместно с данными испытаний по скв. 930 Хастахской площади и др. В рифейских и вендских породах может быть выделено до четырех битумонасыщенных толщ (БТ): хайпайская, мастахская, туркутская и кессюсинская (сводные нефтегазогеологические разрезы к «Схеме прогноза на нефть и газ»). На границе кембрийских и среднекаменноугольных отложений выделяется бурбуолкалахская битумонасыщенная толща, в которой отмечаются и примазки нефти. Выше по разрезу можно наметить еще три перспективно нефтегазоносных комплекса: джаргалахский, бурский (или тюмятинский) и чекановский.

Диапазон нефтяных и битумных проявлений на юго-восточном борту Лено-Анабарского прогиба, судя по Тюмятинской скв. Р-50, Келимярской скв. К-34 и др. фиксируется, как минимум, от кембрия до верхней перми

включительно. При этом перспективный на нефть комплекс пока выделен один – тюмятинский, а ниже его, по разрезу всех пермских отложений, встречены пластовые битумы. К кровле кембрийских отложений приурочена бурбуолкалахская битумоносная толща.

Наиболее выдержанным по площади и, возможно, по толщинам является чекановский ПНГК, для которого характерны нефтепроявления преимущественно в виде капельно-жидкой нефти, а также наличие над такими проявлениями покрышек, которые могут быть достаточно надежными флюидопорами. Почти то же самое можно сказать и о других газо- и нефтепроявлениях: нижнекожевниковском, бурском (тюмятинском), джаргалахском, приуроченным к одноименным перспективно нефтегазоносным комплексам. Представление о нефтегеологическом делении разреза центральной части Лено-Анабарского прогиба, где нет глубоких скважин, вскрывающих весь фанерозойский чехол, можно получить по материалам профиля А₁–А₂ к геологической карте листа S-51, 52. В совокупности с данными, полученными по скважинам Хастахской-930 и Чарчукской П-1, можно полагать, что и разрез центральной части прогиба представлен тремя мегакомплексам: рифейско-верхнекембрийским, палеозойским и мезозойским, каждый из которых несет признаки нефтегазоносности, позволяющие выделять потенциальные резервуары и комплексы (ПНГК); региональные флюидопоры проследить пока труднее. В глубоких скважинах южного борта прогиба, от Чарчукской П-1 до Тюмятинской Р-50 и Кулумаской-34, наблюдается увеличение с запада на восток в частности битумосодержащих и битумоносных толщ (БТ) в рифейских и вендских отложениях.

С севера Лено-Анабарский прогиб оконтуривает Прончищевско-Оленёкская складчатая зона Верхоянско-Колымской складчатой области субширотного простирания, оказавшая свое геодинамическое влияние и на прискладчатую часть прогиба. Тектоническая раздробленность ее не столь велика, в отличие от самой складчатой зоны или участков суши, примыкающих к Оленёкскому заливу. Кстати, этот регион, расположенный на стыке Бастахско-Хараулахской складчатой зоны с Прончищевско-Оленёкской складчатой зоной, отличается наибольшим количеством современных очагов землетрясений с интенсивностью более 5,5 баллов (см. Тектоническую схему). В эту же сейсмическую зону попадают блоковые структуры, приуроченные к оконечности Южно-Лаптевского прогиба и пограничные части блоков, расположенных несколько севернее, в пределах дельты Лены.

Существенной тектонической активностью отличается непосредственно примыкающая с юга и юго-запада к складчатым структурам Чекановская инверсированная зона передового прогиба со значительным подъемом территории (до 400 м). Можно полагать, что центральная часть и северо-восточные склоны одноименного кряжа пережили воздымание вместе с последними этапами верхоянской складчатости. К тому же, здесь имеется несколько зон повышенной тектонической активности, сопровождающихся многочисленными дизъюнктивными нарушениями.

Северную часть дельты р. Лена, состоящую из блоковых структур с приуроченными к ним мелкими бассейнами с возможным увеличением

толщин палеоген-неогеновых и четвертичных отложений до 2–3 км и более, логичнее всего включать в акваториальную, Самостоятельную Лаптевскую перспективно нефтегазонасную область.

Отмеченные выше отличия в строении осадочной толщи, тектонические особенности регионов, а также геохимические предпосылки нефтегазонасности позволяют выделить южнее складчатых систем в восточной части Хатангско-Ленской газонефтеносной провинции (I) две перспективные области: Лено-Анабарскую и Оленёкско-Нижнеленскую*. Севернее, на шельфе выделяются части Самостоятельной Лаптевской перспективно нефтегазонасной области (II) и Новосибирско-Чукотской перспективно нефтегазонасной провинции (III).

Лено-Анабарская ПНГО (I-A) занимает восточную часть одноименного прогиба от границы с листом S-50 до разлома Оленёкской долины, замыкающего Таймыльскую впадину на востоке, перед грядой Чекановского (см. Тектоническую схему) и уходящего на юг, на листы R-51, 52 в качестве западной границы Предверхоаянского прогиба. Представления об особенностях геологического строения и потенциальной нефтегазонасности области иллюстрируются фрагментом схематического прогнозно-нефтегеологического разреза А₁–А₂. Пологое залегание палеозойско-мезозойских нефтегазонасных комплексов нарушается лишь в бортовой части складчатой зоны близ разлома, с которым связана долина р. Оленёк.

Здесь на прискладчатом крыле прогиба в районе от Улахан-Юряхской скв. Р-1 и колонковых скважин 308, 317, предположительно до Усть-Оленёкской скв. 2370, в пермских отложениях встречены породы со сплошным и пятнистым сосредоточением битумов, а также их рассеянной вкрапленностью. Концентрация преимущественно осмоленного битума 0,1–0,4%. В приконтактной зоне пермских и триасовых отложений в скв. 317 на глубинах 400–500 м в трещиноватых песчаниках отмечалась капельно-жидкая вязкая нефть (анализы отсутствуют). Скв. 308, вскрывшая верхнепермские отложения, в течение трех недель фонтанировала с дебитами минерализованной воды 600 м³/сут и метанового газа 20 м³/сут (состав последнего в %: СН₄ – 91,6–93,0; N₂ – 6,4–6,6; СО₂ – около 0,5; в. у. – 0,01–0,06) [36].

Таким разнообразием УВ флюидов проявил себя верхнекожевниковский ПНГК, что свидетельствует о сложной геодинамической истории прискладчатой зоны области и ее продуктивности. Битуминозность пород невысокая, чаще всего спорадическая, в частности для среднекаменноугольных–нижнепермских пород. В разрезе средне-верхнепермских отложений могут быть встречены битумы пластовые с содержанием до 0,4% (см. сводные нефтегазогеологические разрезы к Схеме прогноза на нефть и газ).

Интересен своеобразный факт распределения углеводородных составляющих в нижнетриасовых отложениях той же Улахан-Юряхской антиклинали, где по скв. К-327 из туффитов индского яруса получен углеводородный

*В 2010 г. специалистами ведущих геологических организаций (ВНИГНИ, ВНИИОкеангеология, ВНИГРИ и др.) составлена «Карта нефтегазогеологического районирования Российской Федерации масштаба 1 : 4 000 000» [227], согласно которой Лено-Анабарская НГО включена в Лено-Тунгусскую НПП.

газ. В перекрывающем пласте трещиноватых мергелей отмечена капельно-жидкая нефть бурого цвета [36]. Естественно, чекановский перспективно нефтегазоносный комплекс будет продуктивен при наличии региональной глинистой покрышки Ыстаннахской свиты.

Южные районы Лено-Анабарской ПНГО в отношении нефтегазоносности и битумоносности выглядят гораздо разнообразнее. По скважинам Чарчкской П-1, Хастакской-930 и др. в породах рифея и венда выделяются несколько битумосодержащих и битумоносных толщ: хайпайская, мастакская, туркутская и кесюссинская. Битумы заполняют каверны и трещины доломитов, известняков, песчаников, аргиллитов; содержание битумов в породе – от сотых долей процента до 10% [36]. Битумы, например, туркутской свиты – черного или коричневого цвета, от хрупких до вязких; растворимость их при горячей вытяжке в хлороформе изменяется от 15 до 100%, что позволяет относить их к керитам. Групповой состав хлороформного экстракта битумов (%): масла – 17,9; смолы – 20,8; асфальтены – 12,2; карбиды – 38,8 [36].

В залегающих выше отложениях кесюссинской свиты оолитовые известняки (до 10 м толщиной) сильно пропитаны битумами, групповой состав хлороформного экстракта битумов (%): масла – 7,8; смолы – 5,5; асфальтены – 4,9; карбиды – 81,8. Эти битумы скорее всего углеподобные.

Пластовые битумы вместе с примазками нефти свойственны бурбулкалакской толще (аналогу лапарского комплекса в западных районах Прилаптевоморья), которую из-за доминирующего количества битумов приходится относить к битумоносной (БТ). Битумы заполняют чаще всего закарстованные участки доломитов, выветрелые в предкаменноугольно-пермское время известняки, сохраняясь в виде налетов и примазок по трещинам. Это преимущественно кериты и асфальты, порой с примесью мальты.

Выше по разрезу битумонасыщенность пермских и триасовых пород сохраняется, однако большее значение приобретают прямые признаки нефтегазоносности, и потому нами прогнозируются три перспективно нефтегазоносных комплекса: среднепермский(?) джаргалакский с притоками углеводородных газов, верхнепермский бурский с проявлениями нефти, газа и пластовых вод и нижнетриасовый чекановский. Продуктивными коллекторами являются преимущественно терригенные отложения перми и карбонатные породы триаса, о зональном развитии флюидоупоров в этих толщах говорилось ранее.

Своеобразие распределения нефтегазоносности и битумоносности в разрезе Лено-Анабарской ПНГО определяется прежде всего большим диапазоном их распространения: от рифея до триаса выделяются комплексы и толщи с прямыми признаками нефтегазоносности, порой даже с некоторой геохимической характеристикой. В глинистых отложениях юрского возраста спорадически встречаются битумы в виде примазок и заполнителей трещин [36], концентрация которых низкая, но по составу они близки к мальтам. На сводных нефтегазогеологических разрезах они отмечаются знаком повышенной битуминозности.

Оленёкско-Нижнеленская ПНГО (I-B) выделена восточнее – от разлома Оленёкской долины до складчатых сооружений Прончищевско-

Оленёкской и Хараулахской зон. Большой своей площадью область находится в пределах гряды Чекановского, представляющей собой инверсионную структуру, изобилующую к тому же дизъюнктивными дислокациями.

Пограничная зона представлена на сводном нефтегазогеологическом разрезе скв. К-34 (Келимярской), рассмотренной совместно с Тюмятинской скв. Р-50 и др. В кровле кембрийских доломитов, в кавернах и трещинах последних отмечены битумы повышенной концентрации (бурбуолкалахская битумоносная толща). Битуминозность пород пятнистая или полосчатая. Групповой состав вязких черных битумов (%): масла – 49, смолы – 19, асфальтены – 39, карбиды – 11 позволяет отнести их к керитам и асфальтам с примесью менее измененных битумов [36].

Для пермских пород характерна почти повсеместная битуминозность песчаников с толщиной битумонасыщенных (до 0,9%) слоев до 4 м. Отдельные слои могут содержать капли нефти или газ углеводородного состава (%): CH_4 – 73,6; N_2 – 18,7; CO_2 – 0,4; в. у. – 3,1 [36]. В триасовых и юрских отложениях рассматриваемого разреза среднее содержание битума не превышает 0,1%. В меловых отложениях доминируют уже угли и $\text{C}_{\text{орг}}$ (до 0,3–0,4%).

На сводном нефтегазогеологическом разрезе юго-восточного борта Лено-Анабарского прогиба внемасштабно показана серия битумосодержащих и битумоносных пластов, развитых в пермской толще, где концентрация битумов у южной границы площади листа S-51 и особенно на Оленёкском своде (северная часть листа R-51) может достигать 8–10%.

Поэтому главной особенностью распределения нефтегазоносности и битумоносности в разрезе Оленёкско-Нижнеленской ПГНО (во всяком случае, ее южной части) является доминирование битумов в кембрийских и в пермских отложениях; нефте- и газопроявления, как правило, лишь сопутствуют битумонакоплениям. Битумные проявления в упомянутой части области могут образовывать поля, даже битумные пояса, по В. В. Каширцеву (1988 г.), проследить которые пока затруднительно. Итак, рассмотренный материал по нефтегеологическим условиям двух перспективных нефтегазоносных областей восточной части Хатангско-Ленской ГНП подтверждает правомочность проведенного районирования, несмотря на некоторые особенности каждой из областей в формировании доминирующего набора нефтегазопроявлений.

Самостоятельная Лаптевская ПНГО (II) занимает свыше 70% общей площади листа S-51, 52.

Охватываемая границами листа акватория моря Лаптевых является частью Лаптевоморского бассейна с неуставленной нефтегазоносностью. Первые оценки возможных перспектив нефтегазоносности осадочных толщ моря Лаптевых даны в 1975 г. геологами НИИГА Д. А. Вольновым, И. С. Грамбергом, Э. Н. Преображенской [183].

В настоящее время по-прежнему нет прямых свидетельств существования промышленных скоплений нефти и газа на Лаптевском шельфе. Регион отличается сложным геологическим строением, располагаясь в зоне сочленения Сибирской платформы со структурами мезозойских, ныне погребенной под меловым–кайнозойским чехлом Лаптевского эпипозднекеммерийского

бассейна. Отсюда возникает неоднозначность оценки перспектив его нефтегазоносности, исходя из возможного вклада в общий углеводородный потенциал комплексов добассейнового структурного этажа (перикратонного блока Сибирской платформы). С этих позиций проводилась количественная оценка (на 1.01.1993 г.), основные результаты которой приведены О. И. Супруненко в «Геология и полезные ископаемые России» [24].

В целом Самостоятельная Лаптевская потенциально нефтегазоносная область соответствует Хатангско-Лаптевоморской эпипозднекимерийской платформе. Западная граница области расположена за рамками листа, проходит по Анабарскому заливу (от линии пересечения с Нордвикским разломом) и далее в северном направлении, огибая с восточной стороны о-в Бол. Бегичев и протягиваясь вдоль восточной оконечности Таймырской складчатой системы. С юга ее ограничивают складчатые зоны поздних киммерид: Прончищевско-Оленёкская и Бастахско-Туматская. Восточная граница Лаптевской СПНГО проведена по разлому Лазарева.

Полого-складчатые образования среднекаменноугольно-триасового и юрско-нижнемелового тектонических комплексов Прончищевско-Оленёкской зоны, слагающие основание молодой платформы, прослеживаются под кайнозойским (меловым–кайнозойским, в грабенах) чехлом, на глубине до 1–2 км в прибрежной части шельфа – Лено-Таймырской области пограничных поднятий.

О характере отложений, подстилающих кайнозойский чехол юга этой области, можно судить до некоторой степени по данным Усть-Оленёкской и Улахан-Юряхской скважин, в разрезе которых вскрыты пермско-триасовые, преимущественно проницаемые песчано-алевролитовые породы с очень редкими и маломощными прослоями аргиллитов.

В северо-западном направлении полого-складчатые комплексы основания погружаются до 5–6 км в пределах горстов и ступеней, достигая отметок 9–11 км в грабенах, до 12,5 км в самой глубокой впадине Усть-Ленской рифтовой зоны. Поэтому в пределах Западно-Лаптевской рифтовой системы основные перспективы нефтегазоносности могут связываться только с комплексами чехла: ниже-верхнемеловым и кайнозойским.

В пределах изученной части Самостоятельной Лаптевской ПНГО авторами выделены четыре перспективно нефтегазоносных района: Западно-Лаптевский (II-а), Ленский дельтовый (II-б), Усть-Ленский (II-в) и Омолойский (II-г) ПНГР. Выделение ПНГР проведено на основе структурных особенностей, мощностей и характера сейсмокомплексов, прослеженных в разрезе осадочного чехла Лаптевского бассейна, на этой же основе выделены перспективные зоны нефтегазоаккумуляции: Северо-Трофимовская, Мининская, Восточно-Трофимовская, Мурунтаско-Северодунайская, Западно-Омолойская и Центрально-Лаптевская (Схема прогноза на нефть и газ).

Новосибирская ПНГО (III-А) входит в состав Новосибирско-Чукотской ПНГП (III). На площади листа область представлена небольшим фрагментом, соответствующим крайней западной части Новосибирской системы грабенов и горстов. Складчатое позднекимерийское основание в этой области дислоцировано в большей степени, а также наиболее приподнято,

до отметок от -1 до $-0,5$ км. Комплексы осадочного чехла соответственно редуцированы и последовательно выклиниваются: меловые – налегая на поверхность складчатого основания, а палеоген-нижнеэоценовые – срезаясь доплиоценовым несогласием. Перспективы этой площади весьма скромные и могут связываться только с относительно узкой зоной, прилегающей к разлому Лазарева, с глубинами залегания складчатого основания свыше 1,5 км.

Нефтегазоносные комплексы. Выделение перспективных нефтегазоносных комплексов проведено на основе сейсмостратиграфических подразделений (сейсмокомплексов и подкомплексов). В связи с тем, что возраст осадочного чехла все же взят условно (несмотря на довольно аргументированное обоснование по результатам интерпретации сейсмических материалов), считаем возможным выделение перспективных нефтегазоносных комплексов на уровне отделов (рис. 12).

Согласно принятой стратификации осадочного чехла выделяются три перспективных нефтегазоносных комплекса (ПНГК): ниже-верхнемеловой, палеоцен-миоценовый и, возможно, миоцен-четвертичный.

Ниже-верхнемеловой ПНГК выделяется в объеме сейсмокомплекса А–L2. Отложения комплекса в значительной мере компенсируют глубокие впадины и грабенообразные прогибы Западно-Лаптевской рифтовой системы. Однако в отличие от западной части Лаптевского шельфа на смежном листе S-50 их мощности не превышают 5–5,5 км. Состав пород предположительно терригенный. Предполагается, что меловые отложения выклиниваются, налегая на поверхность складчатого основания, в дельте Лены (Ленский дельтовый ПНГР), а также в гребневой зоне Восточно-Лаптевского горста (Новосибирская ПНГО).

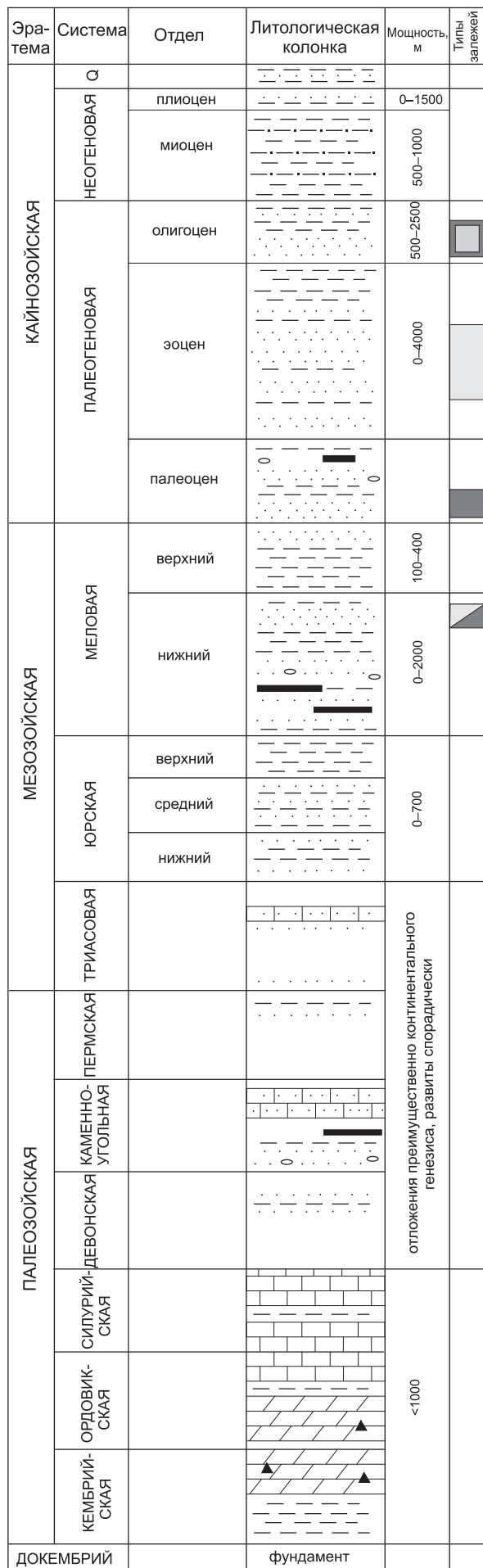
Нижняя часть комплекса в объеме сеймоподкомплекса А–L1 может быть сложена грубообломочными терригенными угленосными формациями орогенной стадии становления мезозойд.

Верхняя часть, в объеме сеймоподкомплекса L1–L2, может быть представлена более тонким обломочным материалом: песчаниками, алевролитами, в меньшей степени глинами. Как свидетельствуют результаты сейсмических исследований, анализ волновой картины позволяет предположить аллювиально-дельтовые условия седиментации при формировании отложений подкомплекса L1–L2.

В составе предполагаемого нефтегазоносного комплекса, особенно в верхней его части аллювиально-дельтового генезиса, возможно развитие коллекторских толщ. Нижняя терригенно-угленосная формация может рассматриваться как генерирующая толща. Она содержит скорее всего углефицированный детрит высших растений, поскольку терригенная часть сложена грубообломочным материалом, что свидетельствует о близости источника сноса. Следовательно формация предположительно может рассматриваться как материнская толща, генерирующая газ.

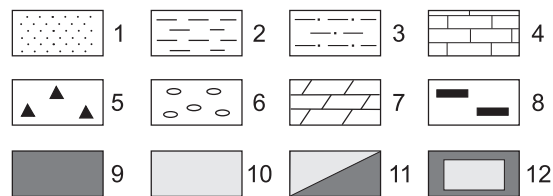
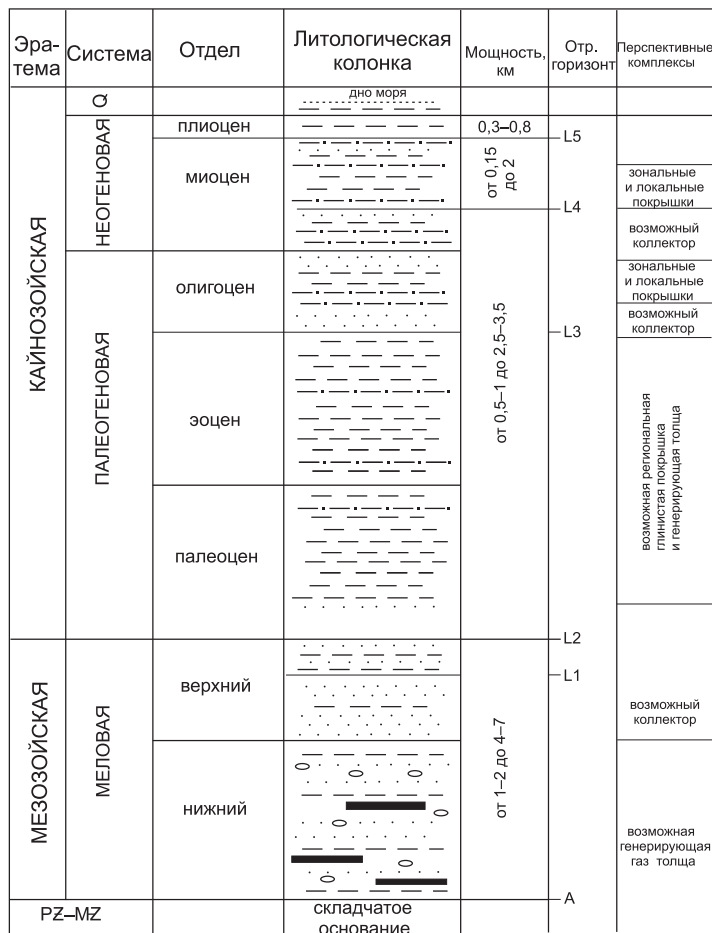
Перспективы комплекса довольно высоки в пределах бортовых участков Усть-Ленского ПНГР, где расположены Северо-Трофимовская, Мурунтасско-Северодунайская и Западно-Омолойская перспективные зоны нефтегазонакопления (ПЗНГН). Формирование залежей скорее всего будет

Типовой разрез осадочного чехла эталона
(бассейн дельты р. Маккензи–моря Бофорта)



По материалам J.Dixon. Geological atlas of the Beaufort-Mackenzie area: Geological Survey of Canada, 1999, 173 p.

Типовой разрез плитной части осадочного чехла
в пределах листов S-51, 52 (бассейн моря Лаптевых)



Нефтегазовые запасы и ресурсы НГБ дельты р. Маккензи–моря Бофорта

Бассейн	Перспективная площадь, тыс. км ²	Доказанные запасы, млн т/млрд м ²		Прогнозные геологические ресурсы, млн т/млрд м ³		Удельная плотность запасов, т.т(млн м ³ НЭ/км ²)	Удельная плотность ресурсов, т.т(млн м ³ НЭ/км ²)	Соотношение нефть/газ	
		Нефть	Газ	Нефть	Газ			В запасах	В ресурсах
НГБ дельты р. Маккензи-моря Бофорта	100	236,6	255	1347	1865	4,91	32,12	1 : 1,1	1 : 1,4

По материалам Oil and Gas J., 2003, Nov.3, p.p. 42–46.

Рис. 12. Сопоставление типовых разрезов эталонного и расчетных участков моря Лаптевых. Составили: О. В. Волошин, О. И. Супруненко, О. Н. Зуйкова.

1–8 – литологический состав: 1 – песчаники, 2 – глины, 3 – алевролиты, 4 – известняки зернистые, 5 – кремнистые включения, 6 – галька, 7 – доломиты, 8 – угли; 9–10 – типы залежей, развитых в стратиграфических комплексах: 9 – нефтяные, 10 – газовые, 11 – газовые и нефтяные, 12 – газовые с нефтяной оторочкой.

обусловлено вертикальной миграцией УВ. К перспективным может относиться и входящая в Омолойский ПНГР Северо-Лаптевская ПЗНГН, в которой формирование залежей УВ возможно за счет латерально-вертикальной миграции УВ из более погруженных частей Усть-Ленского ПНГР.

Перспективы центральных зон Усть-Ленского ПНГР (Восточно-Трофимовской, Мининской) для мелового ПНГК не столь высоки в связи с большими глубинами погружения коллектора, в результате чего возможна вертикальная миграция УВ в более высокие горизонты этих же зон нефтегазонакопления, или латерально-вертикальная миграция УВ в прибортовые части бассейна.

Палеоцен-миоценовый ПНГК выделяется в объеме сейсмокомплекса L2–L4. Мощность комплекса изменяется от 500–1000 м на востоке и юге площади исследований до 2500–3500 м на севере и северо-западе. Состав пород комплекса предположительно терригенный.

В нижней его части, судя по результатам сейсмических исследований (акустически прозрачная толща), развиты преимущественно глинистые породы. Глинистая толща соответствует сеймоподкомплексу L2–L3 и может рассматриваться как возможная региональная покрывка для терригенных коллекторов ниже-верхнемелового ПНГК. С другой стороны, предполагаемая возрастная характеристика толщи (палеоцен?–эоцен) свидетельствует о том, что она могла бы рассматриваться и как генерирующая нефтьгаз-конденсат материнская толща в том случае, если она прошла стадию МК₂–МК₃ преобразования ОВ. Следует отметить, что эоценовое время практически в планетарном масштабе характеризуется пиком накопления ОВ сапропелиевого типа в глинистых толщах, обеспечивающего генерацию преимущественно нефтяной составляющей УВ. Но нельзя исключать накопления и какой-то части гумусовой органики. Таким образом, генерационный потенциал толщи наиболее достоверно может быть проявлен в пределах Усть-Ленского ПНГР, где она погружена на глубины от 2 до 4–5 км.

Верхняя часть комплекса (сеймоподкомплекс L3–L4) предположительно сложена в большей мере алеврито-песчаными породами. Судя по результатам сейсмических исследований, эта его часть имеет регрессивно-трансгрессивный циклический тип разреза, поскольку характеризуется «чередованием низкочастотных интенсивных отражений с высокочастотными отражениями, что свидетельствует об изменчивости мощности пластов по вертикали» (см. гл. «Сеймостратиграфическая характеристика осадочного чехла»). Здесь скорее всего мы имеем дело с клиноформным характером седиментации непроградационного типа. В пределах таких типов разрезов, как правило, формируются пласты-коллекторы с удовлетворительными емкостными свойствами. Покрывки в циклических типах разрезов чаще всего носят локальный, реже зональный характер.

Генерационный потенциал глинистых пластов значителен, поскольку глубины погружения отражающего горизонта L2 нередко достигают 3,5–5 км и они прошли зону «нефтяного окна». Формирование залежей УВ в пределах верхней части комплекса возможно только за счет латерально-вертикальной миграции флюида из нижележащих горизонтов.

Перспективы ПНГК наиболее высоки в пределах Мининской, Восточно-Трофимовской, северной части Северо-Трофимовской ПЗНГН и связаны с верхней частью комплекса. При условии развития надежных флюидоупоров зонального либо локального типа здесь возможно формирование залежей УВ сложного состава: нефтяных, нефтегазовых (газовая с нефтяной оторочкой), газонефтяных (нефтяная с газовой шапкой) и т. д.

Перспективы Центрально-Лаптевской ПЗНГН по этому комплексу гораздо ниже и могут быть связаны с формированием тектонически-экранированных ловушек УВ в зонах разрывных нарушений.

Миоцен-четвертичный ПНГК выделяется в объеме сейсмокомплекса L4–дно. Предположительно, комплекс сложен терригенными песчано-глинисто-алевритовыми породами.

В нижней своей части скорее всего он представлен переслаиванием терригенных пород различной зернистости: от песчаников до глин, поскольку, по результатам сейсмических исследований, «волновая картина средне-верхнемиоценового подкомплекса (L4–L5) характеризуется преимущественно слабыми непротяженными отражениями. На отдельных участках присутствует слоистость; местами запись насыщена яркими низкочастотными, непротяженными отражениями». Формирование пластов-коллекторов в пределах комплекса возможно, но изолирующие свойства флюидоупоров из-за небольшой глубины залегания (на большей части площади – от 400 до 1200 м) сомнительные.

В верхней части (подкомплекс L5–L6), судя по прозрачной сейсмической записи, развиты глинистые породы, которые вряд ли могут быть надежным флюидоупором. В целом перспективы комплекса очень невелики и количественно не оценивались.

Итак, несмотря на очень слабую нефтегеологическую изученность территории листа S-51, 52, **использованный комплексный подход к исследованиям**, учитывающий структурно-тектонические факторы, литогеодинамические особенности территории и минерагеническую специфику комплексов и резервуаров, позволил выделить в регионе не только потенциально нефтегазоносные области и районы, но и уточнить границы ранее выделенных нефтегазоносных провинций. Объективность проведенного районирования подтверждается и нефтегеологическими особенностями сводных разрезов выделенных фрагментов региона, в частности диапазонами проявления прямых и косвенных признаков нефтегазоносности, а также соответствующими ресурсами УВ, о чем будет сказано ниже.

ПРОГНОЗ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

На «Схеме прогноза на нефть и газ масштаба 1 : 2 500 000» выделены в границах ПНГО и ПГНО территории и акватории с различной ресурсной оценкой их по удельной плотности начальных суммарных геологических ресурсов УВ (тыс. т н. э./км²) с соответствующей дифференциацией земель на наиболее перспективные (30–50), перспективные (20–30), среднеперспективные (10–20), малоперспективные (5–10), возможно перспективные

(менее 5 или оставшиеся без количественной оценки) и с невыясненными перспективами.

Оценка НСР и перспективы нефтегазоносности суши. Прогнозирование нефтегазоносности базируется на основных факторах и критериях: прямых и косвенных признаках нефтегазоносности, соответствующих геохимических показателях, учете результатов площадных сейсмических работ при выделении перспективных для опоискования зон и т. п.

Оценка начальных суммарных геологических ресурсов углеводородов северных районов Восточной Сибири производилась на 1.01.2002 г. СНИИГГиМС под руководством В. С. Старосельцева, затем уточнялась ВНИГНИ в 2005 г. и продолжается для Нераспределенного фонда до настоящего времени. Поэтому, кроме официальных данных, использованы материалы ВНИГНИ и ВНИГРИ 2005–2011 гг.: «Уточнение количественной оценки углеводородного сырья России» и «Переоценка ресурсов...», показывающих распределение начальных суммарных ресурсов УВ в тыс. т н. э. по Прилаптевоморью на территории листов S-51, 52.

При этом учитываются все составляющие такой оценки: доказанная газонефтеносность фанерозойских отложений (в частности по Хатангской ГНО, ГК-1000/3, лист S-49, 2008); **небольшие по современным представлениям** глубины залегания потенциально продуктивных комплексов и толщ: до 2,5–3,5 км; достаточно высокие концентрации нефтяных компонентов в составе битумоидов пород; высокая доля (до 50% разреза) высокопроницаемых пород: песчаников, алевритов и т. п.; сложность строения ловушек УВ: структурно-тектонических, литологических и тектонически ограниченных и т. д.; многопластовость углеводородных скоплений и газонефтепроявлений; разнообразие флюидного состава УВ-скоплений: газовые, газоконденсатные, газонефтяные; достаточно высокая битумонасыщенность разреза; нефтегазоносный потенциал еще не опробованных горизонтов и комплексов нижнего палеозоя, венда, рифея.

Нефтегеологическое районирование и перечисленные особенности недр региона позволяют оценить начальные суммарные ресурсы углеводородов согласно требованиям методических положений [121]. Основными среди них явились выбор аналогов углеводородной системы и соответствующих расчетных эталонов. В качестве последних при прогнозе нефтегазоносности Лаптевской рифтовой системы ВНИГРИ принимало хорошо изученные и освоенные торцевые нефтегазоносные бассейны: Бофорта-Маккензи, Североморский (северная часть) и Суэцкий, а также бассейн Жанны д'Арк, который близок к ним по влиянию на структуры разного порядка процессов разломообразования [112]. Начальные суммарные геологические ресурсы углеводородов потенциально нефтегазоносных областей территории восточной части Хатангско-Ленской ГНП (территория листов S-51, 52) приведены в табл. 16. В расчет ресурсов углеводородов включены лишь нефть и газ. Часть расчетных параметров бралась аналогичной по значениям западной половине Лено-Анабарской ПНГО. Начальные суммарные геологические ресурсы УВ целиком представлены категорией D₂.

Из двух расчетных областей несколько бóльшими ресурсами УВ располагает Оленёкско-Нижнеленская ПНГО в связи с большей мощностью

Начальные суммарные геологические ресурсы углеводородов потенциально нефтегазоносных областей территории Восточной части Хатангско-Ленской ГНП (листы S-51, 52)

Газонефтеносная провинция	Потенциально газонефтеносные области	Расчетная площадь ПГНО, тыс. км ²	Суммарные толщины потенциально газо-нефтеносных PZ-MZ комплексов и толщ, км	Объем потенциально продуктивных отложений PZ-MZ, тыс. км ³	Начальные суммарные геологические ресурсы (НСР) УВ, млн т н. э.	Удельная плотность НСР УВ, тыс. т н. э./км ²	Примечание
Хатангско-Ленская ГНП	Лено-Анабарская ПНГО	7,562	0,3–2,4	10,209	115,0	10–20	Расчеты НСР УВ проведены по параметрам уточненного варианта подсчета ресурсов ВНИГНИ, ВНИГРИ (2005–2009 гг.)
	Оленёкско-Нижнеленская ПГНО	6,829	0,5–2,8	11,268	143,4	21	
Всего по территории листов S-51, 52		14,391		21,477	258,4	18	

Расчет произведен на суммарное содержание нефти и газа.

осадков основной инверсионной структуры – кряжа Чекановского. Следует также заметить, что при расчете ресурсов УВ не учитывались мощные толщи венда и рифея. В целом на восточную часть Хатангско-Ленской ГНП приходится около 258 млн т н. э. начальных суммарных ресурсов углеводородов.

На Схеме прогноза на нефть и газ масштаба 1:2 500 000 выделены в границах ПНГО территории и акватории с различной ресурсной оценкой их по удельной плотности начальных суммарных геологических ресурсов УВ в тыс. т н. э./км² с соответствующей дифференциацией земель на наиболее перспективные, перспективные, возможно перспективные (от качественно оцененных до 2–5) и с невыясненными перспективами (Схема прогноза на нефть и газ). Наиболее перспективным по начальным суммарным геологическим ресурсам УВ является фрагмент Оленёско-Нижнеленской ПНГО, входящий крайним звеном в состав Хатангско-Ленской газонефтеносной провинции. В пределах этой области могут быть выделены в дальнейшем как минимум два района: Чекановский на западе ПНГО и Нижнеленский близ состыковки двух складчатых зон; оба района со сложной геодинамической историей и многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Именно за счет них возможна вертикальная миграция углеводородов с больших глубин, которая имеет место на левобережье Оленёской протоки как очаг концентрации углеводородов в битумоидах меловых пород под номером VI-3-2 в Списке месторождений и проявлений полезных ископаемых (приложение).

При комплексном геохимическом анализе хлороформенного экстракта из образца нижневаланжинских отложений, находящихся в обнажении лишь под тонким покровом четвертичных отложений, обнаружена вся гамма углеводородных соединений от бензина-керосина до высокомолекулярных (C_{30–34}). Подобное проявление однозначно свидетельствует о современном подтоке углеводородов в пограничных с характеризуемой областью складчатых сооружениях (см. Схему прогноза...).

В пределах Оленёско-Нижнеленской ПНГО намечены две перспективные зоны для обнаружения углеводородов: Восточно-Келимярская и Омугуянская, на которых проводились сейсмические работы и даже выявлены фрагменты валлообразных поднятий, представляющих поисковый интерес, в частности на пермские комплексы.

Для восточной части Лено-Анабарской ПНГО, размещенной на листе S-51, характерна несколько меньшая удельная плотность начальных суммарных ресурсов УВ, а именно >10–20 тыс. т н. э./км². Тем не менее, это не уменьшает перспективности области, особенно если учесть насыщенность газонефтепроявлениями пермо-триасового разреза по целому ряду скважин, а главное – выявить зоны, потенциально перспективные для поисков углеводородных скоплений. Две такие зоны, где проведенный объем поисковых работ позволяет рекомендовать их к дальнейшему исследованию, в области есть: это Хастахская и Кираская, представляющие собой брахиантиклинальные поднятия, к тому же разбуренные (Хастахская и Чарчкская скважины). Вновь намечаемые скважины рациональнее размещать близ разломов, вскрывать пермские комплексы на всю мощность и

главное качественно опробовать выбранные интервалы разреза. Намечена и еще одна небольшая поисковая зона – Улахан-Чарчыкская, но она пока не попадает в число первоочередных.

А вот в пределах Прончищевско-Оленёвской складчатой зоны (ПОСЗ), характеризующейся как «с невыясненными перспективами», необходимо пробурить хотя бы две параметрические скважины: Безымянную и Кирнес-Юрягинскую для вскрытия всего разреза до рифея, уточнения геологического строения, качественного опробования комплексов и резервуаров в венде, силуре, перми и триасе.

Оценка НСР и перспективы нефтегазоносности моря Лаптевых. В пределах листа S-51, 52 перспективы нефтегазоносности оценены приблизительно. Пока не будет пробурена параметрическая скважина и однозначно решен вопрос о стратиграфической принадлежности сейсмокомплексов осадочного чехла, говорить о достоверной оценке перспектив нефтегазоносности не приходится. Как уже было отмечено выше, основываясь на результатах интерпретации [165] сейсмических данных, полученных ОАО «МАГЭ», можно предположить, что наиболее высокими перспективами обладает толща, заключенная между отражающими горизонтами L1 и L2. Здесь налицо развитие как возможной генерирующей толщи (подкомплекс А–L1), так и возможной региональной покрывки (подкомплекс L2–L3), конечно в рамках принятой стратиграфической модели. На площади листа выделено шесть перспективных зон нефтегазоаккумуляции (ПЗНГА): пять из которых объединяет Усть-Ленский ПНГР и одна, Центральнo-Лаптевская ПЗНГА, принадлежит к Омолойскому ПНГР. В Усть-Ленском районе, который соответствует одноименной рифтовой зоне, с максимальным погружением всех перспективно нефтегазоносных комплексов осадочного чехла и в котором сосредоточено большинство локальных структур, расположены Северо-Трофимовская, Мурунтасско-Северодунайская, Западно-Омолойская, Мининская и Восточно-Трофимовская ПЗНГА.

В пределах Усть-Ленского ПНГР все потенциальные зоны нефтегазоаккумуляции высоко перспективны, поскольку перспективы нефтегазоносности этих зон могут быть связаны как с ниже-верхнемеловым ПНГК, так и с палеоцен-миоценовым ПНГК. Многие из выявленных локальных поднятий – сквозные структуры, прослеживаемые от поверхности складчатого основания до кровли среднего миоцена. Соответственно, эти антиклинальные ловушки могли улавливать и аккумулировать углеводороды на всех этапах их возможной генерации.

Для оценки ресурсной базы был выбран эталон в море Бофорта в пределах дельты (палеodelьты) р. Маккензи. Составленные типовые разрезы в пределах дельты р. Маккензи и в пределах моря Лаптевых (рис. 12) свидетельствуют о сопоставимости обоих разрезов. Поэтому коэффициент аналогии при подсчете начальных сырьевых ресурсов УВ был принят близким к 1. При подсчете НСР использовался метод плотностей.

Была рассчитана плотность НСР по эталонному участку на единицу площади, которая составила 32,12 тыс. т н. э./км². Начальные суммарные ресурсы моря Лаптевых в пределах листа составили 3082,28 млн т. у. т. Из них извлекаемые НСР составили 2861,19 млн т. у. т. По фазовому составу предполагается преобладание газовых ресурсов над нефтяными (табл. 17).

Сводная таблица НСР моря Лаптевых (лист S-51, 52)

№ п/п	Название объекта	НСР, млн т. у. т.									
		Всего		нефти, млн т. у. т.		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т. у. т.	
		геол.	извлек.	геол.	извлек.	геол.	извлек.	геол.	извлек.	геол.	извлек.
1	Нижне-верхнемеловой-ПНГК (сейсмокомплекс А-Л2)	1590,53	1476,44	156,17	46,84	1405,48	1405,48	0,77	0,23	28,11	23,89
2	Палеоцен-миоценовый ПНГК (сейсмокомплекс L2-L4)	1491,75	1384,75	146,47	43,93	1318,19	1318,19	0,73	0,22	26,36	22,41
Всего по S-51, 52		3082,28	2861,19	302,64	90,77	2723,67	2723,67	1,50	0,45	54,47	46,30

Прогнозные ресурсы категории D₂ по локальным объектам

№ п/п	Сейсмостратиграфические комплексы (СК)	Прогнозные ресурсы категории D ₂ , млн т. у. т.									
		Всего по СК		нефти, млн т. у. т.		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		кондесата, млн т	
		геол.	извлек.	геол.	извлек.	геол.	извлек.	геол.	извлек.	геол.	извлек.
1	А-Л2	201,73	187,28	19,8	5,92	178,32	178,32	0,05	0	3,56	3,04
2	L2-L4	68,04	63,2	6,67	2,01	60,15	60,15	0,01	0	1,21	1,04
Всего, млн т. у. т.		269,77	250,48	26,47	7,93	238,47	238,47	0,06	0	4,77	4,08

НСР моря Лаптевых (листы S-51, 52) по ниже-верхнемеловому ПНГК (сейсмокомплекс А–L2)

№ п/п	Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Плотность прогнозных ресурсов на единицу площади, тыс. т./км ²	Прогнозные ресурсы категории Д ₂ , млн т. у. т.									
				Всего		нефти, млн т у. т.		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
				геол.	извлек.	геол.	извлек.	геол.	извлек.	геол.	извлек.	геол.	извлек.
1	Западно-Лаптевский ПНГР	Д ₂	20	152,54	141,59	14,98	4,49	134,79	134,79	0,07	0,02	2,70	2,29
2	Усть-Ленский ПНГР	Д ₂	20	981,32	910,93	96,35	28,90	867,15	867,15	0,48	0,14	17,34	14,74
	Северо-Трофимовская ПЗНГН	Д ₂	45	256,05	237,69	25,14	7,54	226,26	226,26	0,13	0,04	4,53	3,85
	Мининская ПЗНГН	Д ₂	45	132,39	122,90	13,00	3,90	116,99	116,99	0,06	0,02	2,34	1,99
	Восточно-Трофимовская ПЗНГН	Д ₂	40	73,61	68,33	7,23	2,17	65,04	65,04	0,04	0,01	1,30	1,11
	Мурунтасско-Северодунайская ПЗНГН	Д ₂	45	137,48	127,62	13,50	4,05	121,48	121,48	0,07	0,02	2,43	2,07
	Западно-Омолейская ПЗНГН	Д ₂	45	230,48	213,95	22,63	6,79	203,67	203,67	0,11	0,03	4,07	3,46
3	Омолейский ПНГР	Д ₂	10	408,21	378,93	40,08	12,02	360,72	360,72	0,20	0,06	7,21	6,13
	Центрально-Лаптевская ПЗНГН	Д ₂	45	189,99	176,37	18,65	5,60	167,89	167,89	0,09	0,03	3,36	2,85
4	Новосибирская ПНГО	Д ₂	5	48,46	44,99	4,76	1,43	42,82	42,82	0,02	0,01	0,86	0,73
Всего по комплексу:				1590,5	1476,4	156,17	46,84	1405,5	1405	0,77	0,23	28,11	23,89

НСР моря Лаптевых (листы S-51, 52) по палеоцен-миоценовому ПНГК (сейсмокомплекс L2–L4)

№ п/п	Название объекта	Категория прогно- зных ресурсов	Плотность прогно- зных ресурсов на единицу площа- ди, тыс. т. у. т./ км ²	Прогнозные ресурсы категории D ₂ , млн т. у. т.									
				Всего		нефти, млн т. у. т.		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
				геол.	извлек.	геол.	извлек.	геол.	извлек.	геол.	извлек.	геол.	извлек.
1	Западно-Лаптевский ПНГР	D ₂	20	152,54	141,59	14,98	4,49	134,79	134,79	0,07	0,02	2,70	2,29
2	Усть-Ленский ПНГР	D ₂	20	931,00	864,23	91,41	27,42	822,68	822,68	0,46	0,14	16,45	13,99
	Северо-Трофимовская ПЗНГН	D ₂	45	208,60	193,64	20,48	6,14	184,33	184,33	0,10	0,03	3,69	3,13
	Мининская ПЗНГН	D ₂	45	132,39	122,89	13,00	3,90	116,99	116,99	0,06	0,02	2,34	1,99
	Восточно-Трофимовская ПЗНГН	D ₂	40	82,80	76,86	8,13	2,44	73,17	73,17	0,04	0,01	1,46	1,24
	Мурунтасско-Североду- найская ПЗНГН	D ₂	45	103,87	96,42	10,20	3,06	91,78	91,78	0,05	0,02	1,84	1,56
	Западно-Омолойская ПЗНГН	D ₂	45	151,61	140,74	14,89	4,47	133,97	133,97	0,07	0,02	2,68	2,28
3	Омолойский ПНГР	D ₂	10	408,21	378,93	40,08	12,02	360,72	360,72	0,20	0,06	7,21	6,13
	Центрально-Лаптевская ПЗНГН	D ₂	45	105,55	97,98	10,36	3,11	93,27	93,27	0,05	0,02	1,87	1,59
Всего по комплексу:				1491,75	1384,75	146,47	43,93	1318,19	1318,19	0,73	0,22	26,36	22,41

По результатам сейсмических исследований были выделены 42 локальных объекта, по которым была проведена оценка прогнозных ресурсов по категории D_2 (локализованных). Проведено ранжирование подсчетных локальных объектов по типу структур и типу ловушек. Преобладают антиклинальные структуры, осложненные тектоническими нарушениями. Преобладающий тип ловушек – структурные, тектонически экранированные. Локализованные прогнозные ресурсы составили 269,77 млн т. у. т., из них извлекаемые ресурсы – 250,48 млн т. у. т. Прогнозируется преобладание газовой составляющей (238,47 млрд м³) над нефтяной (26,47/7,93 млн т у. т.). Прогнозные ресурсы конденсата составляют 4,77 (геол.)/4,08 (извл.) млн т у. т. (табл. 18).

По комплексу А–L2 наиболее перспективными являются структуры, связанные с Усть-Ленской рифтовой зоной: Петровская – 26,1/24,2 млн т у. т., Южно-Мариинская – 10,1/9,4 млн т у. т. (Мининская ПЗНГН); Александровская – 16,3/15,2 млн т у. т., Михайловская – 11,3/10,5 млн т у. т., Павловская 9/8,3 млн т у. т., Алексеевская – 6,3/5,8 млн т у. т. (Северо-Трофимовская ПЗНГН); Федоровская – 13/12,1 млн т у. т., Екатерининская – 9,5/8,9 млн т у. т. (Западно-Омолойская ПЗНГН); Аннинская – 8/7,4 млн т у. т. (Восточно-Трофимовская ПЗНГН); Северо-Белкейская – 12/11,1 млн т у. т., Северо-Дунайская – 5,7/5,3 млн т у. т. (Мурунтасско-Северодунайская ПЗНГН).

По комплексу L2–L4 локальные поднятия менее выражены, на уровне отражающего горизонта L4 прослеживается только 18 структур. Из них наиболее высокими перспективами характеризуется Аннинская – 12,3/11,2 млн т у. т. и Северо-Дунайская – 6,4/5,9 млн т у. т.

Из всего вышесказанного следует, что наиболее перспективным, первоочередным объектом для постановки поисково-разведочных работ в пределах листа S-51, 52 моря Лаптевых является Петровская структура с прогнозными локализованными (геологическими) ресурсами около 30 млн т у. т. (28 млн т у. т.– извлекаемые). Прогнозные локализованные ресурсы Александровской структуры составляют 19/17,6 млн т. у. т. Прогнозные локализованные ресурсы остальных структур значительно ниже и варьируют от 13 до 10 млн т у. т.

Для более достоверной оценки локальных объектов в пределах выделенных ПЗНГН необходима постановка поисковых работ, в том числе бурение скважин (параметрических или поисковых).

В целом по листу S-51, 52 начальные суммарные ресурсы УВ (геологические) составили 3340,7 млн т у. т.

Начальные суммарные ресурсы шельфовой части листа составили 3082,28 млн т. у. т. Из них извлекаемые НСР – 2861,19 млн т у. т. На долю Западно-Лаптевского ПНГР приходится 305,08 млн т у. т. (геологические) и 283,18 млн т у. т. (извлекаемые). НСР Усть-Ленского ПНГР составили соответственно 1912,32/1775,16 млн т у. т., а Омолойского ПНГР – 816,42/757,86 млн т у. т. Начальные суммарные ресурсы северовосточной части шельфа, отнесенной к Новосибирской ПНГП, составили 48,46/44,99 млн т у. т.

По ниже-верхнемеловому ПНГК НСР составили 1590,5/1476,4 млн т у. т. Наибольшими прогнозными ресурсами (млн т у. т.) характеризуются Северо-Трофимовская (256,05/237,69) и Западно-Омолойская (230,48/213,95) потенциальные зоны нефтегазонакопления (ПЗНГН). В пределах Центрально-Лаптевской ПЗНГН сосредоточено 189,99/176,37 млн т у. т.; Мурунтасско-Северодунайской – 137,48/127,62 млн т у. т., Мининской – 132,39/122,90 млн т у. т., Восточно-Трофимовской – 73,61/68,33 млн т у. т. (табл. 19). В составе начальных суммарных ресурсов преобладает свободный газ. Нефтяная составляющая прогнозируется около 10%.

В палеоцен-миоценовом ПНГК, по сравнению с ниже-верхнемеловым, в целом НСР меньше и составляют 1491,75/1384,75 млн т у. т. Прогнозные ресурсы (млн т у. т.) существенно меньше в Северо-Трофимовской (208,6/193,64), Мурунтасско-Северодунайской (103,87/96,42), Западно-Омолойской (151,61/140,74), Центрально-Лаптевской (105,55/97,98) ПЗНГН. Внутренние зоны Усть-Ленского рифта, наоборот, отличаются сравнительным увеличением НСР. В пределах Восточно-Трофимовской зоны прогнозные ресурсы возросли до 82,8/76,86 млн т у. т., а в Мининской ПЗНГН распределились поровну (табл. 20).

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Большая часть изученной площади листов, включая всю её морскую (акваториальную) часть и значительную часть суши, примыкающей непосредственно к морю Лаптевых, располагается в западной части Верхояно-Чукотской сложной гидрогеологической области (II). В её пределах выделяются три гидрогеологические структуры 2-го порядка: артезианский бассейн моря Лаптевых (II-2), Восточнотаймырско-Оленёкский (II-1) и Верхоянский (II-3) гидрогеологические массивы. Юго-западная часть рассматриваемой территории приурочена к северной окраинной части Сибирского сложного артезианского бассейна (I) и располагается в северо-восточной части Хатангско-Ленского артезианского бассейна (I-1) (рис. 13).

Для рассматриваемой территории имеются данные гидрогеологического опробования двух скважин – П-1 и Р-50, которые располагаются в её юго-западной части. Данные по ближайшим скважинам на смежных территориях также ограничиваются сведениями по скважинам Р-1 и К-180 на территории листа S-50. Учитывая эти обстоятельства, следует отметить, что большая часть площади листов в гидрогеологическом отношении может быть охарактеризована только в порядке прогноза с самой общей характеристикой гидрогеологических условий.

В пределах Хатангско-Ленского артезианского бассейна, приуроченного к платформенной части суши, разрез осадочного чехла представляет собой терригенно-карбонатную толщу общей мощностью свыше 5000 м. В разрезе дочетвертичных отложений здесь с учетом литологического состава пород может быть выделен ряд водоносных комплексов. Юрско-меловой и среднекаменноугольно-триасовый водоносные комплексы приурочены к повсеместно развитым по площади терригенным осадкам, которые представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Общая мощность вышеназванных водоносных комплексов достигает соответственно 2400 и 700 м. Ниже, под среднекаменноугольно-триасовым комплексом, залегает верхневендско-кембрийский водоносный комплекс, приуроченный к толще преимущественно карбонатных пород общей мощностью до 1200 м, сложенной переслаивающимися известняками и доломитами с подчиненным значением песчаников и алевролитов. К нижней части разреза осадочного чехла, сложной терригенно-карбонатными осадками общей мощностью до 2400 м, приурочен рифейско-верхневендский водоносный комплекс, в основании которого залегают вулканогенно-терригенные зеленосланцево-метаморфизованные образования верхнего протерозоя.

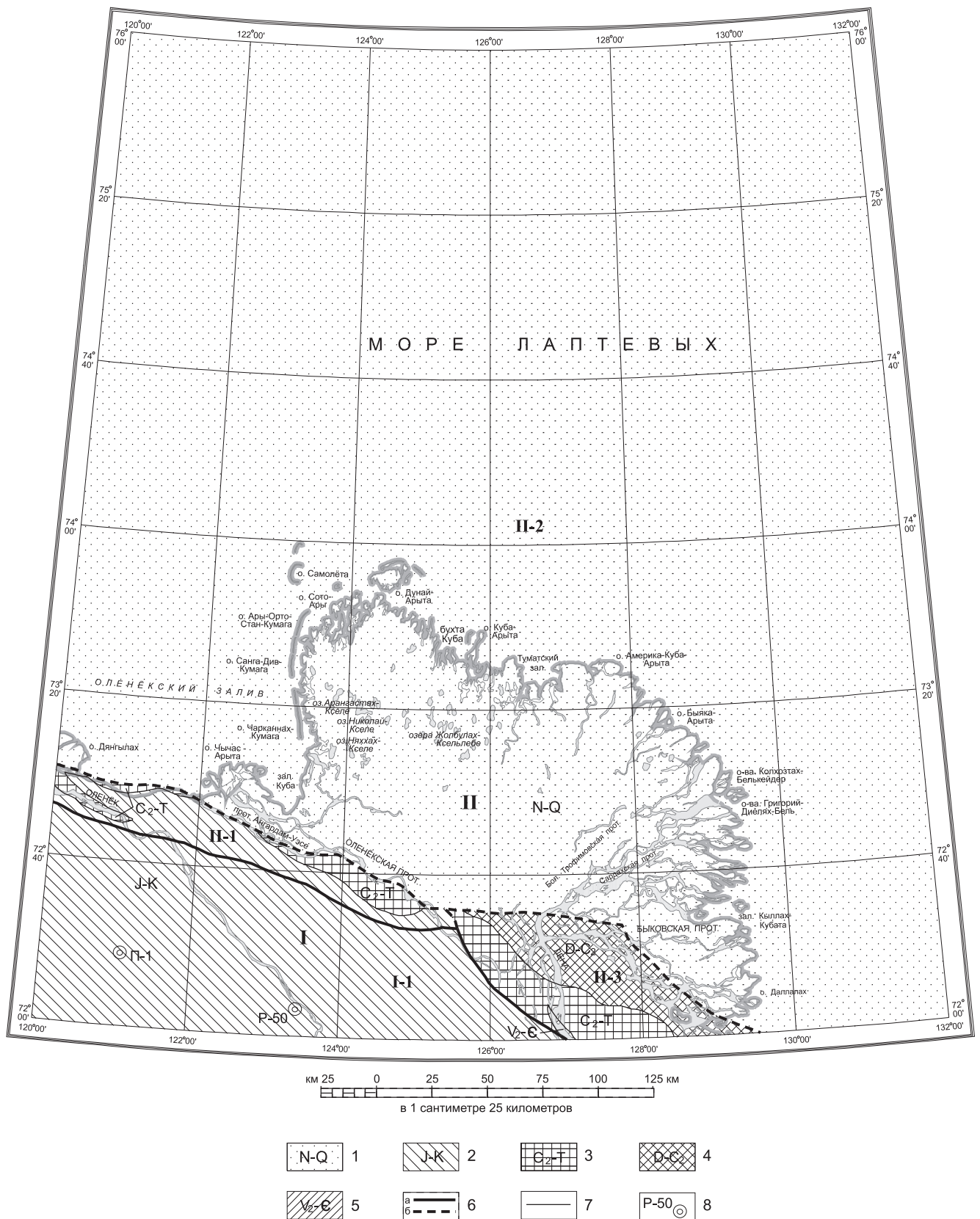


Рис. 13. Гидрогеологическая схема.

1–5 – Гидрогеологические подразделения: 1 – неоген-четвертичный водоносный комплекс рыхлых отложений с поровыми водами (пески, алевриты, супеси, суглинки и торф); 2 – юрско-меловой водоносный комплекс терригенных отложений с порово-пластовыми водами (песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои каменных углей); 3 – среднекаменноугольно-триасовый водоносный комплекс вулканогенно-терригенных отложений с порово-пластовыми водами (песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои туфопесчаников и известняков); 4 – девонско-среднекаменноугольный водоносный комплекс карбонатно-терригенных отложений с порово-трещинно-пластовыми водами (известняки, доломиты, песчаники, алевролиты); 5 – верхневендско-кембрийский водоносный комплекс терригенно-карбонатных отложений с трещинно-пластовыми водами (доломиты, известняки, песчаники, алевролиты, гравелиты); 6 – границы гидрогеологических структур: а – первого порядка, б – второго порядка; 7 – границы гидрогеологических подразделений; 8 – параметрические скважины: P-50 – Тюмятинская, П-1 – Чарчкыская.

Гидрогеологические структуры: I – Сибирский сложный артезианский бассейн; I-1 – Хатангско-Ленский артезианский бассейн; II – Верхояно-Чукотская сложная гидрогеологическая область, II-1 – Восточнотаймырско-Оленёкский гидрогеологический массив, II-2 – артезианский бассейн моря Лаптевых; II-3 – Верхоянский гидрогеологический массив.

На суше в пределах Верхояно-Чукотской сложной гидрогеологической области в западной части к терригенным отложениям, обнажающимся на поверхности, приурочены также юрско-меловой и среднекаменноугольно-триасовый водоносные комплексы (Восточнотаймырско-Оленёкский гидрогеологический массив), а в восточной части к карбонатным отложениям – девонско-среднекаменноугольный и верхневендско-кембрийский водоносные комплексы (Верхоянский гидрогеологический массив). Кроме того, в дельте р. Лена и на шельфе моря Лаптевых целесообразно выделить неоген-четвертичный водоносный комплекс (артезианский бассейн моря Лаптевых).

Распространение по площади выделяемых основных водоносных комплексов – на рис. 13.

Характерной особенностью рассматриваемой территории, определяющей в целом её гидрогеологические условия, является широкое распространение многолетней мерзлоты. В пределах материковой части территории листов мощность зоны многолетней мерзлоты изменяется в пределах от 600–1000 м на поднятиях и до 300–360 м в низменностях. Фактически мощность многолетней мерзлоты установлена по результатам бурения в пределах Хатангско-Ленского артезианского бассейна. Так, в долине р. Оленёк ниже устья р. Келимяр (скв. Р-50) она составляет 322 м, на левобережье р. Оленёк в верховьях р. Чарчык (скв. П-1) – 360 м.

В пределах Восточнотаймырско-Оленёкского гидрогеологического массива по данным скважин, пройденных на смежной территории в приустьевой части р. Оленёк (лист S-50), мощность многолетней мерзлоты составляет 310–330 м.

Мощность криогенного водоупора (> 300 м) превышает мощность зоны пресных вод (150–200 м), поэтому под ним повсеместно залегают солончатые (1–2 г/л) и соленые трещинно-пластовые гидрокарбонатно-натриевые воды.

На более возвышенных территориях в пределах Верхоянского гидрогеологического массива мощность многолетней мерзлоты существенно больше. Её значения колеблются от 600 м (скважина в районе пос. Тикси) до 400 м в долинах рек, а на междуречьях достигают 1000 м. Повсеместно мощность зоны региональной трещиноватости (потенциального коллектора подземных вод) меньше мощности многолетней мерзлоты.

Верхняя граница криолитозоны из-за сезонного оттаивания меняется от 0,2–0,5 м на площадях развития глинистых грунтов и торфяного покрова до 1–2 м на участках распространения песчано-галечниковых толщ. Сквозные и несквозные талики приурочены к днищам долин крупных рек и других водоемов. Несквозные талики, в зависимости от глубины и размера водоема, достигают 30–50 м и более. Как показали результаты инженерных изысканий «Ленгидропроекта», под руслом р. Лена возможно наличие также сквозного талика.

Шельфовая криолитозона слабо изучена. Предполагается, что на шельфе условия для промерзания недр периодически возникали на протяжении всего четвертичного периода. В частности последний позднеплейстоценовый

этап промерзания в муруктинское–сартанское время привел к образованию в его пределах мощной высокольдистой толщи, реликты которой сохранились на побережье моря Лаптевых. В ходе позднесартанской–голоценовой трансгрессии льдистые толщи подверглись интенсивной термоабразии. При этом деградация многолетнемерзлых пород, при погружении их под уровень моря, должна происходить довольно интенсивно, вплоть до полного их разрушения.

Предполагается, что в пределах поздне- и раннеголоценовой террасы акватории многолетнемерзлые породы распространены повсеместно [21]. На более низких уровнях (ниже изобаты 15 м) сохранились, видимо, только островные участки многолетнемерзлых толщ, о чем свидетельствуют многочисленные мелкие западины и холмы, скорее всего термокарстового и термоабразионного происхождения. Вероятно, полностью многолетнемерзлые породы отсутствуют (или кровля их находится на больших глубинах) в северной части района – ниже изобаты 40 м. Здесь отсутствуют формы подводного рельефа, которые можно было бы увязывать с разрушением многолетнемерзлых пород.

Континентальная часть района отличается обилием пресных поверхностных вод в виде развитой речной сети и озер на заболоченных низинах. Крупнейшими источниками пресных вод являются реки Лена и Оленёк. Среднегодовой расход воды Оленёка на выходе в море равен $1130 \text{ м}^3/\text{с}$.

Поверхностные воды повсеместно пресные и ультрапресные, слабominерализованные (около $0,1 \text{ г/дм}^3$), нейтральной реакции (рН 5–7), солевой состав однородный, хотя в процентных соотношениях варьирует в довольно широких пределах. Вода хлоридно-сульфатно-карбонатная, натриево-магниевое-кальциевая. В основном она бесцветная, прозрачная, без запаха, мягкая.

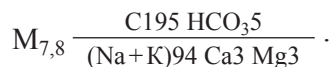
Подземные воды региона представлены надмерзлотными, межмерзлотными и подмерзлотными.

К надмерзлотным относятся воды деятельного слоя и несквозных таликов. Питание их происходит за счет атмосферных осадков и оттаивания мерзлоты в летний период. Формируются они как в рыхлых отложениях, так и в трещиноватых и дезинтегрированных коренных породах. Это пластово-поровые безнапорные воды, разгрузка которых осуществляется у основания склонов. Дебит их незначительный – до $0,1\text{--}0,2 \text{ л/с}$. На равнинных местах надмерзлотные воды деятельного слоя способствуют заболачиванию поверхности и образованию озер. Воды пресные бесцветные, прозрачные, слабominерализованные (до $0,07\text{--}0,1 \text{ г/дм}^3$), имеют нейтральную реакцию (рН 5–7), мягкие (жесткость до $3,9 \text{ мг-экв/л}$).

Межмерзлотные воды не изучены. По данным каротажа буровых скважин установлено вероятное наличие талых вод на глубинах более 150 м. Косвенными признаками наличия таких вод могут служить наледи, встречающиеся по долинам ручьев на левобережье Лены в тех местах, где они пересекают край плато Чекановского и выходят в Ленскую долину. Вероятно, они связаны с подтоком межмерзлотных вод из центральной части Нижнеленской впадины. Проба воды из такой наледи характеризуется общей жесткостью $1,39 \text{ мг-экв/л}$, рН – 6,6, общей минерализацией –

94,0 мг/дм³. Вода прозрачная, без цвета и запаха, гидрокарбонатно-хлоридная, натриево-магниево-кальциевая.

Сведения о подмерзлотных водах базируются на данных изучения глубоких скважин Р-50 и П-1, пробуренных в пределах Хатангско-Ленского артезианского бассейна. Скважиной Р-50 в интервале 664–890 м вскрыт водоносный горизонт в пермских отложениях с дебитом 0,7 л/с. Преобладающий химический тип вод – хлоридно-натриевый со следующей формулой солевого состава:



Скважина П-1 вскрыла пластовые минерализованные воды в вендских и кембрийских породах. Дебит вод из карбонатных пород венда составил 4,6 л/с, а из кавернозных доломитов кембрия – 5,5 л/с. Воды горько-соленые, по составу хлоридно-натриевые.

В связи с тем, что мощность криогенных толщ на данной территории больше мощности зоны пресных вод, а ниже криогенного водоупора залегают только соленые воды, не пригодные для использования в хозяйственно-питьевых целях, основными источниками водоснабжения могут быть только поверхностные воды рек и озер. Эти воды подвержены техногенному загрязнению и в условиях Крайнего Севера обладают низкой способностью к самоочищению.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Окружающая среда региона находится в относительно благоприятных условиях в связи со слабой населенностью и незначительной антропогенной нагрузкой. Однако, арктические и субарктические ландшафты, развитые на территории листа, являются весьма уязвимыми к техногенному загрязнению и механическому антропогенному воздействию ввиду исключительно слабой степени самовосстановления.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЛИСТА

Эколого-геологические схемы для комплекта листов S-51, 52 ГГК-1000/3 выполнены с учётом требований «Методического руководства по составлению и подготовке к изданию листов ГГК РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение)» [122] и ЭБЗ-1000. При создании указанных схем изучались карты специального содержания и атласы, в том числе:

- Ландшафтная карта СССР, масштаб 1 : 2 500 000 (1979 г.);
- Карта экзогенных геологических процессов РФ, масштаб 1 : 2 500 000 (2001 г.);
- Ландшафтная эколого-геохимическая карта России, масштаб 1 : 5 000 000 (1998 г.);
- Карта четвертичных образований РФ, масштаб 1 : 2 500 000 (2011 г.);
- Атлас природных и техногенных опасностей в РФ (2005 г.);
- Атлас Арктики (1985 г.).

К работе привлекались данные, полученные на основе имеющихся в комплекте листа геологических материалов, и дополнительные данные, в том числе по результатам анализа дистанционных, геохимических и геофизических основ. Использовались литературные источники, а также фондовые материалы. Дополнительно просматривались отчёты Госкомгидромета по мониторингу природной среды в регионе. Значительное внимание было уделено эколого-геологическим данным по Государственному заповеднику биосферы «Усть-Ленский». Большое практическое значение для создания схем имели полевые исследования авторов в 2009 г.

Легенда схемы состоит из трёх основных блоков информации, характеризующих экологически значимые компоненты геологической среды

территории и воздействие на неё неблагоприятных для жизнедеятельности человека природных и техногенных явлений и процессов.

1. Фоновая основа – природные ландшафты (морфогенетические комплексы) с выделением типов и форм рельефа, обобщённой характеристикой вещественного состава отложений, а также экзодинамических групп, которые позволяют оценить эколого-геологическую обстановку и её устойчивость к техногенному воздействию.

2. Опасные и неблагоприятные природные явления и процессы (экзогенные и эндогенные); локальные источники загрязнения, разделяемые на природные и техногенные, с выделением соответствующих ареалов распространения вредных веществ или их площадных знаков.

3. Прочие обозначения в виде линейных знаков в основном границ эколого-геологических подразделений, потенциально опасных геологических образований и процессов, границ заповедника «Усть-Ленский».

На схеме в качестве цветной основы показаны природные ландшафты (морфогенетические комплексы), отличающиеся морфологическими, литологическими и почвенными особенностями, а также специфическими мерзлотными комплексами и растительными ассоциациями, развитыми на них. Опасные природные явления (ОПЯ) как площадные, так и точечные, а также единичные следы техногенного воздействия на окружающую среду отображены в виде соответствующих значков. В целом данный подход позволяет обеспечивать оценку в первом приближении основных естественных экологически значимых факторов, непосредственно влияющих на природную (геологическую) среду данной территории, а значит, на её состояние и степень устойчивости к возможному техногенному загрязнению.

Основными морфоструктурами региона являются:

– аллювиально-морские равнины дельты р. Лена, которая с запада, севера и востока омывается водами мелководного шельфа моря Лаптевых;

– преимущественно низкогорное северо-западное продолжение Верхоянской складчатой области, включающее кряж Чекановского, хребты Хараулахский и Ангардамский, кряж Прончищева;

– аккумулятивные равнины восточной части Терпейской низменности и Уэленской впадины, являющиеся продолжением восточной окраины Северо-Сибирской низменности.

Дельта Лены занимает площадь 1433 тыс. га (32 000 км²) и представляет собой дугообразную, многорукавную, хорошо обводнённую, плоскую низменную равнину с разнообразной водно-болотной растительностью. Годовой приток реки составляет около 500 км³ воды и 15 млн т наносов. В пределах дельты наблюдается сеть протоков, каналов и рек (до 6500), озёр (до 30 000) и более 1500 островов [64].

Дельта и придельтовые участки располагаются в пределах Западно-Лаптевской рифтовой системы на границе Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Выход океанического рифта на материк в структурно-геологическом аспекте является событием уникальным и наблюдается на земном шаре чрезвычайно редко (Калифорнийский и Красноморский рифты). Однако эта уникальность тесно взаимосвязана с возрастанием тектонической и соответственно сейсмической активности. В период

постоянных наблюдений с 1964 по 1998 г. здесь было зафиксировано пять землетрясений с магнитудой 5,0–5,9 и до 10 землетрясений с магнитудой 4,0–4,9. По прогнозам специалистов, не исключены землетрясения силой до 8 баллов по шкале Рихтера [63]. В дельте Лены и на прилегающих участках наблюдается субширотная цепь ВОЗ (возникновение очагов землетрясений), которая протягивается до Таймыра. На этой территории в линейных элементах и узлах магнитуды землетрясений могут достигать 5,0–5,3 [76].

В дельте – царство полигонально-валиковых тундроболот, разбитых морозобойными трещинами. Поверхность представляет собой безбрежную водную «мозаику» с исключительной пестротой растительного покрова. Арктические тундры очень многообразны: травяные, травяно-кустарничковые, лишайниково-зеленомошные. Болота занимают небольшие и неглубокие понижения рельефа и придают ландшафту особый колорит. Вечная мерзлота достигает глубин 600 м. **Очень типичны термокарстовые котловины** (аласы) и холмы-булгуньяхи. Повсеместно наблюдаются массивы развезаемых песчаных наносов. В центральной части дельты есть несколько высоких останцов, являющихся священными для местных жителей. В целом это единственный в своём роде арктический дельтовый ландшафт, сформированный на границе суши и моря в условиях вечной мерзлоты и сурового арктического климата. Здесь располагается один из крупнейших заповедников биосферы как в стране, так и в мире – «Усть-Ленский».

Первоначальный проект создания территории заповедника включал в себя практически всю дельту Лены и прилегающую полосу материкового горного обрамления общей площадью 1800 тыс. га. Однако в процессе согласования границ заповедника из него были исключены участок «Туора-Сисэ» и 150 тыс. га водно-болотных угодий в северо-восточной части дельты. В декабре 1985 г. заповедник был создан на двух участках, разделённых р. Лена. Первый участок «Дельтовый», занимающий около 50% всей дельты, охватывает центральную и западную части территории. Второй, «Сокол» расположен на отрогах Хараулахского хребта. Одновременно с созданием заповедника в целях охраны нерестилищ популяций ценных рыбных пород была предусмотрена охранная зона шириной 25 км [63].

Согласно Постановлению Правительства Якутии (12.08.1996 г.), был создан природный ресурсный резерват «Лена-Дельта» – структурное подразделение заповедника, которое находится в республиканском подчинении. В него вошли бывшая охранная зона, упомянутый выше участок «Туора-Сисэ», вся восточная часть дельты и все острова Новосибирского архипелага. Таким образом, вся дельта Лены общей площадью 1433 тыс. га, находится в той или иной степени под охраной соответствующих государственных и республиканских структур. Государственный заповедник «Усть-Ленский» является претендентом на включение в список объектов ЮНЕСКО «Мировое наследие». В настоящее время Министерство охраны природы Якутии разрабатывает республиканскую целевую программу «Экология Лены».

Практически вся территория листа характеризуется широким развитием своеобразных природно-территориальных комплексов (ПТК) Арктической зоны России, которые относятся к арктическим природным ландшафтам

(морфогенетическим комплексам) и лишь местами, у южной границы листов – к субарктическим. Большая часть этих ПТК относится к ненарушенным [124].

Арктические и субарктические горы, низкогорья (холмогорья) и возвышенные равнины занимают большую часть материкового обрамления дельты Лены и представлены следующими ПТК:

Горы грядовые (1), местами куэстовые, с узкими уплощенными водоразделами субширотного заложения. Наиболее возвышенные участки горных сооружений имеют максимальные абс. отм. до 526 м. Они предопределены складчатой и складчато-глыбовой структурами мезозойской северной окраины Верхоянской складчатой области. Здесь встречаются острые гребневидные вершины с многочисленными карами, придающими рельефу альпийноподобные черты. Склоны крутые, высокие, с многочисленными выходами коренных пород мезозойского и палеозойского возрастов. Они покрыты склоновыми отложениями преимущественно в виде колювия. Долины в основном глубоко врезаемые с **V-образным поперечным профилем** и **круты**ми осыпными склонами. Глубина эрозионного вреза достигает 200–250 м.

На приводораздельных и склоновых участках интенсивно развиты мерзлотно-солифлюкционные процессы, которые выражаются преимущественно в виде нагорных террас. На водоразделах преобладают нивальные, каменисто-лишайниковые тундры с накипными лишайниками, арктическими и кальцефильными мхами, на склонах – преимущественно пятнистые и полосчатые тундры, в нижних частях – с кустарничково-лишайниковыми, кочкарными тундрами.

Грядовые и холмисто-грядовые низкогорья (2) с уплощенными вершинами и отдельными выходами коренных пород в виде скал, которые приурочены к большинству водоразделов. В условиях низкогорья на Хараулахском хребте и на кряже Чекановского преобладающее развитие имеет куэсто-грядовый рельеф с абс. отм. 200–300 м, сформировавшийся на погружающихся к юго-западу породах мезозоя и верхнего палеозоя. Куэсты чаще всего имеют наклон к юго-западу под углом от 6–10° до 30°. Местами расчленены реками, текущими в крест простирания пород, где образуются каньонообразные участки долин. Однако на участках низкогорья с преобладающим развитием менее стойких к выветриванию алевро-аргиллитовых пород, склоны сглаженных водоразделов и долин выположены и перекрыты чехлом образований десерпций-солифлюкционного ряда [124]. На приводораздельных участках преобладают нивальные тундры с множеством снежников-перелетков. Местами встречаются нагорные террасы и курумники. На привершинных участках развиты каменисто-лишайниковые тундры. Склоны долин покрыты кустарничково-лишайниковыми, а днища – моховыми тундрами.

Холмогорья и поверхности возвышенных равнин (плато) (3) с абс. отм. до 200 м характеризуются широким развитием площадной и склоновой солифлюкции и занимают обширные пространства материкового обрамления дельты Лены. На вершинах водоразделов наблюдаются пятна лишайниковых тундр, а склоны покрыты мохово-лишайниково-кустарничковыми тундрами. На уплощенных, нижних, «наплывных» участках склонов

получили широкое развитие термокарстовые процессы, выраженные в виде полигональных грунтов. В долинах водотоков и на днищах межгорных котловин развиты участки мохово-лишайниково-кустарничковых тундр.

Дельтовые арктические тундровые равнины занимают большую часть территории листа и представлены преимущественно полого-волнистыми и плоскими аллювиально-морскими равнинами дельты Лены.

В пределах северных низменных и дельтовых равнин формируются главным образом торфянисто-глеевые и маломощные глеевые тундровые почвы. Здесь на них развиваются различные варианты арктических тундр. Значительные участки дельтовых равнин занимают полигональные гипновые болота с отчётливыми морозобойными трещинами. Южнее, в долинах и низинах преобладают типично моховые и лишайниковые тундры, чередующиеся с гипново-травянистыми болотами, особенно в озёрных котловинах. У самых южных границ территории листа преобладают уже осоково-пушицевые кочкарные тундры с участками стелющихся зарослей невысокого ольховника.

Равнины характеризуются широким развитием мерзлотных мезо- и микроформ рельефа. Преобладают полигональные грунты, термокарстовые котловины и западины, бугры пучения, а также гидролаколлиты (булгуннях) различных размеров и форм. Среди них встречаются особо крупные положительные формы с относительной высотой до 41 м.

В южной части дельты широкой прерывистой полосой прослеживаются достаточно большие пространства плоских равнин едомного комплекса. Они характеризуются расчленённым рельефом овражного типа за счёт ложбин стока из немногочисленных, но крупных озёрных котловин. На поверхности едом достаточно широко развиты термокарстовые процессы, выражающиеся преимущественно в виде западин и бугров пучения.

Особое положение занимают холмистые и волнистые равнины о-ва Арга. Эта высокая аллювиально-морская терраса испещрена озёрными котловинами с крупными буграми пучения и булгунняхами на межозёрных пространствах. Эти котловины достаточно глубоко врезаны, а их днища интенсивно заболочены. Местами в них наблюдаются массивы развеваемых песков. Поверхность острова покрыта полигональными зеленомошными тундрами.

Наиболее низкие по гипсометрическому положению пространства дельты относятся к пойменно-террасовому комплексу. Они веерообразно расчленены многочисленными протоками и характеризуются широчайшим развитием термокарстовых процессов. Их поверхности покрыты термокарстовыми котловинами, как занятыми озёрами, так и в виде аласов. Межозёрные пространства интенсивно заболочены. Поверхность занята полигональными и валико-полигональными осоково-моховыми и осоково-пушицевыми тундрами. Местами, особенно на островах, наблюдаются массивы развеваемых песков. Пойменно-террасовый комплекс подвержен активной водной абразии, связанной с ветровыми нагонными и приливотливными явлениями, в результате которых происходят ежегодные изменения очертаний береговых линий островов и протоков.

На мелководной части шельфа моря Лаптевых, особенно в западной части дельты, отмечаются отдельные участки развития морских аккумулятивных равнин в виде плоских островов (лайды). Поверхность их занята массивами развеваемых песков с участками полигональных моховых тундр, а иногда и с разреженной луговой растительностью.

На восточном продолжении Уэленской впадины отмечаются отдельные участки возвышенных относительно днища волнистых равнин. В их строении участвуют полигенетические, аккумулятивные, существенно льдистые, мелкозёмные образования (едомный комплекс). На них развиты термокарстовые западины, часто занятые озёрами с ложбинами стоков. Основной вид тундры – мохово-лишайниковые, кочкарные, иногда с буграми пучения.

В долинах крупных водотоков (р. Оленёк) местами наблюдаются участки пойменно-террасового комплекса. На поверхности низких террас наблюдаются полигональные, моховые, осоково-пушицевые, кочкарные тундры, часто заболоченные, с блюдцами термокарстовых озёр и аласов.

Своеобразные климатические условия региона, при которых приходная часть водного баланса постоянно и резко преобладает над расходной, создают благоприятные условия для активного образования болот [124].

Основные ОПЯ всей территории листа, как следует из вышеизложенного, связаны, в первую очередь, с геокриологическими процессами. Однако не следует недооценивать и потенциальные ОПЯ, связанные с повышенной сейсмической активностью региона, особенно в горах.

Современное антропогенное влияние на ПТК региона чрезвычайно незначительно и практически полностью зависит от экологического состояния водных масс и наносов р. Лена. В настоящий момент р. Лена относится к загрязнённому водоёму III категории, который имеет всего 11 очистных сооружений на всём протяжении реки и не обеспечена нормативной степенью очистки. Основные загрязнители – предприятия ЖКХ.

Главная угроза ПТК – добыча нефти в прибрежной зоне и поисково-разведочные работы с последующей добычей природных ресурсов, особенно в горной местности.

СХЕМА ОЦЕНКИ ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

Для реализации экспертной оценки экологической обстановки территории листов S-51, 52 и создания схемы оценки эколого-геологической (СЭГО) масштаба 1 : 5 000 000 была принята за основу программа «Признак», созданная коллективом авторов в лаборатории экологического моделирования СПбГУ [164, 124].

Настоящая экспертная оценка территории листов S-51, 52 базируется на создании иерархической системы природных процессов, явлений и рисков, развитых в данном регионе. В методическом отношении предлагается более упрощённый вариант экспертного рейтингового анализа всей экосистемы, который сопровождается составлением таблиц природных процессов (явлений), последствия которых могут привести к чрезвычайным ситуациям. Все природные опасности оцениваются по степени риска с выставлением оценок по пятибалльной системе. Вторая таблица включает

в себя оценки степени устойчивости природной среды к различным видам антропогенного вмешательства, потенциальных для данной территории, а также прогнозируемым техногенным нагрузкам (техногенезу).

Территория листов S-51, 52 относится к Енисей-Ленской эколого-ресурсной провинции, выделенной по природно-ландшафтным и геолого-геохимическим особенностям. В целях более детальной проработки экспертной оценки, данная территория условно разбивается на два участка, резко отличающихся друг от друга по морфолитогенетическим обстановкам и природным ландшафтам. Первый участок относится к горам и низкогорьям северо-западного продолжения Верхояно-Колымской складчатой области, второй – к обширным аллювиально-морским равнинам дельты Лены. Основные опасные природные явления, характерные для данной территории, приводятся в табл. 21 и 23 для каждого выделенного участка.

В этих таблицах приводится оценка выраженности и активности природных процессов и явлений в природно-территориальных комплексах. Таблицы 22 и 24 дают представление об устойчивости природной среды участков к техногенным нагрузкам. Полученные средние баллы по каждой из первых таблиц показывают степень возможного возникновения чрезвычайных ситуаций и, соответственно, степень рисков при планировании хозяйственной деятельности. Вторые таблицы характеризуют уязвимость ПТК от возможных отрицательных последствий техногенеза. При необходимости можно легко вывести и общую оценку уязвимости всей территории листов S-51, 52. Основные данные получены из «Атласа природных и техногенных опасностей в РФ» (2005 г.), а также по материалам полевых исследований.

Следует отметить, что наиболее уязвимыми в провинциях Арктической зоны России являются горные сооружения, ввиду активности нивальных, склоновых, эрозионных и мерзлотных процессов вкуче с незначительной мощностью чехла рыхлых отложений и, часто, на фоне активных сейсмических процессов. Наименее уязвимы низменные, заболоченные пространства, особенно в дельте Лены, где отмечаются достаточно высокие показатели ассимиляционной ёмкости и мощности четвертичных отложений, а также высокая биологическая продуктивность и видовой состав [94].

Из приведённых таблиц вырисовывается общая картина экологического состояния ПТК на двух выделенных участках территории листа S-51, 52 и их потенциальная уязвимость.

Так, средние оценки показателей интенсивности ОПЯ и степени рисков возникновения чрезвычайных ситуаций для горных областей (относятся к ненарушенным ПТК), колеблются в пределах 0,5–2,2 баллов. Средний балл степени устойчивости, т. е. способности к самовосстановлению, равный 1,25, свидетельствует о чрезвычайной уязвимости ПТК гор и низкогорий. Полученные данные по естественному состоянию природной среды на данной территории указывают на то, что любое антропогенное воздействие может иметь тяжёлые (вплоть до необратимых) последствия. По степени устойчивости к прогнозируемым отрицательным последствиям техногенеза эта территория может характеризоваться как «весьма уязвимая» (средний балл – 0,7).

**Опасные природные явления и компоненты ПТК с оценкой степени рисков в складчатых областях
(горы и низкогорья)**

Абиотические компоненты	Оценка	Биотические компоненты	Оценка	Ассимиляционная емкость провинций	Оценка	Социальная значимость	Оценка
<ul style="list-style-type: none"> • Криогенные процессы • Эрозионные процессы (контрастность рельефа) • Степень развитости почв • Сейсмическая активность • Половодья и дождевые паводки • Снежные лавины • Склоновые (гравитационные) процессы • Мощность четвертичных отложений • Защищенность природных вод • Динамика воздушных масс 	3 3 1 4 2 2 3 1 1 2	<ul style="list-style-type: none"> • Видовое разнообразие • Экобиоморфный состав • Разнообразие фитоценозов • Биопродуктивность 	1 1 0 0	<ul style="list-style-type: none"> • Годовой слой речного стока • Степень заболоченности • Сумма эффективных температур 	1 1 1	<ul style="list-style-type: none"> • Уникальность природных комплексов • Этнографическая значимость • Освоенность территории 	2 1 0
Средний балл возникновения чрезвычайных ситуаций (степень рисков)	2,2		0,5		1,0		1,0
Общий балл степени рисков	1,1						

Таблица 22

Устойчивость к техногенной нагрузке складчатых областей (горы и низкогорья)

Механические нарушения	Оценка	Химическое загрязнение	Оценка	Освоенность	Оценка
<ul style="list-style-type: none"> • Нарушенность рельефа • Нарушенность почвенного покрова • Деградация растительного покрова • Деградация ММП 	1 0 1 2	<ul style="list-style-type: none"> • Атмосферное загрязнение • Загрязнение воды • Загрязнение почв 	0 2 1	<ul style="list-style-type: none"> • Плотность населения • Степень урбанизации 	0 0
Средний балл	1,0		1,0		0,0
Общий балл устойчивости ПТК	0,7				

Опасные природные явления и компоненты ПТК с оценкой степени рисков равнинных областей (дельта Лены)

Абиотические процессы	Оценка	Биотические компоненты	Оценка	Ассимиляционная емкость провинций	Оценка	Социальная значимость	Оценка
<ul style="list-style-type: none"> • Криогенные процессы • Эрозионные процессы (контрастность рельефа) • Степень развитости почв • Сейсмическая активность Половодья и дождевые паводки Приливо-нагонные явления Ледовые заторы • Мощность четвертичных отложений • Защищенность природных вод • Динамика воздушных масс 	4 2 3 4 3 3 2 4 2 3	<ul style="list-style-type: none"> • Видовое разнообразие • Экобиоморфный состав • Разнообразие фитоценозов • Биопродуктивность 	2 2 2 3	<ul style="list-style-type: none"> • Годовой слой речного стока • Степень заболоченности • Сумма эффективных температур 	4 3 1	<ul style="list-style-type: none"> • Уникальность природных комплексов • Этнографическая значимость • Освоенность территории 	3 3 1
Средний балл	3,0		2,3		2,0		2,3
Общий балл степени рисков	2,5						

Устойчивость к техногенной нагрузке равнинных областей (дельта Лены)

Механические нарушения	Оценка	Химическое загрязнение	Оценка	Освоенность	Оценка
<ul style="list-style-type: none"> • Нарушенность рельефа • Нарушенность почвенного покрова • Деградация растительного покрова • Деградация ММП 	2 3 2 3	<ul style="list-style-type: none"> • Атмосферное загрязнение • Загрязнение воды • Загрязнение почв 	1 2 1	<ul style="list-style-type: none"> • Плотность населения • Степень урбанизации 	1 0
Средний балл	2,5		1,3		0,5
Общий балл устойчивости ПТК	1,4				

Эколого-геологическая обстановка горных районов, в соответствии с принятой градацией, оценивается как «напряжённая». Однако обстановку в долинах крупных водотоков и по днищам межгорных котловин можно оценить как «удовлетворительная» и «благоприятная», в основном за счёт большей активности развития биоценоза.

Равнины дельты Лены имеют средний показатель активности природных процессов около 2,5 балла и относятся к слабонарушенным ПТК. По степени устойчивости к последствиям техногенеза (около 1,5 балла) они приближаются к категории «уязвимые». Сравнительно высокие показатели устойчивости дельты Лены связаны, в первую очередь, с упомянутыми выше достаточно активными способностями данного ПТК к самовосстановлению за счёт мощного чехла четвертичных отложений и высокой биопродуктивности. Достаточно высокая сейсмоактивность территории также «приглушается» мощным чехлом рыхлых отложений.

Эколого-геологическая обстановка на равнинах дельты Лены в целом оценивается как «благоприятная». Однако территории этих равнин, относящихся к береговой зоне моря Лаптевых и приустьевым участкам протоков и водотоков, подвергаются активной водной абразии и термоабразии, в основном за счёт приливо-нагонных явлений. Оценка данных участков – «удовлетворительная».

Особое внимание следует уделить приустьевой части долины р. Лена и прилегающих низменных равнин непосредственно дельты. Часто повторяющиеся катастрофические половодья на р. Лена приводят к скоплению огромных масс льда на этой территории, которая подвергается сильному «торосированию» и, как следствие, к образованию мощных ледяных заторов с дополнительным подтоплением прилегающих участков суши. Эта обстановка оценивается как «кризисная», в основном по соображениям рискованности проведения здесь всесезонных долгосрочных работ по поискам и добыче природных ресурсов.

На общую благоприятную оценку обстановок в дельте Лены влияет наличие здесь обширного государственного заповедника «Усть-Ленский», что значительно ограничивает масштабы возможного природопользования [3].

Особое внимание прогнозной экспертной оценки было направлено на определение основных вариантов деградации экосистем при освоении природных ресурсов как основного потенциального фактора техногенеза. Планирование и проектирование потенциальных работ, направленных на поиски и освоение природных ресурсов на суше, должно учитывать повсеместное и мощное развитие криолитозоны и связанные с ней опасные природные явления. Не меньшего внимания заслуживает и весьма высокая сейсмичность региона и её последствия, особенно в горных и предгорных областях. Там же находятся бассейны всех крупных притоков р. Лена и дельтовых протоков. Горные работы по поискам и добыче россыпных месторождений в долинах рек любого ранга приведут к полной и практически невозможной деструкции этих долин, а также к значительному загрязнению всего бассейна.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МОРСКОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА

Для изучения геоэкологических особенностей дна моря использован фактический материал, полученный в ходе комплексных геолого-геофизических работ на НИС «Геофизик» в 2008–2009 г., а также сведения из печатных источников за предшествующие годы [29, 72, 62, 52].

Общее количество станций комплексного опробования с различным набором аналитических определений составило 208.

Эколого-геологическая схема составлена в масштабе 1:2 500 000 на основе изучения и обобщения большого числа абиотических, биотических и техногенных параметров.

ЛАНДШАФТНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АКВАТОРИИ

Ландшафтное районирование является неотъемлемой частью при экологическом изучении акватории, так как ландшафт формируется под влиянием совокупности абиотических, биотических и техногенных факторов.

Основой для построения итоговой ландшафтной схемы по листам S-51, 52 послужили геоморфологическая карта, литологическая карта поверхности морского дна, карта четвертичных отложений. Особенности распространения донных сообществ на акватории составлены по литературным источникам [86, 62, 52].

При классификации ландшафтов первыми признаками выделения комплексов выступают их приуроченность к крупным морфоструктурам и интервалам глубин. Кроме того, каждый тип ландшафта должен характеризоваться единым гидродинамическим режимом и, следовательно, сходными процессами седиментации осадков и однородностью сочетания биоценозов.

Шельфовая часть моря Лаптевых характеризуется мелководностью, представляет собой пологую подводную равнину, рельеф которой осложняется несколькими неглубокими впадинами меридионального направления, являющимися подводным продолжением долин рек Оленёк и Лена.

Круглый год в море наблюдается наличие ледовых полей, однако летом, начиная с конца июля, значительная часть акватории освобождается ото льда в направлении с юга на север и с востока на запад. Позже всего очищается ото льда северо-западная часть моря, которая в отдельные годы не очищается вовсе. Ледообразование начинается в конце сентября. В большинстве случаев в море встречаются одиночные стамухи, иногда небольшие их совокупности численностью от 2 до 5 штук [50].

Основным индикатором ландшафтов является совокупность биоценозов в определенных районах. Для подводных ландшафтов, при мелкомасштабном картировании, картировочным признаком биотической составляющей ландшафта выступает трофическая группировка.

Неподвижные сестонофаги приурочены преимущественно к районам прибрежных мелководий с активной гидродинамикой и крупнозернистыми (гравийно-песчаными) грунтами с большим содержанием каменистого

материала, где наиболее высоки концентрации взвеси у дна, а донные осадки содержат мало органического вещества.

Подвижные сестонофаги поселяются в условиях достаточно высокой подвижности придонных вод, когда процессы переноса мелких фракций и органической взвеси над дном преобладают над процессами их оседания. Значительная часть пищевого материала находится во взвеси – в стадии переноса.

Собирающие детритофаги поселяются обычно в районах с относительно слабой гидродинамикой, где процессы оседания взвеси превалируют над процессами ее переноса и распространены мелкозернистые, алевритовые и алеврито-пелитовые осадки.

Грунтоеды населяют понижения и впадины с максимально ослабленной гидродинамикой и процессами накопления мягких тонкозернистых осадков и органики.

Совокупность вышеперечисленных критериев позволила на изученной акватории выделить следующие типы ландшафтов.

Ландшафты равнин. *Аллювиально-морские равнины (12)* глубиной до 5 м с развитием мерзлотных явлений. В течение длительного времени года прибрежная зона полностью или частично покрыта льдами. Суровые климатические условия способствовали формированию здесь многолетнемерзлых пород. Эти равнины сложены песчаными и алевропесчаными осадками, которые формируются в результате стабильной транспортировки и аккумуляции речного материала, выносимого устьевыми потоками рек Лена и Оленёк. Преобладающим «населением» являются неподвижные и подвижные сестонофаги.

На акватории листов, в центральной и юго-восточной частях, расположены две *абразионно-аккумулятивные равнины (13)*. Юго-восточная равнина (13а) приурочена к глубинам 10–25 м. Основной тип осадков – пелиты и алевропелиты, которые формируются в условиях слабой гидродинамической активности с преобладанием процессов аккумуляции. Группировки бентоса представлены собирающими детритофагами и грунтоедами. Центральная равнина (13б) располагается на глубинах 30–40 м и состоит из мелкообломочных миктитов, формирующихся в условиях стабильно умеренной гидродинамической активности с преобладанием процессов транспортировки и аккумуляции. Донное население представлено неподвижными сестонофагами и собирающими детритофагами.

Морские термоабразионные равнины (14) на глубинах до 20 м сложены верхнелепестовыми едомными отложениями. Дно покрывают песчаные и алевропесчаные осадки, формирующиеся в условиях нестабильной гидродинамической активности с преобладанием процессов перемыва, транспортировки и частично аккумуляции. В трофических группировках преобладают собирающие детритофаги.

Морские и аллювиально-морские равнины в днищах палеодолин (15) на глубинах 40–55 м. Основным типом осадков здесь являются алевропелиты и пелиты, которые формируются в условиях слабой гидродинамической активности с преобладанием процессов аккумуляции, что способствует поселению здесь неподвижных сестонофагов и грунтоедов.

Ландшафты склонов. Прибрежные абразионно-аккумулятивные склоны (16) на глубинах до 10 м сложены морскими волновыми отложениями. В условиях интенсивной гидродинамикой вод с преобладанием процессов транспортировки формируются алевритовые пески и миктиты. В трофических группировках преобладают подвижные сестонофаги.

Эрозионные, термоабразионные, абразионно-аккумулятивные склоны (17) на глубинах 20–60 м подразделяются на покатые и пологие. Покатые (17а) характеризуются интенсивной гидродинамикой вод и процессами размыва и транспортировки. В этих условиях формируются мелкообломочные миктиты, что способствует поселению здесь подвижных сестонофагов. Пологие склоны (17б) отличаются стабильно умеренной гидродинамикой вод и процессами транспортировки а также, частично, аккумуляции с накоплением алевропелитовых и мелкообломочных миктитов. Здесь преобладают подвижные сестонофаги и собирающие детритофаги.

В заключение можно констатировать, что структура бентоса тесно связана с процессом осадконакопления и опосредованно – с рельефом дна и динамикой вод. Животные с определенной пищевой адаптацией занимают на дне моря участки, где формы пищевого материала соответствуют типу их питания [86]. По количественному развитию донной фауны море Лаптевых принадлежит к относительно малопродуктивным арктическим водоемам гумидной зоны. Свойственная ему трофическая структура донного «населения» сформировалась на фоне сравнительно низких показателей биомассы донной фауны. Вследствие присущего арктическим морям тяжелого ледового покрова, снижающего волновую активность вод и абразию береговой зоны, максимально активные воды имеют ограниченное распространение.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ПРИДОННЫХ СРЕД

Море Лаптевых довольно суровое по сравнению с другими арктическими морями. Это обусловлено расположением моря в наиболее высоких широтах, удаленностью от вод Тихого и Атлантического океанов. Климатические условия моря близки к континентальным, хотя присутствуют черты и морского климата. На море Лаптевых прослеживаются такая континентальная особенность климата, как сильное изменение температуры воздуха в течение года. Но под воздействием моря это колебание не так четко выражено, как на суше. Суровая природа и удаленность от центральных районов страны ограничивают возможность хозяйственного использования моря Лаптевых. Главное направление его экономики – транспортные перевозки по Северному морскому пути. Ведущее место в них занимает транзит грузов и определенную роль играют доставка и отправление грузов в конечные пункты, главным образом в порт Тикси [154].

Загрязнение акватории тяжелыми металлами

Тяжелые металлы являются одними из наиболее универсальных индикаторов техногенных процессов. Они присутствуют практически во всех

промышленных и бытовых стоках, сопровождают зоны дампинга. Кроме того, многие тяжелые металлы, обладая высокой геохимической подвижностью, могут являться индикаторами осадочных потоков, с которыми распространяются и продукты антропогенеза. Тяжелые металлы достаточно легко попадают в трофические цепи и могут оказывать токсическое воздействие как на животный мир, так и на здоровье человека, в конечном счете. Поэтому изучение геохимических закономерностей их распределения и особенностей концентрации в современных донных осадках крайне важно для выявления источников и путей поступления антропогенного загрязнения.

Критерии определения экологически опасных уровней загрязнения донных осадков пока разработаны недостаточно. Общепринятые уровни опасных для здоровья человека концентраций химических компонентов для донных осадков практически отсутствуют. ОДК, разработанные для почв, не подходят для оценки уровня концентрации элементов в донных осадках. В настоящее время существует только один официальный норматив, разработанный и утвержденный для Санкт-Петербурга и Ленинградской области главным государственным санитарным врачом Санкт-Петербурга и председателем Комитета по охране окружающей среды и природных ресурсов Санкт-Петербурга и Ленинградской области 17.06.1996 г. (табл. 25).

В акватории листов S-51, 52 изучалось распределение группы тяжелых металлов: **Ni, Zn, Cu, Pb, Cr**. **Содержание и статистические параметры** распределения тяжелых металлов в донных осадках акватории приведены в табл. 26. В качестве фона мы рассматриваем среднее значение по всей выборке проб донных осадков, а порогом аномальных концентраций считаем удвоенные или утроенные средние значения элементов. Далее эти значения сравнивались с Региональным уровнем загрязнения в Санкт-Петербурге.

Медь. Содержание меди в донных осадках листов S-51, 52 изменяется в пределах от 5 до 120 мкг/г. Региональный фон меди в донных осадках несколько ниже (26,1 мкг/г) минимального уровня загрязнения (35 ppm) по Региональному нормативу для Санкт-Петербургского региона (табл. 26). Однако аномальные значения проб выше этого уровня, хотя и не дотягивают до значений интенсивно загрязненных донных образований. Наиболее высокие концентрации меди (120 мкг/г) установлены в донных осадках пелитового и алевроито-пелитового составов.

Никель. Концентрации никеля в донных осадках варьируют от 6 до 61 мкг/г, фоновое составляет 31,7 мкг/г (табл. 26). Аномальные значения с максимальным для акватории содержанием никеля в осадке (61 мкг/г) располагаются на равнинах с алевроито-пелитовыми отложениями.

Цинк. Концентрации цинка в донных осадках листов S-51, 52 изменяются в пределах от 10 до 200 мкг/г. Региональный фон меди в донных осадках ниже (103,11 мкг/г) уровня минимального загрязнения (140 ppm), принятого для Санкт-Петербургского региона. Однако аномальные

**Уровни загрязнения донных отложений акваторий Санкт-Петербурга
и Ленинградской области и предельно допустимые концентрации
загрязнения поверхностной воды**

Вещество (класс опасности)	Донные отложения*			Вода**	
	ОДК ₀	ОДК ₁	ВЗ	морская	пресная
	ppm			ПДК, мкг/л	
Cu (2)	35	90	190	5 (1***)	5
Ni (2)	35	45	210	10	10
Pb (1)	85	530	530	10	10
Zn (1)	140	480	720	10	10
As (1)	29	55	55	10	50
Cr (2)	140	380	380	20	20
Cd (1)	1,2		18,5	1	1
	мг/г			мг/л	
Нефтепродукты	0,18	1	3 (max 5)	0,05	0,05
pH				6,5–8,5	6,5–8,5
O ₂ растворенный				лето 6, зима 4	лето 7, зима 4
БПК ₅					2
Фосфор фосфатный PO ₄ ⁻				1,1	1,1
Нитриты NO ₂ ⁻				0,02	0,02
Нитраты NO ₃ ⁻				40	45
Азот аммонийный NH ₄ ⁺				0,39	0,39
АПАВ				0,1	0,1
Фенолы				0,001	0,001

* Нормы и критерии оценки загрязненности донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга.

** ПДК – предельно допустимые концентрации (для воды). Перечень ПДК и ОБУВ вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. – М., 1995.

*** При солёности более 13‰; ОДК₀ – ориентировочно допустимые концентрации, ниже которых чистые отложения; ОДК₁ – ниже этого уровня слабозагрязненные отложения; ВЗ – ниже этого уровня умеренно загрязненные отложения, выше – высокое загрязнение.

**Содержание тяжелых металлов в донных осадках территории листов S-51, 52
(по данным полуколичественного спектрального анализа, МАГЭ,
2008–2009 гг.)**

Компонент	Среднее содержание ($X_{\text{ср}}$), мкг/г	Предельные значения (min–max)	ОДК ₀	ОДК ₁	ВЗ
Cu	26,1	5–120	35	90	190
Ni	31,7	6–61	35	45	210
Zn	103,11	10–200	140	480	720
Pb	39,9	2–100	85	530	530
Cr	80,0	32–200	140	380	380

значения, а также около 20% проб – выше этого уровня, хотя и не дотягивают до значений интенсивно загрязненных донных образований.

Свинец. По данным спектрального полуколичественного анализа, концентрации свинца в донных осадках моря Лаптевых варьируют от 2 до 100 мкг/г. Региональный фон свинца в донных осадках несколько ниже (39,9 мкг/г) минимального уровня загрязнения (85 ppm) по Региональному нормативу для Санкт-Петербургского региона (табл. 26).

Хром. Относится к металлам 2-го класса опасности. Фоновая его характеристика, по данным полуколичественного спектрального анализа, несколько ниже (80,0 мкг/г) минимального уровня (140 ppm) загрязнения по Региональному нормативу для Санкт-Петербургского региона.

Таким образом, большинство аномальных ореолов повышенных содержания металлов, отмеченных в пределах листов S-51, 52, связаны в основном с тонкозернистыми осадками моря и имеют природное происхождение. Закартированные аномалии представляют лишь геохимический интерес, а акватория листа может считаться свободной от загрязнений тяжелыми металлами.

Загрязнение техногенными компонентами

Радионуклиды. Исследования, выполненные МАГЭ в 2008–2009 гг. на НИС «Геофизик», позволили выяснить уровень и закономерности распределения удельной активности радионуклидов в донных осадках акватории листов S-51, 52. Статистические параметры приведены в табл. 27.

К радионуклидам природного происхождения относятся ^{40}K , ^{232}Th , ^{226}Ra . Распространение их в донных отложениях контролируется в основном природными факторами: литологическим составом осадков, петро-

Активность радионуклидов в донных осадках

Компоненты	Радиоактивность (Бк/кг)		
	min	max	среднее
^{226}Ra	0	77	11
^{40}K	0	902	236
^{232}Th	0	54	9
^{137}Cs	0	14	1,9

графическими и минералогическими особенностями пород областей сноса, гидродинамикой акватории, донным рельефом. Повышенные значения удельной активности природных радионуклидов связаны в основном с тонкозернистыми осадками и в целом не представляют опасности с точки зрения радиоактивного загрязнения донных грунтов. Поэтому на эколого-геологическую схему эти аномалии не вынесены.

Результаты определения удельной активности ^{137}Cs , полученные при исследованиях МАГЭ в 2008–2009 гг. на НИС «Геофизик», показали сравнительно невысокий уровень загрязненности донных отложений акватории листов S-51, 52. Концентрация цезия варьирует от 0 до 14 Бк/кг, а фоновая составляет 1,9 Бк/кг.

В акватории листов не установлено протяженных контрастных аномалий, а среднее содержание ^{137}Cs в осадках составило 1,9 Бк/кг, что, очевидно, соответствует его природному фону. Таким образом, можно констатировать, что антропогенное загрязнение радионуклидами на территории листа отсутствует.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ПРИРОДНЫХ СРЕД

Выполненные картографические обобщения показали, что для большинства загрязненных участков характерно присутствие целого комплекса тяжелых металлов, обладающих токсичными свойствами. По степени политехногенной контаминации, в изученной акватории отмечается слабое и весьма слабое загрязнение.

Тем не менее, в акватории листов S-51, 52 концентрации поллютантов не превышают уровня ПДК, а обычно – в десятки раз меньше. Выполненные авторами расчёты фоновых и аномальных значений – это чисто геохимические показатели, которые указывают на тенденцию накопления поллютантов в пределах определённых ландшафтных зон или морфоструктур.

Данные по экологическому состоянию акватории моря Лаптевых в рамках листа в целом позволяют судить о весьма незначительном уровне загрязнения морской воды и донных осадков ввиду отсутствия регулярных источников загрязнения. Однако прибрежные воды моря наиболее сильно загрязнены фенолами, высокие концентрации которых объясняются огромным количеством затонувшей древесины. Содержание фенолов в районе взморья р. Лена достигает 5 ПДК. Высокое содержание нефтепродуктов

характерно для трассы морского судоходства. Загрязнению прибрежных вод способствуют сбросы неочищенных стоков Тикси [29].

В целом природная среда территории не нарушена, техногенное воздействие отсутствует или выражено весьма слабо, так как промышленная инфраструктура практически не развита.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Эколого-геологические обстановки формируются под влиянием антропогенного (техногенного) воздействия на геологическую среду. Такое воздействие может быть негативным и позитивным, но гораздо чаще имеет отрицательные тенденции, особенно в долгосрочной перспективе, например масштабное осушение болот и заболоченных лесов может приводить к понижению уровня грунтовых вод, обмелению рек и усилению эрозионных процессов. На схеме оценки эколого-геологической опасности к площадям с благоприятной эколого-геологической обстановкой отнесены северные территории, где техногенное воздействие на природную среду минимально, как ввиду отсутствия промышленных предприятий, так и незначительного влияния аэрогенного трансграничного привноса загрязняющих веществ. Большая часть территории листа отнесена к удовлетворительной эколого-геологической обстановке, преимущественно за счёт мерзлотных процессов и морской абразии и термоабразии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В представленном комплекте карт и объяснительной записке к нему обобщены материалы мелко- и среднемасштабных съемок, результаты аэрофотогеологического картирования, геофизических региональных и поисковых работ, а также итоги тематических исследований. Большинство использованных данных, особенно для территории суши, получено в 1950–1970-е годы, в меньшей мере в 1980-е и начале 1990-х годов. В рамках работ, предшествующих подготовке к изданию настоящего комплекта карт, произведено изучение геологического строения шельфа моря Лаптевых – сейсмоакустическое профилирование, донное опробование, гравиметрия, магнитометрия, сейсморазведка МОВ ОГТ. На суше площади листа S-51, 52 (Северо-Сибирская низменность, кряж Чекановского, Приморский кряж, дельта р. Лена) выполнены прогнозно-минерагенические работы на принципиально важных участках – геологические маршруты, изучение опорных разрезов, опробование на различные виды анализов [234].

По сравнению с опубликованными ранее геологическими картами, современные материалы более детально освещают геологическую структуру и состав осадочных и магматических образований региона за счет увязки с районами Таймыра и Енисей-Хатангского прогиба, корреляции региональных сейсмических профилей в пределах всего бассейна моря Лаптевых.

Изученная территория охватывает фрагмент Сибирской платформы, обранный позднекаммерийской Восточно-Таймырско-Оленёвской складчато-надвиговой системой, переходящей в основание молодой (эпипозднекаммерийской) Хатангско-Лаптевоморской платформы.

Несмотря на достаточно высокую степень изученности этих региональных элементов земной коры в пределах суши, новые аналитические, дистанционные, полевые материалы, с применением ГИС-технологий и системной организации геолого-картографической информации, позволяют осветить на новом уровне геологических знаний формационное и глубинное строение рассматриваемой территории, показать минерагеническую специализацию и оценить перспективы основных структурно-формационных зон.

На площади листа S-51, 52 выделены стратифицированные и магматические образования трех тектоно-магматических циклов (поздневендско-среднекаменноугольного, среднекаменноугольно-триасового и юрско-кайнозойского), развитые в пределах изученных тектонических элементов Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области. Кроме того, на разрезе к карте выделены образования раннепротерозойского и

рифейско-вендского тектонических циклов, формировавшихся в различной обстановке в пределах Оленёкского геоблока фундамента.

На шельфе чехол Хатангско-Лаптевоморской молодой эпипозднекимерийской платформы представлен раннемеловым–кайнозойским структурным этажом. В грабенах Южно-Лаптевской зоны в низах разреза преобладает погребенный ранне(?)–позднемеловой структурно-формационный комплекс (СФК), перекрытый повсеместно кайнозойским континентально-морскими терригенным комплексом. Нижнему СФК соответствует меловой (между отражающими горизонтами А–L2) сейсмокомплекс, верхнему – палеоцен(?) – среднемиоценовый (L2–L4) и среднемиоцен-плейстоценовый (L4–дно моря) сейсмокомплексы.

При составлении карты четвертичных образований, помимо данных, полученных в 1960–1990-е годы, и собственных исследований также были использованы результаты совместных российско-германских научных исследований по проекту «Природная система моря Лаптевых», проведенных в последнее десятилетие на территории листа. Показаны нерасчлененные плиоцен-нижнеплейстоценовые аллювиально-морские образования, залегающие под средне-позднеплейстоценовыми морскими осадками (возраст которых подтвержден абсолютными датировками). Подтвержден возраст и морской генезис средне-позднеплейстоценовой толщи, развитой на приморской низменности; на континентальной территории осадки этого возраста формировались в условиях мелководного пресноводного бассейна подтопления и отражены на карте как озёрные и озёрно-аллювиальные. Выделена верхнемуруктинская озёрно-аллювиальная толща, уточнён возраст начала формирования льдистой едомной толщи – позднемуруктинский. Подтвержден морской и озёрный генезис каргинских отложений, сделан вывод о существовании в каргинское время бассейна, вначале соленого, затем опреснённого, отгороженного от основного моря цепью впоследствии исчезнувших островов.

На акватории листа, по сейсмоакустическим данным, в самом основании разреза новейших отложений предполагаются образования плиоцена–раннего неоплейстоцена. Нерасчлененные отложения среднего звена и казанцевского горизонта верхнего звена неоплейстоцена на приморской низине и на всей акватории листа представлены морскими осадками. На акватории морские отложения среднего–верхнего неоплейстоцена перекрыты озерно-аллювиальными отложениями каргинского горизонта, озерными и морскими отложениями муруктинского горизонта, а также нерасчлененными верхнемуруктинско-сарганскими едомными отложениями. Отложения голоцена представлены аллювиальными, аллювиально-морскими образованиями и морскими осадками нижней и верхней частей.

Сложную картину распространения типов современных донных отложений определяют как геологическое строение областей сноса, так и рельеф дна, гидрологический режим, а также огромный речной сток рек Лена и Оленёк. На изученной акватории доминируют бигранулярные осадки и миктиты, умеренно и плохо сортированные, на их долю приходится 41 и 38% площади дна соответственно. Участки с повышенными содержаниями минералов полезных ископаемых (титансодержащие минералы, циркон,

гранат) выявлены на вершинах Лено-Оленёкской, Семёновской отмели и Центральной Лаптевоморской террасы. Концентрации минералов составляют (кг/м³) для титансодержащих минералов (сфен, рутил, магнетит, ильменит) 4,2–7,9, циркона 1,3–2,2 и граната, 1,8–2,7.

Современные рельефообразующие процессы на дне и берегах моря Лаптевых обусловлены главным образом наличием многолетней мерзлоты и ее деградацией, действием морского волнения, приливов и сгонно-нагонных процессов, а также влиянием речного стока.

Среди опасных природных процессов на суше отмечены зоны распространения осыпей, мерзлотных явлений (термокарста, бугров пучения, полигональных грунтов и др.), сплошного заболачивания, а также термоабразии берегов. Эколого-геологическая обстановка горных районов оценивается как «напряжённая». Однако обстановку в долинах крупных водотоков и по днищам межгорных котловин можно оценить как «удовлетворительную» и «благоприятную», в основном за счёт большей активности развития биоценоза. Эколого-геологическая обстановка на равнинах дельты Лены в целом оценивается как «благоприятная». В приустьевой части долины р. Лена часто повторяются катастрофические половодья, приводя к скоплению огромных масс льда и образованию мощных ледяных заторов с дополнительным подтоплением прилегающих участков суши. Эта обстановка оценивается как «кризисная», в основном по соображениям рискованности проведения здесь всесезонных долгосрочных работ по поискам и добыче природных ресурсов.

Море Лаптевых отличается весьма незначительным уровнем загрязнения морской воды и донных осадков ввиду отсутствия регулярных источников поллютантов. По данным радионуклидного и спектрального полуколичественного анализов, аномальных превышений фоновых значений элементов-загрязнителей на шельфе не выявлено.

В пределах рассматриваемой площади проявляются две стадии магматизма позднепермско-раннетриасового тектоно-магматического этапа. Во-первых, это становление в раннем триасе даек и силлов долеритов и габбродолеритов ленского комплекса. Кроме того, намечается еще один этап магматизма в начале познетриасовой алмазоносной эпохи, с которым связывается образование в прибрежно-морских условиях за счет фреатомагматической деятельности ангардамтасского алмазоносного вулканического комплекса, который сложен лапиллиевыми туфами и ксенотуфами жерловой фации ультраосновных, возможно, кимберлитовых пород.

Тектонический план территории листа S-51, 52 определяется сочленением в его пределах крупных структур: северной части Сибирской древней (эпикарельской) и южной части Хатангско-Лаптевоморской молодой (эпипозднекиммерийской) платформ. Фундаментом первой является Оленёкский раннепротерозойский геоблок, фундаментом Хатангско-Лаптевоморской – Прончищевско-Оленёкская и Бастахско-Туматская складчатые зоны Верхояно-Колымской складчатой области. Сочленение древней и молодой платформ приходится на Прончищевско-Оленёкскую эшелонированную систему левых сдвигов. Стержневой зоной эпикиммерийской платформы служит рифтовая система, со сложным внутренним

строением, которая в той или иной мере связана с развитием Евразийского суббассейна. Об этом свидетельствует как общее утонение земной коры до 25–22 км в осевых частях бассейна моря Лаптевых, выраженных глубокими грабенами, так и раздробленность осадочного чехла многочисленными сбросами, сбросо-сдвигами и взбросами. На площади листов эта область характеризуется контрастным, резкорасчлененным рельефом позднекимерийского основания со значительным, до 10–12 км, его погружением в осевой части бассейна. Характерный блоковый рельеф поверхности сейсмического горизонта «L4» отражает импульс последней крупной тектонической активизации (растяжения со сдвигом), вероятно, связанный с ускорением спрединга в Евразийском суббассейне в среднем–позднем миоцене. Разломно-блоковые дислокации значительной амплитуды, затронувшие, начиная со второй половины среднего миоцена, практически весь шельф моря Лаптевых, в пределах Западно-Лаптевской рифтовой системы наиболее контрастно проявились на площади современной дельты Лены и прилегающей к ней северо-западной части шельфа.

На территории листов выделяются следующие формации полезных ископаемых: нефтяная, газовая, каменных углей энергетических, бурых углей твердых, бурожелезняковая оолитовая, фосфоритовая терригенная желваковая, полиметаллическая стратиформная, золото-кварцевая, золотоносных россыпей, алмазоносных туфов, алмазоносных россыпей, строительных камней, огнеупорных глин, песчано-гравийная. Полезные ископаемые известны только на континентальной части территории листа. В Лено-Анабарском прогибе расположены месторождения каменного угля, которые определяют основную промышленную ценность района. Практический интерес на территории листа могут представлять месторождения и проявления меловых каменных углей, россыпные проявления алмазов карнийского, норийского и рэтского ярусов Устьоленёк-Улаханюряхского руднороссыпного района и коренных источников алмазов туфов кимберлитового(?) генезиса, меньшее значение имеют четвертичные россыпные проявления алмазов и золота. Территория обладает высокими перспективами выявления месторождений газа и нефти.

Установленные новые закономерности размещения полезных ископаемых, с учетом данных предшественников, позволили провести минерагеническое районирование, уточнить границы минерагенических провинций, выделить потенциальные рудные и россыпные районы и узлы, определить формационную принадлежность выявленных объектов, подобрать для районов эталоны-аналоги, определить минерагенический потенциал и ресурсы категории Р₃.

В Верхоянско-Колымской минерагенической провинции (МП), Прончищевско-Оленёкской полиметаллическо-алмазоносной минерагенической области (МО) в пределах листов S-51, 52 выделяется алмазоносный руднороссыпной Устьоленёк-Улаханюряхский район – площадью 2000 км², имеющий продолжение на территорию листа S-50 с установленной алмазоносностью в базальных отложениях карнийского, норийского, рэтского ярусов, рассматриваемых как ископаемые позднетриасовые россыпи с линзами и согласными телами туфов основного, возможно, ультраосновного

состава, измененных при взаимодействии продуктов извержения с морской водой. На площади листа S-51 эти образования из состава осипайской свиты выделены в ангардамтасский вулканический эксплозивнообломочный комплекс. Карнийские гидроэксплозивные лапиллиевые туфы и ксенотуфы ангардамтасского комплекса, иногда с промышленными содержаниями алмазов, являются одним из коренных источников и требуют дальнейшего изучения для определения масштабов проявления кимберлитового вулканизма и выявления подводящих каналов. Поисковые работы следует расширить, не ограничиваясь карнийским горизонтом, за счет изучения полей развития более древних отложений (докарнийский триас, каменноугольно-пермские отложения), в которых могут быть выявлены подводящие интрузивные каналы или промежуточные стратиформного типа флюидно-эксплозивные образования, приуроченные, как правило, к базальным трансгрессивным образованиям литостратиграфических ритмов различного возраста. В этом свете особого внимания заслуживают верхневендско-кембрийские отложения и горизонты инд-оленёкского яруса.

Прогнозные ресурсы категории P_3 алмазов восточной части (в пределах листа S-51) Устьоленёк-Улаханюрхского района составили 20 млн кар. Общий потенциал Прончищевско-Оленёкской МО в пределах листов S-51, 52 на коренные алмазы равен 20 млн кар.

В пределах Восточно-Сибирской МП, Хатангско-Ленской алмазо-каменноугольной МО выделяется Оленёкский каменноугольный район, продолжающийся на площадь листов S-50 и R-51.

По Оленёкскому каменноугольному району, запасы Таймылырского месторождения по категориям $A+B+C_1$ – 162,956 млн т, категории C_2 – 160,1 млн т, запасы богхедов составляют по категориям $A+B+C_1$ – 1,049 млн т. По месторождению Чай-Тумус балансовые запасы каменных углей марки Г составляют по категории $A+B+C_1$ – 35,403 млн т, забалансовые – 19,286 млн т. Все гумусовые угли Оленёкского района являются высококачественным энергетическим топливом. В целом в Хатангско-Ленской МО известны 18 месторождений энергетических каменных углей с запасами категорий $A+B+C_1$ и ресурсами категорий P_1+P_2 – 2,3 млрд т.

По нефтегазогеологическому районированию выделяются Хатангско-Ленская ГНП, Лаптевская самостоятельная потенциально нефтегазоносная область (дельта р. Лена и акватория моря Лаптевых) и на северо-востоке акватории – фрагмент Новосибирской ПНГО, входящей в состав Новосибирско-Чукотской ПНГП.

В восточной части Лено-Анабарского прогиба выделена новая потенциально газонефтеносная область – Оленёкско-Нижнеленская. Можно считать, что более мощный разрез палеозойских и мезозойских пород области обусловил и большее значение удельной плотности начальных суммарных геологических ресурсов углеводородов (21 тыс. т н. э./км²) по сравнению с аналогичным параметром (15 тыс. т н. э./км²) по Лено-Анабарской ПНГО. Перспективы нефтегазоносности на суше связаны в основном с пермскими и триасовыми потенциально нефтегазоносными комплексами, среди которых и предстоит обнаружить перспективные резервуары и ловушки. Выделены потенциальные зоны нефтегазоаккумуляции,

связанные с брахиантиклинальными поднятиями – Восточно-Келимярская, Омугуянская, Хастакская, Кираская.

Максимальной удельной плотностью НСР характеризуется Оленёкско-Нижнеленская ПГНО (20–30 тыс. т. н. э./км²). В Лено-Анабарской ПГНО плотность ресурсов составляет 10–20 тыс. т. н. э./км². Предполагаемый флюидный состав углеводородных скоплений: две трети из открытых в будущем углеводородных скоплений и на исследованной территории будут газовыми, газоконденсатными и газонефтяными и одна треть – газоконденсатно-нефтяными и нефтяными (с тяжелой вязкой нефтью, вплоть до мальт). В акватории максимальные плотности НСР УВ (30–50 тыс. т. н. э./км²) приурочены к внутренним горстам и ступеням Усть-Ленской рифтовой зоны.

В целом по листу S-51, 52 **начальные суммарные ресурсы УВ** (геологические) составили 3340,7 млн т н. э. На восточную часть Хатангско-Ленской ГНП приходится около 258 млн т н. э. начальных суммарных ресурсов углеводородов. НСР шельфовой части территории листа составили 3082,28 млн т. н. э., из них извлекаемые – 2861,19 млн т н. э.

Несмотря на достигнутую степень изученности региона, ряд вопросов остается нерешенным и нуждается в дальнейшем уточнении. Требуется дополнительное изучение пермских отложений, вычленение из их состава (тустакской свиты) поздне- и, возможно, среднекаменноугольных отложений. Дополнительная информация необходима по переходу этих образований от платформенного крыла Сибирской платформы к складчатому, особенно в связи с потенциальной их нефтегазоносностью.

Необходимо продолжить изучение подстилающих пермские отложения кембрийских, вендских и рифейских отложений, в связи с отсутствием в Усть-Оленёкской скважине кембрийских отложений. Очень мало сведений о литологии, возрасте и распространении ордовикских и силурийских отложений, вскрытых только одной скважиной. Возникают вопросы о возрасте доверхоянского фундамента Западно-Лаптевоморского шельфа в целом.

Заслуживают скорейшего изучения и проблемы потенциальной нефтегазоносности отложений ордовикско-силурийского, венд-кембрийского и даже рифейского возрастов, **среди которых можно будет встретить скопления нефти и газа неструктурного типа.** В научном аспекте первостепенных исследований – вопросы вертикальной миграции углеводородов, о чем свидетельствует огромное количество газогеохимических аномалий разной контрастности (в том числе вновь открытое в 2009 г. нефтепроявление в нижневаланжинских породах Оленёкской протоки).

Полученные в последние годы, в том числе и при доизучении площади листа, сейсмические данные позволяют более обоснованно утверждать, что выше горизонта «А» в Лаптевоморском бассейне нет отложений древнее, чем аптско-поздне меловые. Что же касается «доли участия» в строении «постверхоянского» чехла меловых и кайнозойских образований, то этот вопрос решается не столь однозначно. Тот или иной вариант интерпретации основывается на косвенных признаках: корреляции перерывов с глобальной перестройкой геодинамического режима, сопоставления с маломощными

разрезами на суше или попытками «притянуть» привязку отражающих горизонтов из весьма удаленных районов. Поэтому актуальнейшей задачей является параметрическое бурение на шельфе моря Лаптевых, без которого в «подвешенном» состоянии будет оставаться стратификация осадочного чехла, его литологический состав и нефтегазогеологические параметры.

Высокие перспективы территории на алмазы и золото, а также на углеводороды, диктуют необходимость продолжения ГРР.

Рекомендации по постановке дальнейших работ

На шельфе рекомендуется провести региональные сейсморазведочные работы МОВ ОГТ в Омолойской зоне прогибов и Центрально-Лаптевской региональной ступени. Провести тематические работы по обобщению материалов сейсморазведочных работ по шельфу моря Лаптевых. Поисковые работы можно рекомендовать в пределах выявленных перспективных зон нефтегазонакопления: Северо-Трофимовской, Мининской, Восточно-Трофимовской и Центрально-Лаптевской.

Наиболее перспективным, первоочередным объектом для постановки поисково-разведочных работ в пределах территории листа S-51, 52 является Петровская структура с прогнозными локализованными (геологическими) ресурсами около 30 млн т у. т. (28 млн т у. т.– извлекаемые).

Для определения стратиграфического объема осадочного чехла и оценки литолого-фациальных характеристик и нефтегазогеологических параметров разреза на шельфе необходимо пробурить параметрическую скважину. Без проведения буровых работ оценка нефтегазоносности моря Лаптевых будет оставаться весьма неопределенной.

На суше рекомендуется провести поисковые работы на коренные алмазы вулканогенного генезиса масштаба 1:50 000. В Оленёкском каменноугольном районе рекомендуются для лицензирования месторождения Таймыльское и Чай-Тумусское с запасами категорий А+В+С₁ и С₂ и ранее оцененные месторождения Джие-Молохское, Чарчыкское, Киенг-Юряхское, Уку-Суруктахское. В Тиксинском бурогольном районе рекомендуется для лицензирования ранее оцененная площадь (38,2 млн т) для использования угля в качестве топлива, получения гуминовых веществ, битума А.

На нефть и газ рекомендуется проведение поисковых работ на Восточно-Келимярской и Омугуянской площадях: сейсмические работы и последующее бурение на подготовленных структурах. Кроме того, необходимо продолжить параметрическое бурение в регионе, в первую очередь на Безымянной и Кирнес-Юрягинской структурах до глубин 4,5–5 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Аветисов Г. П.* Сейсмоактивные зоны Арктики. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. 166 с.
2. *Андиева Т. А.* Тектоническая позиция и основные структуры моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2008, № 3. С. 1–28.
3. Атлас природных и техногенных опасностей в РФ. – М.: ИПЦ «Дизайн. Информация. Картография», 2005.
4. *Белов Н. А., Латина Н. Н.* Донные отложения Арктического бассейна. – Л.: Изд-во «Морской транспорт», 1961. 152 с.
5. *Битерман И. М., Горшкова Е. Р.* Новые данные по стратиграфии синийских отложений Оленёкского и Кулойско-Далдынского поднятий. – Тез. докл. совещ. по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск, 1962. С. 58–62.
6. *Богуш О. И., Герасимов Е. К., Юферьев О. В.* Нижний карбон низовьев Лены. – М.: Наука, 1965. 61 с.
7. *Большаинов Д. Ю., Макаров А. С.* Колебания уровня моря Лаптевых в голоцене как фактор формирования дельты р. Лена // Отечественная геоморфология: прошлое, настоящее, будущее. Мат-лы XXX Пленума Геоморфологической комиссии РАН. – СПб., 2009. С. 306–308.
8. *Большаинов Д. Ю., Макаров А. С., Гусев Е. А.* и др. Проблемы происхождения ледового комплекса пород и существования в прошлом «Земель Санникова» в море Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктиды, 2008, № 1(78). С. 151–160.
9. *Василевская Н. Д., Павлов В. В.* Стратиграфия и флора меловых отложений Лено-Оленёкского района Ленского угленосного бассейна. – Л.: НИИГА, 1963. 96 с.
10. *Верниковский В. А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
11. *Виноградов В. А.* Море Лаптевых // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. – Л.: Недра, 1984. С. 50–60.
12. *Виноградов В. А.* Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Северного Хараулаха // Сб. статей по палеонтол. и биострат. – Л.: НИИГА, 1962. С. 10–21.
13. *Виноградов В. А., Горина И. Ф.* Неогеновые отложения дельты р. Лены в связи с оценкой перспектив алмазоносности юго-западной части акватории моря Лаптевых // Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы. – Л., 1971. С. 137–143.
14. *Виноградов В. А., Горячев Ю. В., Гусев Е. А., Супруненко О. И.* Осадочный чехол Восточно-Арктического шельфа России и условия его формирования в системе материк–океан // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане (под ред. В. Л. Иванова). – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. С. 63–78.

15. *Галабала Р. О., Данилов В. Г., Полуботко И. В.* Пограничные триасово-юрские отложения восточной части Лено-Анабарского прогиба // Изв. АН СССР, сер. геол., 1989, № 6. С. 128–132.
16. *Галабала Р. О.* К стратиграфии юрских отложений Лено-Анабарского прогиба // Региональная геология и полезные ископаемые Якутии. – Якутск, 1991. С. 155–158.
17. *Галабала Р. О.* Мезозойские и кайнозойские континентальные перерывы восточной части Сибирской платформы и связанные с ними коры выветривания // Тр. СНИИГГиМС, 1971, вып. 126. С. 98–102.
18. *Галабала Р. О.* Об орогенезе в Западном Верхоянье // Мезозойский тектогенез. – Магадан, 1971. С. 61–62.
19. *Галабала Р. О., Репин Ю. С., Полуботко И. В.* Нижняя и средняя юра востока Лено-Анабарского прогиба // Био- и литостратиграфия мезозоя нефтегазоносных районов СССР. – Л.: ВНИГРИ, 1990. С. 54–69.
20. *Галабала Р. О., Сергиенко В. М.* Экзогенный термальный эпигенез осадочных пород и их магнетизм // Магнитные свойства горных пород и минералов. – Магадан, 1991. С. 82–88.
21. Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток / Под ред. Э. Д. Ершова. – М.: Недра, 1989. С. 176–184.
22. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т.9. Моря Советской Арктики / Под. ред. И. С. Грамберга, Ю. Е. Погребницкого. – Л.: Недра, 1984. 280 с.
23. Геология и полезные ископаемые России. Т. 3. Кн. 1. Восточная Сибирь. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.
24. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Кн. 1. Арктические моря. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.
25. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9, кн. 2. / Под ред. Н. И. Погребкова. – М.: Недра, 1973. 320 с.
26. Геология СССР. Т. XVIII. **Западная часть Якутской АССР. Ч. 1. Геологическое описание.** Кн. 1 / Под ред. Ф. Г. Маркова – М.: Недра, 1970. 490 с.
27. Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования / Под ред. Н. И. Алексеевского. – М.: ГЕОС, 2007. 585 с.
28. *Герке А. А.* Фораминиферы пермских, триасовых и лейасовых отложений нефтеносных районов севера Центральной Сибири // Тр. НИИГА. Т. 120 / Ред. Ю. Н. Попов. – Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 258–268.
29. *Герлах С. А.* Загрязнение морей: диагноз и терапия. – Л.: Гидрометеоздат, 1985. 30 с.
30. Геоморфологическая карта Советской Арктики масштаба 1:2 500 000. – М.: Госгеолтехиздат, 1961.
31. Геоморфологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 / Гл. ред. А. А. Асеев. – М.: ГУТК СССР, 1987.
32. *Глушинский П. И.* Материалы к стратиграфии меловых отложений низовьев р. Оленёк. – Л., 1961. 178 с.
33. *Гогина Н. И.* Вулканогенные обломочные породы в меловых отложениях низовьев р. Лены // Геология и геофизика, 1985, № 1. С. 113–116.
34. *Гогина Н. И., Леонов Б. Н.* Кембрийские рифы Нижней Лены // Геология и геофизика, 1983. С. 94–98.
35. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-53–55 – Новосибирские острова. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.
36. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-50–52 – Быковский. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 189 с.
37. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист T-53–56 – Остров Жохова. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 118 с.

38. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист S-49 – Хаганский залив. Объяснительная записка, 2013.
39. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-50 – Усть-Оленёк. Объяснительная записка (рекомендована к печати НРС Роснедра 18.05.2011).
40. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, S-52-XXXI, XXXII. Серия Нижнеленская / Авт. Н. И. Гогина. Ред. Ф. Г. Марков. – М., 1979. 91 с.
41. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, S-51-XXXV, XXXVI. Серия Оленёкская / Авт. Д. В. Лазуркин. Ред. Д. А. Вольнов. – М., 1971. 74 с.
42. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, S-50-XXXV, XXXVI. Серия Оленёкская / Авт. Г. К. Видмин-Лобзин. Ред. И. В. Школа. Объяснительная записка. – Л., 1985. 67 с.
43. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Нижнеленская. Лист S-52-XXXI–XXXII / Отв. исп. Н. И. Гогина. – Л.: Недра, 1979. 91 с.
44. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, S-51-XXXV, XXXVI. Серия Нижнеленская / Авт.: О. А. Иванов, Д. А. Вольнов, П. И. Глушинский. – М., 1963. 56 с.
45. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, S-51-XXXIII, XXXIV. Серия Оленёкская / Авт.: Д. С. Яшин, Д. А. Вольнов. Ред. Д. С. Сороков. – М., 1971. 71 с.
46. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, S-51-XXXI, XXXII. Серия Оленёкская / Авт. Б. С. Смирнов. Ред. А. И. Гусев. – М., 1980. 92 с.
47. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, S-50-XXVII, XXVIII. Серия Оленёкская / Авт.: Г. К. Видмин-Лобзин, Г. В. Ладьяка. Ред. С. Ф. Духанин. – М., 1975. 52 с.
48. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, S-50-XXXIII, XXXIV. Серия Оленёкская / Авт. С. Ф. Духанин. Ред. Д. В. Лазуркин. – М., 1984. 50 с.
49. Государственный баланс полезных ископаемых РФ на 1.01.2007 г., вып. 91. Уголь, т. VIII, Дальневосточный ФО. – М., 2007. С. 32, 33.
50. Горбуно Ю. А., Лосев С. М., Дымент Л. Н. Стамухи арктических морей сибирского шельфа // Электронный журнал «Новости ЕСИМО». Вып. 22, апрель–июнь 2005 г.
51. Гольберт А. В., Климова И. Г., Булыникова С. П. и др. Морские волжские и неокомские отложения бассейна р. Буолкалах (Арктическая Якутия) // Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Тр. ИГиГ, вып. 532, 1983. С. 48–58.
52. Гонтарь В. И. Список видов беспозвоночных моря Лаптевых и прилежащих акваторий, составленный в основном по материалам последних экспедиций 90-х годов XX столетия. (*Bryozoa*) // Фауна и экосистема моря Лаптевых и сопредельных глубоководных участков Арктического бассейна. – СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2004. С. 151–156.
53. Граханов С. А., Смелов А. П., Егоров К. Н., Голубев Ю. К. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса – источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология, 2010, № 5. С. 3–12.
54. Граханов С. А., Маланин Ю. А., Павлов В. И. и др. Рэтские россыпи алмазов Сибири // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 1. С. 160–170.
55. Граханов А. С., Зарукин А. О., Богуш И. Н., Ядренкин А. В. Открытие верхнетриасовых россыпей алмазов в акватории Оленёкского залива // Отечественная геология, 2009, № 1. С. 11–22.
56. Граханов С. А., Шаталов В. И., Штыров В. А., Кычкин В. Р., Сулейманов А. М. Россыпи алмазов России. – Новосибирск, 2007. 457 с.
57. Грачев А. Ф., Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Проблема связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля // Геофизические методы разведки в Арктике, 1971, вып. 6. С. 48–50.
58. Граусман В. В. Корреляция отложений рифея Западной Якутии по материалам глубокого бурения // Отечественная геология, 1997, № 8. С. 3–5.

59. Граусман В. В., Рудаевская В. А., Васильева Н. И. Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Оленёкского поднятия // Отечественная геология, 1996, № 8. С. 30–35.
60. Граусман В. В. Геологический разрез Усть-Оленёкской скв. 2370 (инт. 3605–2700) // Тихоокеанская геология, 1995, т. 14, № 4. С. 137–140.
61. Гогина Н. И. Находка алмаза в низовьях Лены // ДАН СССР, 1978, т. 239, № 5. С. 1168–1169.
62. Гуков А. Ю. Экосистема Сибирской польны. – М.: Научный мир, 1999. С. 225–300.
63. Гуков А. Ю., Горохов Д. Н. Усть-Ленский заповедник – крупнейшая охраняемая территория в Сибирской Арктике // Природное и культурное наследие Арктики. – М., 1998. С. 191–198.
64. Гуков А. Ю., Софронов Ю. Н., Горшкова Я. С. Проблемы охраны наземных ландшафтов Усть-Ленского заповедника, 2003, т. 2. 462 с.
65. Гусев А. И. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений Ленского бассейна // Проблемы Арктики, 1940, № 7–8. С. 64–70.
66. Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. – Л.: Наука, 1979. 206 с.
67. Дагис А. С., Казаков А. М. Стратиграфия триасовых отложений восточной части Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. – М.: Наука, 1982. С. 18–29.
68. Дагис А. С., Казаков А. М. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 1984. 176 с.
69. Дальневосточные моря России. Кн. 2: Исследования морских экосистем и биоресурсов / Отв. ред. В. П. Челомин. ТОИ ДВО РАН. – М.: Наука, 2007. 699 с.
70. Дараган-Суцова Л. А., Петров О. В., Дараган-Суцов Ю. И., Рукавишников Д. Д. Новый взгляд на геологическое строение осадочного чехла моря Лаптевых // Региональная геология и металлогения, 2010, № 41. С. 5–17.
71. Девятков В. П., Казаков А. М. Нижнеюрская кыринская свита Лено-Анабарского прогиба // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. С. 99–105.
72. Денисов В. В. Эколого-географические основы устойчивого природопользования в шельфовых морях (экологическая география моря). – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 42 с.
73. Дибнер А. Ф. Корреляция разрезов пермских отложений гор Бырранга по спорово-пыльцевым данным. – Л.: НИИГА, 1962. С. 78–82.
74. Дибнер А. Ф. Сопоставления опорных разрезов пермских отложений Лено-Хатангского прогиба по палеонтологическим данным // Сб. статей по палеонтологии и биостратиграфии. Тр. НИИГА. – Л., 1962, вып. 32. С. 5–28.
75. Дмитренко И. А., Хьюлеманн Й. А., Кириллов С. А., Березовская С. Л., Кассенс Х. Роль баротропных изменений уровня моря в формировании режима течений на шельфе восточной части моря Лаптевых // ДАН, 2001, т. 377, № 1. С. 101–107.
76. Додин Д. А., Аветисов Г. П., Зинченко А. Г., Мусатов Е. Е. Сейсмическое районирование Арктического региона // Российская Арктика. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 164–167.
77. Драчёв С. С. Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // Геотектоника, 2000, № 6. С. 43–58.
78. Драчёв С. С. О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника, 2002, № 6. С. 60–76.
79. Дорофеев В. К., Благовещенский М. Г., Смирнов А. Н., Ушаков В. И. Новосибирские острова. Геологическое строение и минерагения – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 130 с.
80. Егоров А. Ю., Вавилов Н. Н. Стратиграфия триаса Таймыра // Региональная геодинамика и стратиграфия азиатской части СССР. – Л., 1992. С. 15–29.
81. Епифанов В. А., Родин Р. С. Геологические предпосылки альтернативного механизма алмазообразования на Сибирской платформе // Рудоносность магматических формаций Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 119–128.

82. *Жигарев Л. А.* Океаническая криолитоноза. – М.: Изд-во МГУ, 1997, 320 с.
83. *Жуков В. В., Горина И. Ф., Пинчук Л. Я.* Кайнозойские алмазоносные россыпи Анабаро-Оленёкского междуречья. – Л.: Недра, 1968. 43 с.
84. *Журавлев В. С., Сороков Д. С.* Литолого-стратиграфические подразделения докембрийских отложений Оленёкского сводового поднятия // Тр. НИИГА, 1954. Т. 43, вып. 3. С. 18–25.
85. *Захаров В. А., Богомолов Ю. И., Ильина В. И.* и др. Бореальный стандарт и био-стратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 5. С. 927–956.
86. *Зенкевич А. А.* Моря СССР, их флора и фауна. – М.: Учеб.-пед. изд-во Мин. просвещ. РСФСР, 1956. 116 с.
87. *Зинчук Н. Н., Котельников Д. В., Борис Е. И.* Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. – М.: Недра, 1983. 196 с.
88. *Зинчук Н. Н.* Постмагматические минералы кимберлитов. – М.: Недра, 2000. 538 с.
89. *Зоненишайн Л. П., Кузьмин М. Н., Натанов Л. М.* Фанерозойские палинспастические реконструкции территории СССР // Геотектоника, 1987, № 6. С. 3–19.
90. *Иванов В. Л.* Оленёкское месторождение битумов. (Тр. НИИГА, т. 182). – Л.: Недра, 1979. 104 с.
91. *Иванова Н. М., Секретов С. Б., Шкарубо С. И.* Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // Океанология, 1989, Т. XXIX, вып. 5. С. 789–793.
92. *Ивановская А. В.* Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения р. Лены. – Новосибирск: Наука, 1967. С. 3–45.
93. *Ивенсен Ю. П., Амузинский В. А., Невойса Г. Г.* Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части верхоянской складчатой зоны / Отв. ред. Ю. П. Ивенсен. – Новосибирск: Наука, Сиб. отдел., 1975. 322 с.
94. *Исаченко А. Г.* Экологическая география России. – СПб.: СПбГУ, 2001. 328 с.
95. *Кабаньков В. Я., Андреева И. А., Иванов В. Л., Петрова В. И.* О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника, 2004, № 6. С. 33–48.
96. *Кабаньков В. Я.* К вопросу о возрасте древних свит северо-востока Сибирской платформы. – Тр. НИИГА, вып. 6, т. 89. – Л.: Гостоптехиздат, 1955. С. 38–43.
97. *Казиков А. М., Даис А. С., Карагодин Ю. Н.* Литостратиграфические подразделения триаса севера Средней Сибири // Био- и литостратиграфия триаса Сибири. – М.: Наука, 1982. С. 5–36.
98. *Калинко М. К.* Стратиграфия пермских отложений Анабаро-Хатангского междуречья // Сб. статей по геологии Арктики. Тр. НИИГА. – Л., 1959, т. 96, вып. 8. С. 25–55.
99. *Карасик А. М.* Основные особенности истории развития и структуры арктического бассейна по аэромагнитным данным // Морская геология, седиментация, осадочная петрография и геология океана. – Л.: Недра, 1980. С. 178–193.
100. *Каширцев А. С.* Опорный разрез каменноугольных, нижнепермских и верхнепермских отложений в приустьевой части р. Лена // Тр. IX научн. конференции инж.-техн. ф-та Якутского ГУ. – Якутск, 1966.
101. *Каширцев В. А.* Природные битумы северо-востока Сибирской платформы. – Якутск, 1988. 104 с.
102. *Ким Б. И., Иванова Н. М.* О возрасте сейсмокомплексов, выделенных на Лаптевском континентальном склоне и прилегающей части Евразийского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 3. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 82–92.
103. *Клубов Б. А.* Природные битумы Севера. – М.: Наука, 1983. 208 с.
104. *Козьмин Б. М.* Сейсмические поля Якутии и механизмы очагов землетрясений. – М.: Наука, 1984. 126 с.
105. *Копылова Т. Н.* О химическом составе битумов пермских и кембрийских отложений Оленёкского поднятия // Тр. НИИГА, 1962, т. 121, вып. 18. С. 103–109.

106. Косыко М. К., Лопатин Б. Г., Ганелин В. Г. Главные геологические структуры островов Восточно-Сибирского и Чукотского морей и северного побережья Чукотки // Морская геология, 1990. Т. 93. С. 349–367.
107. Кошелева В. А., Яшин Д. С. Донные осадки арктических морей России. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.
108. Красный Л. И. Новые структурные элементы в тектонике территории России и дна обрамляющих морей // Региональная геология и металлогения, 2009, № 39. С. 5–13.
109. Кузьмичев А. Б., Данукалова М. К. Осадочные бассейны палеозоя и мезозоя на шельфе моря Лаптевых: результаты полевых работ Геологического института РАН на Новосибирских островах в 2007–2008 гг. // Строение и история развития литосферы. – М.: Paulsen, 2010. С. 228–242.
110. Кузнецов Н. Б. Позднедокембрийско-раннепалеозойская предистория Западной Арктики (регионально-геологический и палеотектонический аспекты) // Строение и история развития литосферы. – М.: Paulsen, 2010. С. 525–569.
111. Купцов В. М., Лисицын А. П., Шевченко В. П., Буренков В. И. Потоки взвешенного вещества в донные отложения моря Лаптевых по данным уран-натриевого метода // Океанология, 1999, т. 39, № 4. С. 597–603.
112. Кушмар И. А., Головин С. В., Бузова И. А., Семёнов В. П., Яшенкова Л. К., Григоренко Ю. Н., Андиева Т. А. Нефтегазоносные провинции и области Восточной Сибири (Республика Саха) и моря Лаптевых. – СПб.: Изд-во ВНИГРИ, 2009. С. 89–152.
113. Лазуркин Д. В. Структурная позиция и геологическое строение моря Лаптевых // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона, вып. 2. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. С. 132–134.
114. Ласточкин А. Н. Методы морского геоморфологического картографирования. – Л.: Недра, 1982. 272 с.
115. Ласточкин А. Н. Структурно-морфологическое основание наук о Земле (Геотопология, структурная география и общая теория геосистем). – СПб.: Изд-во НИИХ СПбГУ, 2002. 762 с.
116. Лунгерсгаузен Г. Ф. Палеогеографические ситуации Хараулахских гор и их вероятная эволюция на протяжении палеозоя // Вопросы региональной геологии СССР. – М.: Недра, 1971. С. 227–234.
117. Макаров А. С., Большиянов Д. Ю., Павлов М. В. Геоморфологические и палеогеографические исследования междуречья Оленёка и Анабара на южном побережье моря Лаптевых // Вестник Санкт-Петербургского университета, 2008. Сер. 7. Геология, география. Вып. 1. С. 79–86.
118. Марковский Б. А., Ротман В. К. Особенности вулканизма и гидротермальной деятельности ранних стадий развития островных дуг // Вулканология и сейсмогеология, 1988, № 5. С. 35–41.
119. Межвилк А. А. Стратиграфия Северного Хараулаха // Сов. Геология, № 7, 1968. С. 43–61.
120. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации / А. Г. Зинченко, А. Н. Ласточкин. – М., 2001. 38 с.
121. Методическое руководство по количественной и экономической оценке ресурсов нефти, газа и конденсата России. – М.: ВНИГНИ, 2000. 189 с.
122. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 196 с.
123. Морфоструктурный анализ речной сети СССР / Отв. ред. И. П. Герасимов, С. С. Коржуев. – М.: Наука, 1979. 304 с.
124. Опекунов А. Ю., Опекунова М. Г., Щербаков В. М. Экологическая уязвимость природных комплексов Арктической зоны России // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 841–855.
125. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 184 с.

126. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 3-е, исправленное и дополненное. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
127. Петрологический атлас ископаемого органического вещества России. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 604 с.
128. *Погребницкий Ю. Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Тр. НИИГА, т. 166. – Л.: Недра, 1971. 248 с.
129. *Полуботко И. В.* К вопросу о норийских и рэтских отложениях на севере Сибирской платформы // Новости палеонтологии и стратиграфии, вып. 14. Приложение к журналу «Геология и геофизика.» Т. 51. – Новосибирск, 2010. С. 51–59.
130. *Попов Ю. Н.* Палеонтологическая характеристика триасовых отложений Ленско-Хатангского междуречья // Тезисы докладов МС по разработке унифицированной стратиграфической схемы Сибири. – Л., 1957. С. 88–93.
131. *Посёлов В. А., Буценко В. В., Павленкин А. Д.* Альтернатива спрединговой природе Евразийского бассейна по сейсмическим данным (на примере геотрансекта хребет Гаккеля–хребет Ломоносова) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. С. 177–183.
132. *Посёлов В. А., Каминский В. Д., Иванов В. Л., Аветисов Г. П., Буценко В. В., Трухалев А. И., Паламарчук В. К., Жолондз С. М.* Строение и эволюция земной коры области сочленения поднятий Американо-Арктического суббассейна с Восточно-Арктическим шельфом // Строение и история развития литосферы. – М.: Paulsen, 2010. С. 599–637.
133. Постановления по стратиграфическим схемам докембрия, палеозоя и мезозоя Северо-Востока России // Постановления межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий, 2003, вып. 34. С. 6–9.
134. Постановления межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. – СПб., 2008. С. 24–27.
135. *Прокопьев А. В., Смелов А. П., Миллер Э. Л. и др.* Усть-Ленский метаморфический комплекс (северо-восток Азии): первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные // Отечественная геология, 2007, № 5. С. 26–29.
136. *Проскурнин В. Ф., Виноградова Н. П., Гавриш А. В., Наумов М. В.* Признаки эксплозивно-обломочного генезиса алмазонасного карнийского горизонта Усть-Оленёцкого района (петрографо-геохимические данные) // Геология и геофизика, 2012, № 6.
137. *Проскурнин В. Ф., Симонов О. Н., Соболев Н. Н., Туганова Е. В., Уклеин В. Н.* Тектоническое районирование севера Центральной Сибири (Таймырский АО) // Природные ресурсы Таймыра. Вып. 1. – Дудинка: 2003. С. 178–209.
138. *Рекант П. В., Тумской В. Е., Гусев Е. А., Швенк В. Е., Шписс Т. Ф., Черкашев Г. А., Кассенс Х.* Распространение и особенности залегания субаквальной криолитозоны в районе банок Семёновская и Васильевская (море Лаптевых) по данным сейсмоакустического профилирования // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. – М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 332–348.
139. *Репин Ю. С., Федорова А. А., Быстрова В. В., Куликова Н. К., Полуботко И. В.* Мезозой Баренцевоморского седиментационного бассейна // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазоносного комплекса России. – СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 112–137.
140. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979). Ч. I. Верхний протерозой и нижний палеозой. – Новосибирск, 1983. 216 с.
141. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Ч. II. Средний и верхний палеозой. – Новосибирск, 1983. 130 с.
142. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. III. Четвертичная система. – Л., 1983. 83 с.
143. Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.

144. Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. – Новосибирск, 1981. 92 с.
145. *Романовский С. И.* Физическая седиментология. – Л.: Недра, 1988. 240 с.
146. Рудоносность и геологические формации структур земной коры / Ред. Д. В. Рундквист. – Л.: Недра, 1981. 423 с.
147. *Савосина А. К., Мудренко Л. М.* Стратиграфия рифея Северного Хараулаха (Сибирская платформа) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1989, № 5. С. 120–122.
148. *Сергеенко А. И., Прокотьев А. В.* Эоцен Кенгдейской впадины (Северное Верхоянье, Арктическая Якутия) // Отечественная геология, № 5, 2010. С. 113–120.
149. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Отв. ред. Х. Кассенс, А. П. Лисицын, Й. Тиде, Е. И. Полякова, Л. А. Тимохов, И. Е. Фролов. – М.: Изд-во Моск. Ун-та, 2009. 608 с.
150. *Соломатин В. И., Жигарев Л. А., Совершаев В. А.* Криогенные процессы и явления на побережье и шельфе арктических морей // Динамика арктических побережий России. – М.: Географический факультет МГУ, 1998. С. 12–18.
151. *Сороков Д. С.* Стратиграфия и фации морских мезозойских отложений Лено-Оленёкского района // Сб. статей по геологии Арктики. – Л.: НИИГА, 1958. С. 20–36.
152. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. – Л.: Недра, 1979. 592 с.
153. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кн. 7. Юрская система / Ред. Б. Н. Шурыгин. – Новосибирск, 2000. 476 с.
154. *Суховой Ф. С.* Моря Мирового океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1986. 288 с.
155. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001. 571 с.
156. *Терлеев А. А.* Микрофитолиты нижнего кембрия Манского прогиба // Геология и геофизика, 1981, № 9. С. 135–141.
157. *Тимофеев Б. Н.* Находки спор в кембрийских и докембрийских отложениях Восточной Сибири // ДАН СССР, 1955, т. 105, № 3.
158. *Томишин М. Д., Округин А. В., Савинов В. Т., Шахотько М. И.* Эбехаинский дайковый пояс трахидолеритов на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 9, С. 1475–1483.
159. Требования по созданию дополнительных карт и схем к комплексу Госгеолкарты-1000/3. Геоморфологическая карта / В. Д. Тарноградский, Е. А. Минина, В. В. Старченко. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 47 с.
160. *Устрицкий В. И.* К истории формирования современной структуры моря Лаптевых // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 68–81.
161. *Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якишин М. С.* Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1985, № 7. С. 25–33.
162. *Чайковский И. И., Мельзин С. В., Савченко С. В.* Петрология и минералогия Пермьской диаатремы на Среднем Урале. – Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2003. 124 с.
163. *Шамшина Э. А.* Минералы кимберлитовых пород в разновозрастных отложениях севера Сибирской платформы. – Якутск, 1986. 112 с.
164. *Щербаков В. М. и др.* Картографирование в целях экологического обоснования проектов строительства промышленных объектов // Вестник СПбГУ, 1994, Сер. 7. Вып. 1, № 7. С. 70–77.
165. *Шкарубо С. И., Заварзина Г. А.* Стратиграфия и характеристика сейсмических комплексов осадочного чехла западной части моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2011, т. 6, № 2. С. 1–21. <http://www.ngtp.ru>
166. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Основы литохимии. – СПб.: Наука, 2000. 480 с.
167. *Якишин Н. С.* Микрофитолиты докембрия и кембрия восточной части Майского прогиба // Геологическое строение Майского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских «байкалидах». – Новосибирск: Наука, 1978. С. 186–190.

168. *Andreev A., Tarasov P., Schwamborn G., Ilyashuk B., Ilyashuk E., Bobrov A., Klimanov V., Rachold V., Hubberten H.-W.* Holocene paleoenvironmental records from Nikolay Lake, Lena River delta, Arctic Russia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2004, № 209. P. 197–217.

169. *Barnes and Reimnitz.* Morphology and stratigraphy related to the nearshore boundary of the Stamukhi zone // *Glaciated continental Margins. An atlas of acoustic images* / edited by Davies et al. Chapman & Hall, 1997. P. 222–223.

170. *Bowring S. A., Grotzinger J. P.* Calibrating Rates of Early Cambrian Evolution. *Science*, 1993, Vol. 261. P. 1293–1298.

171. *Hinz K., Delisle G., Cramer B., Franke D., Fieguth U., Linderman F., Neben S., Toctman H. & Zeibig M.* Cruise report: marine seismic measurements and geoscientific studies on the slope and shelf of the Laptev Sea & East Siberian Sea / Arctic with M. V. «Akademik Lazarev», I. V. «Kapitan Dranitsin», Preliminary scientific results. – BDR-Report, № 116. 693, 1997. 161 p.

172. *Holmes M. L., Creager J. S.* Holocen History of the Laptev Sea continental shelf // *Marine geology and oceanography of the Arctic seas.* – New York: Springer, 1974, p. 211–229.

173. *Kim B. I., Griukurov G. E. & Soloviev V.* High Resolution Seismic Studies in the Laptev Sea Shelf: First results and Future Needs // *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History* / Eds. H. Kassens, H. A. Bauch, I. Dmitrienko, H. Eicken et. al. – Berlin. Springer-Verlag, 1999. P. 683–692.

174. *Mitchel R. H.* Kimberlites, Orangeites, Lomproites, Melilitites and Minettes: A Petrographik Atlas. Thunder Bay, Almaz Press Jnk., 1997. P. 249.

175. *Schirrmeister L., Grosse G., Schnelle M., Fuchs M., Krbetschek M., Ulrich M., Kunitsky V., Grigoriev M., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Babiy O., Klimova I., Bobrov A., Wetterich S., Schwamborn G.* Late Quaternary paleoenvironmental records from the western Lena Delta, Arctic Siberia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2011, № 299. P. 175–196.

176. *Schirrmeister L., Grosse G., Schwamborn G., Andreev A., Meyer H., Kunitsky V., Kuznetsova T., Dorozhkina M., Pavlova Y., Bobrov A., Oezen D.* Late Quaternary history of the accumulation plain North of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): a multidisciplinary approach // *Polar Geography*, 2003. Vol. 27, N 4. P. 277–319.

177. *Schwamborn G., Andreev A. A., Rachold V., Hubberten H.-W., Grigoriev M. N., Tumskoy V., Pavlova E. Y., Dorozhkina M. V.* Evolution of Lake Nikolay, Arga Island, Western Lena River delta, during Late Pleistocene and Holocene time. 2002, *Polarforschung* 70. P. 69–82.

178. *Wohletz K. H.* Mechanismus of hydrovolcanic pyroclast formation: orgain-size scanning electron microscopy, and experimental studies // *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 1983, v. 17, № 1. P. 31–63.

Фондовая

179. *Арчegov В. Б., Филатов С. С.* Комплексный анализ критериев нефтегазоносности с целью выделения основных направлений и объектов нефтегазопоисковых работ в Лено-Анабарском прогибе. – Л., 1982.

180. *Арчegov В. Б., Филатов С. С.* Газогеохимические исследования и обобщение результатов прямых поисков залежей нефти и газа по слабоизученным районам Западной Якутии. – Л., 1987.

181. *Бобров В. Н., Горшкова Е. Р., Гордин В. А.* Отчет о проведении групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 с геологическим доизучением на площади листов S-50-XIX–XXVI за 1981–1984 гг. – М., 1984.

182. *Бобров В. Н.* Отчёт о проведении групповой геологической съёмки масштаба 1 : 200 000 с геологическим доизучением на площади листов S-49-XXI, XXII; XXVII, XXVIII; XXXIII, XXXIV за 1985–1990 гг. – М., 1990.

183. *Вольнов Д. А., Грамберг И. С., Преображенская Э. А.* Условия формирования структур и перспективы нефтегазоносности осадочных толщ морей Лаптевых и Восточно-Сибирское. – Л., 1975.

184. *Вольнов Д. А., Ермолаев Г. А., Клубов В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые левобережья среднего течения Оленёкской протоки (лист S-51-XXXV, XXXVI). – Л., 1960.

185. *Галабала Р. О., Алешко Ю. Б., Крутий Г. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Лены и Оленёка. Отчет партии № 14 об аэрофотогеологическом картировании масштаба 1 : 50 000 на площади листов R-51-19-24, 36, 48; R-52-13, 14, 25, 26, 37-39, проведенном в 1988–1992 гг. – М., 1992.

186. *Галабала Р. О., Крутий Г. В., Фишер Э. Л. и др.* Вещественно-структурные комплексы, тектоника и полезные ископаемые западной части Северной Якутии. Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 50 000, проведенном в 1985–1989 гг. на площади листов S-50-В, Г; S-51-В, Г; S-52-В, Г; R-50-А (часть), Б (часть); R-51-А (часть), Б (часть). – М., 1989.

187. *Галабала Р. О., Нелидов В. П., Никаноров Н. Г. и др.* Отчет по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1 : 200 000 на площади листов R-53-1-III; R-53-XVII–XVIII (сев. половина); S-51-XXII–XXIV, XXVII–XXX (сев. половина); S-52-XIX–XXI, XXV–XXVIII, XXXIII, XXXIV за 1976–1980 гг. – М., 1980.

188. *Галабала Р. О., Савосина А. К., Варваров А. И. и др.* Отчет о проведении опытно-производственных работ по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1 : 50 000 с комплексом поисковых работ на алмазы на площади S-50–120-А, Б; S-51–109-А, Б; 110-А, Б; 111-А, Б; 112-А, Б; 113-А, Б; 115-В, Г; 116-В, Г; 117-В, Г; 129-А, Б; 130-А, Б; R-52–2-Б, Г; 3-А, Б, В, Г; 4-А, В, Г; 15-А, Б, В, Г; 16-А, Б, В, Г; 17-В; 27-А, Б, В, Г; 28-А, Б, В, Г; 29-А, В; 40-А, Б, В, Г; 41-А, В; 52-В, Г; 53-А, Б, В, Г; 64-Г; 65-А, Б, В за 1980–1984 гг. – М., 1984.

189. *Галабала Р. О., Сергиенко В. М., Варваров А. Н. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов нижнего течения рек Оленёк и Лена. Отчет партии № 14 об аэрофотогеологическом картировании масштаба 1 : 50 000 на площади листов S-51-139, 144; S-52, 133, 134-А, В; R-51-7, 12; R-52-1-2-А, В, проведенном в 1984–1987 гг. – М., 1988.

190. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист S-49 – Хатангский залив. Объяснительная записка / В. Ф. Проскурнин, А. В. Гавриш и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 322 с.

191. *Глушинский П. И.* Стратиграфия меловых отложений на р. Буолкалах (низовья р. Оленёк). – Л., 1962.

192. *Гогин И. Я. (отв. исп.).* Отчет о результатах работ по объекту: «Актуализация стратиграфо-палеонтологической основы для проведения геологоразведочных работ» за 2008–2010 гг. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.

193. *Граусман В. В., Винокуров В. Н. и др.* Изучение разрезов глубоких скважин, расчленение и корреляция их с целью обеспечения стратиграфической основы нефтегазописковых работ в ЯАССР. – Якутск, 1989.

194. *Граусман В. В., Винокуров В. Н., Савина Т. В. и др.* Изучение и корреляция разрезов глубоких скважин ЯАССР. – Якутск, 1991.

195. *Граханов В. В., Манаков А. В., Баландина А. К. и др.* Отчет о ревизионно-поисковых работах масштаба 1 : 500 000 по оценке перспектив коренной алмазности Анабар-Оленёкского междуречья в 1988–1992 гг. – Чернышевский, 1994.

196. *Гуревич В. И. и др.* Разработка методики литолого-геохимических исследований при геологической съемке шельфа. – Л.: НПО «Севморгеология». Фонды МАГЭ, 1985.

197. *Гусев А. И.* Геологическое строение дельты реки Лены (отчёт о полевых работах экспедиции Н-76 за 1953 г. по геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000). – Л.: НИИГА, 1954.

198. *Духанин С. Ф., Ермолаев Г. А., Видмин-Лобзин В. К. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Кангалас-Уэле. – Л., 1969.

199. *Евдокимов А. Н., Супруненко О. И., Погребницкий Ю. Е. и др.* Изучить структуру и состав осадочного чехла арктического шельфа России с целью уточнения ресурсов минерального сырья и прогнозирования новых крупных скоплений углеводородов, разработать

научную основу системы геоэкологического сопровождения нефтегазодобычных работ в Арктике. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2005.

200. *Егоров А. Ю.* Палеогеография междуречья Оленёк–Лена–Омолуй. – М., 1983.

201. *Егоров А. Ю.* Опытные-методические работы по использованию дистанционных методов и палеогеографических реконструкций для прогнозирования древних россыпей (применительно к северным районам Якутской АССР и Красноярского края) и внедрение результатов в Амакинской экспедиции ПГО «Якутскгеология». – М., 1988.

202. *Ермолаев Г. А., Аглонова Э. Н., Видмин-Лобзин Г. К. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые левобережья нижнего течения р. Оленёк между реками Джюсюн и Тур (юго-западная часть листа S-51-XXXIII, XXXIV). – Л., 1962.

203. *Ермолаев Г. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов р. Улахан-Таймылыр, Улахан-Чарчык и верхнего течения рек Хастах и Нойуо. – Л., 1963.

204. *Жуков В. В., Пинчук Л. Я., Гавриш А. В. и др.* Перспективы алмазоносности и золотоносности южной части шельфа моря Лаптевых. Отчет по теме «Оценка перспектив алмазоносности и золотоносности и разработка комплекса геолого-геофизических работ на юго-восточном побережье моря Лаптевых». – Л.: НИИГА, 1978.

205. *Жуков В. В., Пинчук Л. Я., Генин Б. Л. и др.* Оценка перспектив россыпной алмазоносности кайнозойских образований побережья моря Лаптевых от Анабарской губы до Оленёкского залива. Отчет о производственно-тематических работах Усть-Анабарского отряда за 1969–1971 гг. – Л.: НИИГА, 1972.

206. *Жуков В. В., Пинчук Л. Я., Литинская И. А. и др.* Перспективы россыпной алмазоносности юго-западной части побережья моря Лаптевых. Отчет по теме 515 «Перспективы россыпной алмазоносности западной части побережья моря Лаптевых». – Л.: НИИГА, 1973.

207. *Жуков В. В., Родимкин К. К., Рогожин В. В. и др.* Отчет о научно-производственных работах по оценке перспектив россыпной алмазоносности юго-западной части побережья моря Лаптевых. Усть-Анабарский договорной отряд. – Л.: НИИГА, 1974.

208. *Жуков В. В. и др.* Оценка перспектив россыпной алмазоносности шельфа моря Лаптевых и прилегающих участков Северо-Сибирской низменности (междуречье Попигай–Оленёк). – Л.: НИИГА, 1975.

209. *Занин А. М.* История развития юрско-меловых седиментационных бассейнов Сибирской платформы: Автореферат канд. дис. – СПб., 1995. 24 с.

210. *Захаров В. В.* Разрез верхнепалеозойских отложений, составленный в истоках р. Осипа на Восточном Таймыре (отчет о результатах работ тематического стратиграфического отряда Таймырской партии, проведенных летом 1963 г.). – Л.: НИИГА ОФ КГУ, 1964.

211. *Зацепин Е. Н., Виноградов В. А., Генин Б. Л. и др.* Авиадесантная гравиметрическая съемка II класса по программе МГС и наледные опытно-методические работы МОВ и МПВ в западной части моря Лаптевых в 1979 г. Отчет Полярной геофизической экспедиции НПО «Севморгео». – Л., 1980.

212. *Зубова Т. Н. и др.* Информационный геологический отчет о результатах и объемах работ, выполненных за 2009 г. по объекту «Создание комплектов Государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 листов N-40, N-41, M-40, M-41, R-51, M-52, O-57, O-58». – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

213. *Иванова А. М. (ред.)* Атлас донных осадков мирового океана. Т. II. Крайние и внутренние моря СССР. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1992.

214. *Иванова Н. М., Секретов С. Б., Федухина Т. Я., Шкарубо С. И. и др.* Региональные комплексные геофизические работы на шельфе моря Лаптевых в 1986–1987 гг. Отчет по объекту 77-71/86. – Мурманск: МАГЭ ПГО «Севморгеология», 1987.

215. *Иванов О. А., Лазуркин Д. В., Резников В. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые района нижнего течения р. Оленёк (листы S-51-XXV, XXVI; S-51-XXVII, XXVIII, S-51-XXXIII, XXXIV). – Л., 1962.

216. *Ким Б. И., Рейнин И. В., Голубкина Г. С.* Новейшая структура и история развития шельфа моря Лаптевых в кайнозое. – Л.: ВНИИОкеангеология, 1985.

217. Кириллова Т. А. и др. Региональные комплексные работы в море Лаптевых. Объект 17/89. – Мурманск, «Севморнефтегеофизика», 1991.
218. Лазуркин Д. В., Арсеньев Г. П., Видмин-Лобзин Г. К. и др. Тектоническое районирование шельфа моря Лаптевых и сопредельных территорий в связи с перспективами их нефтегазоносности. – Л., 1985.
219. Лазуркин Д. В., Резников В. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые района нижнего течения и дельты р. Оленёк (листы S-51-XXV, XXVI; S-50-XXIX, XXX; S-51-XXXI, XXXIII). – Л., 1963.
220. Ласточкин А. Н. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных областей на суше и шельфе. Докт. дисс. – Л.: ВНИГРИ, 1977.
221. Легенда Лаптево-Сибироморской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Сост. В. А. Виноградов, Е. Е. Мусатов, Ю. В. Горячев. Гл. ред. М. К. Косько. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000.
222. Легенда Анабаро-Вилойской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / М. С. Машак и др., 2009.
223. Легенда Нижнеленской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (новая серия) / ред. В. С. Андреев. – М.: Аэрогеология, 2000. 172 с.
224. Легенда Оленёкской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е) / Гл. ред. В. Н. Бобров. – М., 2000.
225. Легенда Лаптево-Сибироморской серии листов ГГК Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Дополнение к блокам I, III, IV.2, V / Сост. С. И. Шкарубо, В. Ф. Проскурнин, Н. Н. Нагайцева, Г. А. Заварзина, В. В. Кямря, В. В. Мохов. Гл. ред. М. К. Косько. – СПб.: ВСЕГЕИ, МАГЭ, 2011.
226. Лобанов М. Ф. Буроугольные месторождения Быковской протоки дельты р. Лена. – Л., 1947.
227. Лоджевская М. И. и др. Анализ и обобщение результатов региональных и поисковых работ на нефть и газ с целью создания уточненной схемы нефтегазогеологического районирования нефтегазоносных территорий и шельфов Российской Федерации. – М.: ВНИГНИ, 2010.
228. Лоджевская М. И. и др. Отчет «Уточнение количественной оценки ресурсов УВ сырья России». – М.: ВНИГНИ, 2005.
229. Макаров А. С. Колебания уровня моря Лаптевых как фактор формирования дельты р. Лена в голоцене // Автореферат канд. дис. – СПб., 2009.
230. Малявкин А. М., Ржевский Н. Н., Гапоненко Г. И. Аэромагнитная съемка моря Лаптевых и Новосибирских островов. Отчет о работе ПГЭ НПО «Севморгео» в 1973 году. – Л., 1973. Фонды «ВНИИОкеангеология».
231. Малявкин А. М., Трошенков В. А., Осипов В. А. Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 западной части моря Лаптевых в 1979 г. Отчет о работе ПГЭ НПО «Севморгео». – Л., 1979 г. Фонды «ВНИИОкеангеология».
232. Николаев Л. И., Машталярчук Д. Д., Прокопьев Г. В. и др. Отчет о результатах работ на поиски россыпных и коренных месторождений алмазов в бассейнах рек Келимяр и Никабыт за 1980–1983 гг. – Нюрба, 1983.
233. Парамонова М. С. (отв. исп.), Шкарубо С. И., Маркина Н. В., Кямря В. В., Проскурнин В. Ф. и др. Создание комплекта Госгеолкарты 1000/3 листов S-48, 49 (морская часть), S-50 на основе доизучения геологического строения юго-западного сектора шельфа моря Лаптевых. – Мурманск, СПб., МАГЭ, ВСЕГЕИ, 2010.
234. Парамонова М. С. (отв. исп.), Шкарубо С. И., Маркина Н. В., Кямря В. В., Проскурнин В. Ф. и др. Создание комплекта современной геологической основы масштаба 1 : 1 000 000 листов S-51, 52 на основе доизучения юго-восточного сектора шельфа моря Лаптевых. – Мурманск, СПб. (МАГЭ, ВСЕГЕИ), 2010.
235. Пинчук Л. Я., Дегтяренко Ю. П., Махотина Г. П. Объяснительная записка к геоморфологической карте Арктического шельфа СССР масштаба 1 : 2 500 000. – Л., ВНИИОкеангеология, 1981.

236. *Рубинштейн В. И.* и др. Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОП на Хастахской площади за 1981–1982 гг. – Якутск, 1982.
237. *Рубинштейн В. И.* и др. Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ на Хастахской площади за 1984–1985 гг. – Якутск, 1986.
238. *Ручкин Г. В., Беневольский Б. И., Процкая Г. А.* Проанализировать перспективы развития минерально-сырьевой базы алмазов, благородных и цветных металлов, определить приоритетные направления работ на алмазы, благородные и цветные металлы в основных металлогенических провинциях России. – М., 2007.
239. *Семёнов Ю. П.* и др. Донные отложения и геоморфология дна моря Лаптевых (отчет по теме 340) – Л., Фонды НИИГА, 1967. 244 с.
240. *Сибирцев Ю. М., Азарова В. Г., Кириченко Г. И.* Отчет о поисковых работах на территории Нижнеленского алмазоносного района. – М., 1985.
241. *Смирнов Б. С., Ким Б. И.* Геологическое строение бассейнов рек Улахан-Чарчык, Улахан-Сашка-Сурда, Киенг-Юрях, Улахан-Таймылыр и нижнего течения р. Турах. – Л., 1965.
242. *Смирнов Б. С., Ким Б. И.* Геологическое строение района Чарчыкской антиклинальной структуры. – Л., 1966.
243. *Соловьев К. В., Глушинский П. И.* Геологическое строение и угленосность левобережья Оленёкской протоки в устьевой части. – Л., 1950.
244. *Супруненко О. И., Виноградов В. А., Ким Б. И.* и др. «Выделение новых высокоперспективных на нефть и газ объектов на основе геолого-геофизических моделей бассейнов моря Лаптевых». – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006.
245. *Ушакова О. В.* Отчет о результатах параметрического бурения на Бурской, Усть-Оленёкской и поискового на Хастахской площадях по объекту «Составление отчетов по площадям, выведенным из бурения с отрицательными результатами». – Якутск, 1996.
246. *Чернышёв Н. М., Егоркин А. В.* и др. Отчет о результатах работ сейсмических партий СРГЭ на профилях р. Кель–пос. Тикси, пос. Кюсюр–дельта Лены, р. Угольная–р. Лена. Масштаб 1 : 1 000 000. – М.: Фонды НПО «Нефтегазгеофизика», 1983.
247. *Шлодзик В. Ю., Оксман С. С., Келле Э. Я.* и др. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000 на Оленёкской площади. – Якутск, 1978.
248. *Яшин Д. С., Клубов Б. А., Сахатов В. З.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые водораздела р. Оленёк и Оленёкской протоки (лист S-51-XXXIII, XXXIV). – Л., 1962.

Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов, вторичных геохимических ореолов, газовых ореолов, показанных на листах S-51, 52 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Горючие ископаемые			
Нефть и газ			
VI-2-35	П	Левобережье р. Оленёк, в устье р. Табын	45
VI-2-36	П	Правобережье р. Оленёк в устье р. Кулумяс	45
Газ горючий (метан)			
V-1-18	ОГЗ	Левобережье р. Оленёк в нижнем течении	179
VI-1-3	ОГЗ	Правобережье р. Оленёк, в устье р. Амбардах	179
VI-2-31	ОГЗ	Река Оленёк, в устье р. Тустах	179
VI-2-33	ОГЗ	Река Оленёк, между устьями Табын–Тустах	179
Твердые горючие ископаемые			
Уголь каменный			
V-1-19	МС	Джие-Молохское	41
V-1-20	МС	Чарчыкское	41
V-1-26	МС	Кумахское	41
V-1-27	МС	Киенг-Юряхское	41
VI-1-6	МС	Сурдинское	46
VI-1-15	МС	Таймылырское	46
VI-1-20	МС	Улахан-Чарчыкское	46
VI-1-24	МС	Куччугуй-Чарчыкское	46
VI-1-26	МС	Кирияинское	46
VI-2-6	МС	Западно-Улахан-Юряхское	45
VI-3-7	МС	Верхне-Огонер-Юряхское	184
VI-3-9	МС	Чай-Тумусское	44, 184
V-2-4	ММ	Тыаллахское	187
V-2-11	ММ	Верхне-Улахан-Юряхское	187, 215

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-2-4	ММ	Западно-Тас-Юряхское	45
VI-2-5	ММ	Восточно-Тас-Юряхское	45
VI-2-9	ММ	Уку-Суруктахское	45
VI-3-17	ММ	Чай-Тумусское Горное	44, 184
V-1-5	П	Побережье Оленёцкого залива, гора Быртах-Хая	41, 243
V-1-7	П	Бассейн р. Костя-Салата	41
V-1-9	П	Левобережье в устье протоки Ангардам-Юэсе	41
V-1-10	П	Левобережье в устье протоки Ангардам-Юэсе	41
V-1-21	П	Левобережье р. Оленёк	41
V-1-22	П	Левобережье р. Оленёк	41
V-1-23	П	Река Улахан-Онкучак	41
V-1-24	П	Река Кумах-Сала	41
V-1-25	П	Левобережье р. Оленёк	41
V-1-28	П	Река Кумах-Сала	41
V-1-29	П	Река Саскы-Сурт	41, 215
V-1-30	П	Река Улахан-Сашка-Сурда	41
V-1-31	П	Правобережье р. Оленёк в нижнем течении	215
V-2-1	П	Левобережье протоки Ангардам-Уэсе, в устье	187
V-2-3	П	Левобережье протоки Ангардам Уэсе, р. Сукно-Юряге	187
V-2-5	П	Река Сукно-Юряге	187
V-2-6	П	Река Улахан-Тыаллах-Юряге	187
V-2-7	П	Правый приток р. Киенг-Юрях-Салата	187
V-2-8	П	Река Киенг-Юрях-Салата	187
V-2-9	П	Река Киенг-Юрях	187
V-2-12	П	Река Киенг-Юрях-Салата	187
V-2-13	П	Водораздел рек Киенг-Юрях-Салата и Туора-Сала	187
V-2-14	П	Водораздел рек Туора-Сала и Тас-Крест-Юряге	187
V-2-15	П	Река Киенг-Юрях-Салата	187
VI-1-1	П	Левобережье р. Чарчык	46, 219
VI-1-2	П	Правобережье р. Чарчык	46, 219
VI-1-4	П	Левобережье р. Куччугуй-Чарчык	46, 219
VI-1-5	П	Водораздел рек Чарчык и Молохо	46, 219

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-1-7	П	Левобережье р. Оленёк у пос. Таймылыр	203
VI-1-8	П	Река Куччугуй-Чарчык	46, 219
VI-1-9	П	Водораздел рек Чарчык и Молохо	46, 219
VI-1-10	П	Река Куччугуй-Чарчык	46, 219
VI-1-11	П	Река Оленёк, у устья р. Улахан-Таймылыр	46, 203, 241
VI-1-12	П	Водораздел рек Куччугуй-Чарчык и Улахан-Чарчык	46, 219
VI-1-13	П	Река Куччугуй-Сашка-Сурда	46, 241
VI-1-14	П	Река Молохо	46, 219
VI-1-16	П	Река Улахан-Таймылыр	46, 219
VI-1-17	П	Водораздел рек Улахан-Чарчык и Куччугуй-Чарчык	46, 242
VI-1-19	П	Река Куччугуй-Таймылыр	46, 242
VI-1-21	П	Река Куччугуй-Чарчык	46
VI-1-22	П	Река Улахан-Таймылыр	46, 203
VI-1-23	П	Водораздел рек Улахан-Таймылыр и Куччугуй-Таймылыр	46
VI-1-27	П	Река Хастах	46
VI-2-2	П	Река Тас-Юряге	45
VI-2-3	П	Река Менге-Юряге	45, 215
VI-2-7	П	Водораздел рек Тас-Юряге и Улахан-Юряге	45, 198
VI-2-8	П	Река Улахан-Юрях	45, 248
VI-2-10	П	Река Улахан-Юрях	45, 248
VI-2-11	П	Река Сабыстыгас-Юряге	45, 248
VI-2-12	П	Река Джахса-Юряге	45, 248
VI-2-13	П	Правобережье реки Оленёк	45, 215
VI-2-14	П	Река Улахан-Юрях	45, 248
VI-2-15	П	Река Халынка	45, 248
VI-2-16	П	Река Улахан-Юрях	45, 248
VI-2-17	П	Река Турах	45, 202
VI-2-18	П	Река Тас-Юрях	215
VI-2-19	П	Река Мэтирикээн	45, 248
VI-2-20	П	Река Суккуна	45, 202, 215
VI-2-21	П	Река Улахан-Юрях	45, 248

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-2-22	П	Река Тас-Юрях	45, 248
VI-2-23	П	Водораздел рек Егор-Юряге и Турах	45, 202
VI-2-24	П	Река Тас-Юрях	45, 32
VI-2-25	П	Река Егор-Юряге	45, 202
VI-2-26	П	Река Улахан-Талахта	45, 202
VI-2-27	П	Правый приток р. Улахан-Юрях	45, 248
VI-2-29	П	Река Балаганна	45, 248
VI-2-30	П	Водораздел рек Куогастах-Юряге и Улахан-Юрях	45, 248
VI-3-3	П	Река Улахан-Юрях	184
VI-3-4	П	Река Куогастах-Юряге	184
VI-3-5	П	Река Куогастах Юряге	184
VI-3-6	П	Река Омугуян-Юряге	184
VI-3-8	П	Река Огонер-Юряге	184
VI-3-10	П	Река Куогастах-Юряге	184
VI-3-11	П	Река Куогастах-Юряге	184
VI-3-12	П	Река Омугуян-Юряге	184
VI-3-13	П	Река Омугуян-Юряге	184
VI-3-14	П	Река Хос-Куогастах	184
VI-3-15	П	Река Куогастах-Юряге	184
VI-3-16	П	Река Эрдилых-Юряге	184
VI-3-18	П	Река Туммулла	184
VI-3-19	П	Река Куогастах-Юряге	184
VI-3-20	П	Река Омугуян-Юряге	184
VI-3-21	П	Река Куогастах-Юряге	184
VI-3-22	П	Река Эрдилых-Юряге	184
VI-3-23	П	Река Туммулла	184
VI-3-24	П	Река Туммулла	184
VI-3-25	П	Река Туммулла	184
VI-3-26	П	Река Туммулла	184
VI-3-27	П	Река Харанга-Суох	184
VI-3-28	П	Река Аггей-Юряге	184
VI-4-15	П	Река Хотугу- Холбуя	40

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Уголь бурый			
VI-4-11	ММ	Быковское	40
VI-4-10	П	Река Эбелях-Юряге	40
Черные металлы			
Железо			
V-1-4	П	Побережье Оленёкского залива	41, 215
V-1-8	П	Левобережье нижнего течения р. Оленёк	41, 215
V-1-13	П	Правобережье р. Оленёк в нижнем течении	41
V-1-17	П	Водораздел рек Чарчык и Булинг-Юряге	41
VI-2-1	П	Горы Ангардам-Таса	45
Цветные металлы			
Медь, свинец, цинк			
VI-4-12	ПМ	Оз. Булункан-Кюеле	187
VI-5-8	ВГХО	Правобережье Быковской протоки	187
VI-5-9	ШО	Правобережье Быковской протоки	187
Благородные металлы			
Золото			
VI-5-1	П	Восточная часть дельты р. Лена, о-в Уус-Арыта	204
VI-5-7	ПМ	Правобережье Быковской протоки	187
V-1-14	ШО	Река Улахан-Онкучах, левый приток реки Оленёк	187
V-2-2	ШО	Протока Ангардам-Уэсе, устье р. Сукно-Юрях	187
V-4-1	ШО	Восточная часть дельты р. Лена, острова между протоками Сардахская, Мал. и Бол. Трофимовская	204
VI-4-3	ШО	Северная оконечность о-ва Курунгнах-Сисе в протоке Бол. Туматской дельты р. Лена	204
VI-4-4	ШО	Правобережье Быковской протоки, о-в Чай-Тумус	204
Серебро			
VI-5-5	ВГХО	Правобережье Быковской протоки	187
Химическое сырье			
Ретенит			
V-3-1	ПМ	Протока Кыллах-Уэсе	

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Драгоценные и поделочные камни			
А л м а з ы			
VI-2-38	PM	Река Келимяр	232
V-1-3	П	Побережье Оленёцкого залива, мыс Улахан-Крест	55
V-2-10	П	Река Тас-Крест-Юряге	188, 240
VI-3-1	П	Левобережье р. Кенгдей-Юряге, гора Ангардам-Таса	188, 240
VI-1-18	ШО	Река Молохо	46, 219
VI-1-25	ШО	Река Улахан-Чарчык	46
VI-1-28	ШО	Правый приток р. Хастах	46
VI-2-28	ШО	Река Улахан-Юряге	45
VI-2-32	ШО	Река Улахан-Юряге	45
VI-2-34	ШО	Река Тустах	45
VI-2-37	ШО	Река Джюсюн	45
М и н е р а л ы - с п у т н и к и а л м а з о в			
V-1-1	ШО	Побережье Оленёцкого залива	188
V-1-2	ШО	Побережье Оленёцкого залива	188
V-1-6	ШО	Правобережье нижнего течения р. Оленёк, отроги кряжа Чекановского	188
V-1-11	ШО	Правобережье р. Оленёк в нижнем течении, отроги кряжа Чекановского	188
V-1-12	ШО	Устье р. Улахан-Онкучах, левого притока р. Оленёк	188
V-1-15	ШО	Левобережье р. Оленёк в нижнем течении	188
V-1-16	ШО	Правобережье р. Оленёк в нижнем течении	188
VI-4-6	ШО	Мыс Крест-Тумса	163
VI-4-7	ШО	Правобережье Быковской протоки, о-в Чай-Тумус	204
VI-5-2	ШО	Восточная часть дельты р. Лена, о-в Тойоноох-Арыыта	204
VI-5-3	ШО	Восточная часть дельты р. Лена, протока Сардахская у залива Кыыллаах-Кубата	204
П о д е л о ч н ы е к о с т н ы е о к а м е н е л о с т и (б и в н и)			
VI-4-2	П	Протока Турар-Мастах-Уэся у о-ва Сардах-Арыыта	204

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-4-9	П	Урочище Курунг-Сисе	40, 189
Строительные материалы Магматические породы Базальты			
VI-4-5	МК	Правобережье Быковской протоки	40
VI-5-6	МК	Правобережье Быковской протоки	187
Карбонатные породы Доломиты			
VI-4-8	МК	Урочище Таба-Бастах	40
Глинистые породы			
VI-4-11	МК	Быковское месторождение бурых углей	40, 226
Обломочные породы Песчано-гравийный материал			
VI-4-1	МК	О-в Сардах-Сисе	40
VI-5-4	МК	Правобережье Быковской протоки	187
Песчаник			
VI-4-14	МК	Река Чинке	40
Прочие ископаемые Битум			
VI-3-2	П	Левобережье Оленёкской протоки напротив о-ва Куогастах-Арыга	234
VI-4-13	П	Правобережье в устье р. Лена, напротив о-ва Таба-Бастах-Белкее	101

Принятые сокращения. Коренные месторождения: МК – крупное, МС – среднее, ММ – малое; россыпные месторождения малые – РМ; П – проявление; ПМ – пункт минерализации; шлиховые ореолы – ШО, вторичные геохимические ореолы – ВГХО (точечные), ореолы газовые – ОГЗ.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>В. Ф. Проскурнин, С. И. Шкарубо, В. В. Кямря, С. Ф. Солонина</i> . . .	3
СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА. <i>Г. А. Заварзина, С. И. Шкарубо</i>	15
СТРАТИГРАФИЯ	23
Нижнепротерозойские образования. <i>Н. Н. Нагайцева, В. Ф. Проскурнин</i>	24
Верхнепротерозойские образования. <i>Н. Н. Нагайцева, В. Ф. Проскурнин</i>	24
Верхневендские–среднекаменноугольные образования. <i>Н. Н. Нагайцева, В. Ф. Проскурнин</i>	29
Среднекаменноугольно–триасовые образования. <i>Н. Н. Нагайцева, В. Ф. Проскурнин</i>	39
Юрско–меловые образования. <i>Н. Н. Нагайцева, В. Ф. Проскурнин</i>	55
Меловые и палеоген–неогеновые образования. <i>Н. Н. Нагайцева, В. Ф. Проскурнин, С. И. Шкарубо</i>	68
Неоген–четвертичные отложения. <i>В. В. Кямря, В. В. Мохов, Д. Ю. Большианов, П. В. Рекант</i>	73
ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. <i>М. С. Радченко</i>	90
Обработка и интерпретация данных гранулометрического анализа	91
Гранулометрические типы осадков	93
Вещественно–генетические типы.	97
Минеральный состав донных отложений	98
МАГМАТИЗМ (нестратифицированные магматические образования). <i>Н. Н. Нагайцева, В. Ф. Проскурнин, Н. П. Виноградова</i>	103
МЕТАМОРФИЗМ. <i>В. Ф. Проскурнин</i>	108
ТЕКТОНИКА. <i>В. Ф. Проскурнин, С. И. Шкарубо</i>	110
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>Н. Н. Нагайцева, В. Ф. Проскурнин, В. В. Кямря, В. В. Мохов, А. В. Шманяк, П. В. Рекант</i>	133
Архейско–раннепротерозойский цикл	133
Верхнепротерозойский цикл	134
Поздневендско–раннекаменноугольный цикл.	135
Среднекаменноугольно–триасовый цикл.	137
Раннеюрско–кайнозойский цикл.	141
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>В. В. Кямря, В. В. Мохов, Д. Ю. Большианов, А. Г. Зинченко</i>	149
Геоморфология суши.	149
Геоморфология шельфа.	160
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. <i>А. В. Гавриш, Б. С. Васильев</i>	167
Горючие ископаемые	167
Твердые горючие ископаемые	170

Металлические ископаемые	183
Неметаллические ископаемые	185
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. А. В. Гавриш, В. Ф. Проскурнин, Б. С. Васильев ...	191
Минерагеническое районирование и основные эпохи рудообразования	191
Закономерности размещения твердых полезных ископаемых и прогнозная оценка перспективных площадей	195
Нефтегазогеологическое районирование. В. В. Нелюбин, В. Ф. Проскурнин, С. И. Шкарубо, О. Н. Зуйкова	205
Прогноз нефтегазоносности. В. В. Нелюбин, О. Н. Зуйкова	214
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. В. В. Саванин	224
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. В. В. Мохов, С. Ф. Солонина	228
Характеристика эколого-геологических условий континентальной части листа	228
Характеристика эколого-геологических условий морской части территории листа	238
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. С. И. Шкарубо, В. Ф. Проскурнин, В. В. Кямяря, А. В. Гавриш. ...	246
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	253
<i>Приложение. Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов, вторичных геохимических ореолов, газовых ореолов, показанных на листах S-51, 52 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000.</i>	<i>266</i>

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Лаптево-Сибироморская
Лист S-51 – Оленёкский зал., S-52 – дельта р. Лены
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

Подписано в печать 7.05.2014. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 17,5 + 9 вкл. Уч.-изд. л. 28.
Тираж 150 экз. Заказ 81114002

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