

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

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

*Серия Лаптево-Сибироморская*

**Лист S-50 – Усть-Оленёк**

**САНКТ-ПЕТЕРБУРГ**

**2017**

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-50 – Усть-Оленёк

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ  
КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ ФАБРИКА ВСЕГЕИ • 2017

*Проскурнин В. Ф., Шкарубо С. И., Заварзина Г. А., Нагайцева Н. И. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-50 – Усть-Оленёк. **Объяснительная записка.** – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. 264 с. + 6 вкл.

В объяснительной записке приведены сведения по стратиграфии, тектонике и глубинному строению, литологии, геоморфологии, истории геологического развития, магматизму, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории, рассмотрены закономерности их размещения. Материалы охватывают побережье моря Лаптевых на отрезке от Анабарского до Оленёкского заливов 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.

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

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

Табл. 28, ил. 15, список лит. 216 назв., прил. 1

#### Авторы

*В. Ф. Проскурнин, С. И. Шкарубо, Г. А. Заварзина, Н. Н. Нагайцева, М. А. Алексеев, А. А. Багаева, Д. Ю. Большианов, Б. С. Васильев, А. В. Гавриш, Н. Р. Горбацевич, А. Г. Зинченко, О. Н. Зуйкова, В. В. Кямря, В. В. Мохов, В. В. Нелюбин, М. Г. Папин, М. С. Парамонова, Б. С. Петрушков, П. В. Рекант, И. Р. Салимьянова, С. Ф. Солонина, А. В. Шманяк*

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

Рецензенты *Б. Г. Лопатин, О. И. Супруненко, А. К. Иогансон, А. Е. Рыбалко*

Рекомендовано к печати  
НПС Роснедра 18 мая 2011 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию, 2017
- © Открытое акционерное общество «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция», 2011
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского», 2011
- © Коллектив авторов, 2011
- © Картфабрика ВСЕГЕИ, 2017

---

## ВВЕДЕНИЕ

Лист S-50 в координатах: 72°00'–76°00' с. ш., 114°00'–120°00' в. д. охватывает побережье моря Лаптевых на отрезке от Анабарского до Оленёкского заливов и прилегающий шельф (рис. 1). По административному делению площадь принадлежит к Анабарскому улусу Республики Саха (Якутия).

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

Обновленный комплект листа S-50 составлен на основе геолого-геофизических исследований, проведенных Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) в 2005–2009 гг. на шельфе моря Лаптевых, прежде всего, сейсморазведки МОГТ, МПВ, сейсмоакустического профилирования, гравимагнитных измерений и донного пробоотбора, а также прогнозно-минералогических работ (ФГУП «ВСЕГЕИ») на опорных участках суши. Эти материалы существенно отличаются от карт предыдущего издания, что обусловлено появлением новых фактических данных – достаточно плотной сети профилей МОГТ в северо-восточной части акватории, входящей в площадь листа.

В создании 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»), Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ФГУП «ИМГРЭ»), Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ГУ «ААНИИ»).

Работе содействовали руководители ОАО «МАГЭ» (генеральный директор Г. С. Казанин, первый заместитель И. В. Заяц) и ФГУП «ВСЕГЕИ» (генеральный директор О. В. Петров и его заместитель Е. А. Киселев), директор ИМГРЭ А. А. Кременецкий, директор Центра государственного геологического картографирования В. Р. Вербицкий. Авторы выражают благодарность за ценные советы, критические замечания, консультации, предоставление рабочих материалов Т. А. Кирилловой, В. В. Шлыковой, Т. Я. Федухиной, С. П. Павлову, С. Ф. Черникову (ОАО «МАГЭ»), П. Г. Падерину (ФГУП «ВСЕГЕИ») и С. А. Граханову (ОАО «Нижне-Ленское»), а также за помощь в организации полевых работ директору ООО «Промтехнология-Арктика» С. Л. Зорину.



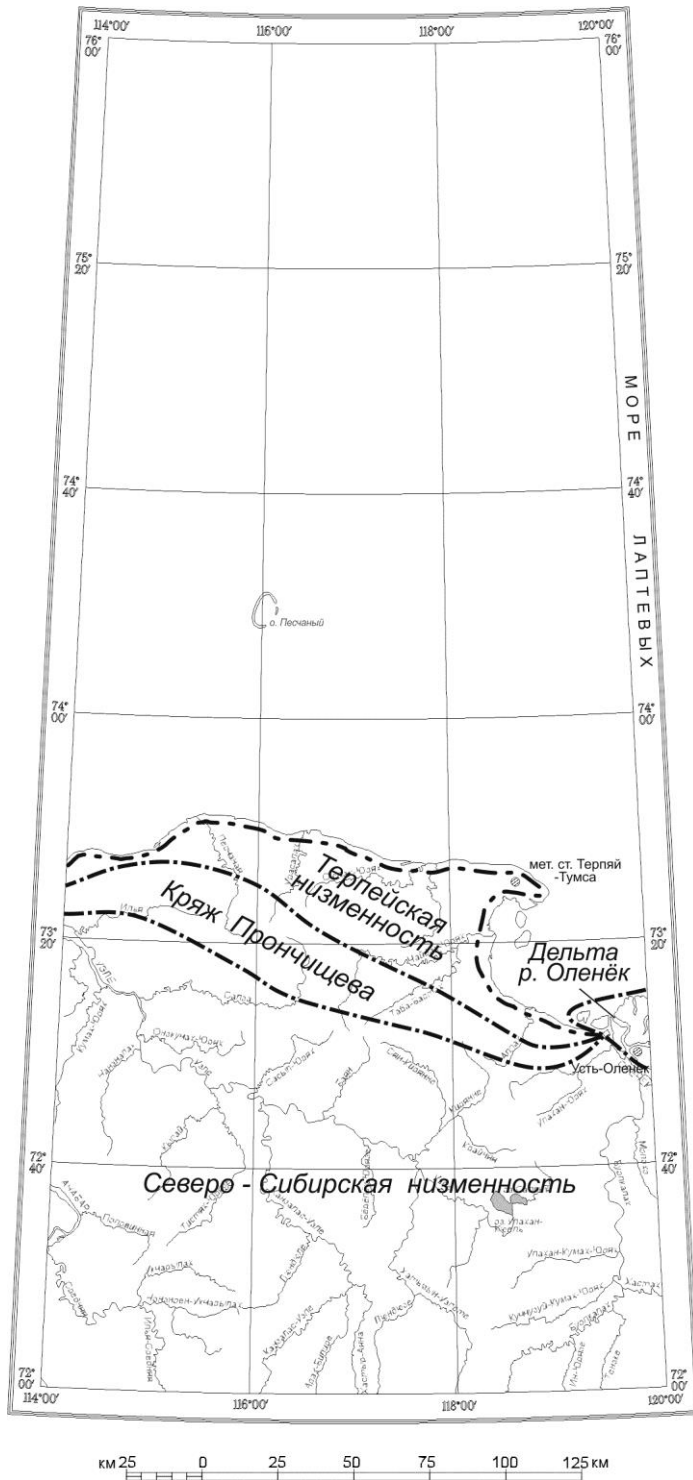


Рис. 1. Схема орогидрографии листа S-50. (Составил А. В. Шмяняк).

## Физико-географические условия

Основными орографическими элементами суши являются: Северо-Сибирская низменность (абс. отм. 20–137 м), кряж Прончищева (134–291 м), Терпейская низменность (20–90 м) и дельта р. Оленёк (0–26 м). Низменности и дельты характеризуются заболоченностью, большим количеством озер, слабым врезом обычно сильноизвилистых рек. Дельты расчленены многочисленными протоками. Кряж Прончищева отличается расчлененностью, значительным врезом рек, русла которых изобилуют перекатами.

Основными водными артериями являются реки Оленёк на востоке и Анабар на западе территории. Они судоходны в приустьевой части и лишь в паводки проходимы для мелкосидящих судов в пределах всего района. Из более мелких рек только Уэле пригодна для сплава на небольших лодках.

Климат района суровый арктический с продолжительной (9–9,5 месяцев) зимой и коротким холодным летом. Средняя температура января от  $-40^{\circ}\text{C}$  на юге суши до  $-30^{\circ}\text{C}$  на побережье и в пределах акватории. Для суши летом характерна малая облачность, средняя температура июля  $+14^{\circ}\text{C}$ . На побережье и в пределах акватории лето холодное с частыми туманами и морозящими дождями. Ветры зимой преимущественно южных и юго-восточных направлений, летом – северных и северо-восточных. 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. 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 кряже Прончищева распространена горная каменистая тундра.

Населенные пункты редки, и население в них малочисленно. Наиболее крупный – пос. Усть-Оленёк. Жители занимаются рыболовством, пушным промыслом и охотой. На п-ове Терпей-Тумус находится полярная метеостанция.

Шельф моря Лаптевых представляет собой пологую подводную равнину с выраженными в рельефе неглубокими желобами меридионального направления, являющимися подводным продолжением долин рек. Преобладающие глубины моря в районе – 20–50 м.

Волнение моря при одной и той же скорости ветра зависит от размера пространства чистой воды. Волны высотой более 3 м чаще наблюдаются в сентябре. По многолетним данным, этот месяц характеризуется крайне неустойчивой погодой и шквальными ветрами. В сентябре размер волн может достичь своего максимума – 6 м.

Высокоширотное положение, большая удаленность от Атлантического и Тихого океанов, близость азиатского материка и полярных льдов делают море Лаптевых одним из самых суровых среди российских арктических морей. Его климат может быть охарактеризован скорее как континентальный, чем как морской полярный, однако с заметно выраженными морскими чертами.

Континентальный характер климата наиболее отчетливо проявляется в больших годовых колебаниях температуры воздуха, хотя под влиянием моря, по сравнению с сушей, они сглажены.

Круглый год в море Лаптевых 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. У побережья лед сохраняется до начала августа. Толщина льда к концу зимы на море достигает 1,5–2,0 м.

## Геологическая и геофизическая изученность

*Северо-Сибирская, Тернейская низменности, кряж Прончищева.* Геологическая изученность сухопутной части региона неравномерна. Первые сведения о его строении получены экспедицией А. Л. Чекановского (1874–1875 гг.), которая доказала участие палеозойских и мезозойских отложений в строении междуречья Лена–Оленёк. В дальнейшем район изучался А. А. Бунге (1885 г.), Э. В. Толлем (1894 г.), К. А. Воллосовичем (1908–1909 гг.), С. Г. Пархоменко (1921 г.), которыми были получены дополнительные сведения о его геологии и геоморфологии, 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). Целью исследований являлось 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 за рамкой листа. Второй отряд этой экспедиции во главе с А. И. Гусевым прошел маршрутом по р. Оленёк. Им разработана стратиграфическая схема палеозойских и мезозойских отложений, которая не утратила своего значения до настоящего времени.

Планомерные геологические исследования начаты в 1941 г. ГГУ ГУСМП и НИИГА (с 1948 г.). Геологи И. П. Атласов, Д. С. Гантман, П. И. Глушинский, К. К. Демокидов, Т. П. Кочетков, Г. А. Брейслер, Г. А. Ермолаев, М. М. Маландин, В. А. Первунинский, В. А. Руцков, Д. С. Сороков и др. в 1941–1953 гг. провели геологическую съемку масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000 в пределах Северо-Сибирской низменности и кряжа Прончищева.

Закартированные ими пермские, триасовые и юрские отложения расчленены до отделов. Меловые отложения разделены на морские и континентальные. Последние на левобережье р. Лена, восточнее характеризуемой территории, подразделены М. М. Маландиным на угленосные и безугольные толщи, которым присвоено название свит, объединенных в нижнемеловую ленскую серию. Названия этих свит распространены на разновозрастные образования

нижнего течения р. Оленёк, где к ним добавлены выделенные А. А. Гусевым и П. И. Глушинским свиты оленёкской серии, считавшиеся тогда верхнемеловыми. В процессе картирования этой территории выделен или доизучен ряд антиклинальных структур, открыто Улахан-Юряхское угольное месторождение.

На выявленной в 1949 г. В. А. Рудковым крупной Улахан-Юряхской структуре по правительственному решению трестом «Арктикразведка» в 1950–1953 гг. проведено разведочное бурение на нефть. Пробурены 24 колонковые скважины глубиной 312–550 м и одна роторная Р-1 глубиной 1781 м. Последняя вскрыла нижнепермские, верхнепермские и нижнетриасовые отложения. В керне скважин визуально обнаружены немногочисленные битумопроявления. В одной из скважин отмечены газопроявления. В нижнем течении р. Оленёк (Тюмятинский участок) проведено структурно-картировочное бурение, в результате которого изучено и оконтурено находящееся южнее характеризуемого района Оленёкское месторождение битумов.

В эти же годы геофизиками треста «Арктикразведка» И. Г. Земсковым и В. И. Почтаревым проведена региональная гравиметрическая съемка и составлены карты гравитационного и магнитного полей междуречья Лена–Анабар в масштабе 1 : 1 000 000.

В 1954 г. закончился первый этап геологических исследований континентальной части района: была составлена и издана Государственная геологическая карта и карта полезных ископаемых в масштабе 1 : 1 000 000 (лист S-50–52), на которых учтены все перечисленные выше работы.

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 другими исследователями значительно уточнены стратиграфические схемы триасовых и юрских отложений междуречья Лена–Оленёк. Они, вместе с ранее разработанной стратиграфической схемой меловых отложений [36, 158], послужили основой для картирования мезозойских отложений Лено-Анабарского прогиба в 1960–1970-е годы. Геофизиками НИИГА Д. В. Левиным и С. М. Крюковым в 1958 г. проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 1 000 000 на междуречье Лена–Оленёк, а в 1961 г. геофизиками Амакинской экспедиции (ЯТГУ) В. П. Торопчиновым и Т. В. Орловой выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 всей характеризуемой суши. Начаты поисковые работы на алмазы в низовьях рек Оленёк и Анабар. В 1959 г. геологами НИИГА А. Н. Вишневым и В. В. Жуковым установлена алмазность современного и верхнечетвертичного аллювия верховьев р. Уэле.

В 1960–1969 гг. 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 другими проведена геологическая съемка масштаба 1 : 200 000. Ими закартирована почти вся Северо-Сибирская низменность и часть кряжа Прончищева. Со-

ставленные геологические карты на основе новых стратиграфических схем с широким использованием материалов аэрофотосъемки отличаются структурностью и детальностью. При этом картирование сопровождалось общими поисками и опробованием на алмазы, картировочным бурением, а также большим объемом аналитических работ.

В эти же годы в пределах Лено-Анабарского прогиба проведены 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 [79].

В конце 1950-х – 1960-х годах 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. Спижарским 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. В 1971–1972 гг. Н. И. Гогиной на соседней территории в низовьях р. Лена установлена алмазоносность базальных карнийских конгломератов [37].

Третий этап (с 1980 по 2001 гг.) связан с завершением среднемасштабных геолого-геофизических работ и переходом к крупномасштабным и поисковым работам на алмазы. В 1981–1984 гг. ПГО «Аэрогеология» (В. Н. Бобров, Е. Р. Горшкова, В. А. Гордин, Ю. М. Неклюдов, Н. И. Клейкова) осуществлена групповая геологическая съемка и доизучение кряжа Прончищева и прилегающих Терпейской и Северо-Сибирской низменностей. Этими работами завершена геологическая съемка масштаба 1 : 200 000. Получены новые данные о магматизме, стратиграфии палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений региона и выявлена алмазоносность морских базальных карнийских слоев, сохранившихся вдоль побережья моря Лаптевых.

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 до мыса Цветкова на п-ове Таймыр [167, 168].

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 «Лена-нефтегазгеология» С. С. Шатовым, В. С. Шатовой, В. Н. Рубинштейном, В. Н. Григорьевым, Р. А. Ковалевой и другими в пределах листа – западной части прогиба – проведены региональные и детальные сейсмические работы МОВ ОГТ. Ими составлены структурные карты по разным отражающим горизонталам [204, 205].

Кроме того, этой же организацией восточнее листа S-50 пробурено три глубоких скважины: Чарчкская параметрическая (П-1) глубиной 3100 м, Хастанская (№ 930) глубиной 3500 м и Усть-Оленёкская (№ 2370) глубиной 3605 м. Скважинами пройдены меловые, юрские, триасовые, пермские, кембрийские и частично рифей-вендские отложения. В Усть-Оленёкской скважине непосредственно под пермскими отложениями впервые вскрыты силурийские и ордовикские карбонатные породы, которые с разрывом 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 СНИИГГиМС И. В. Будникова, В. П. Девятова и А. М. Казакова [159, 160].

В 1981–1982 гг. на междуречье Лена–Анабар Н. Н. Егоровым и другими проведены сейсмические работы (МОВЗ–ГСЗ) по профилю от устья р. Анабар через Чарчкскую скважину на р. Лена. Ими получены сведения о мощности земной коры и омоложении кровли кристаллического фундамента на этом участке платформы [213].

В 1980-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 и прилегающей акватории моря Лаптевых [149, 150, 191].

В 1988–1992 гг. геологами Чернышевской геологической экспедиции (ЯТГУ) С. А. Грахановым, А. В. Манаковым, А. К. Баландиной и другими осуществлены ревизионно-поисковые работы в масштабе 1 : 500 000 по оценке перспектив коренной алмазоносности междуречья Анабар–Оленёк. Ими подтверждена россыпная алмазоносность кайнозойских речных отложений, а также получены дополнительные сведения об алмазоносности верхнетриасовых отложений кряжа Прончищева [161].

В 2000 г. во ФГУНПП «Аэрогеология» завершена и утверждена НРС МПР легенда Оленёкской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия), охватывающая, в частности, сухопутную часть листа S-50 (гл. ред. В. Н. Бобров).

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 хребту Прончищева и западной части Лено-Анабарского прогиба. Эти материалы положены в основу составления Госгеолкарты-1000/3 листа S-50 (Усть-Оленёк). При составлении листа легенда к нему увязана с Лаптевско-Сибироморской и Таймырско-Североземельской легендами серий листов масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения.

Четвертый этап (с 2003 г.) характеризуется постановкой работ по созданию комплектов Госгеолкарты-1000/3 на листах S-48 (2003 г.) и S-49 (2004 г.) с проведением полевых прогнозно-минерагенических исследований. В 2006 г. была завершена легенда Таймырско-Североземельской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение), включающая семь двоянных трапеций масштаба 1 : 1 000 000 (гл. ред. В. Ф. Проскурнин), ставшая основой составления листа S-49 (завершен в 2008 г.).

С 1993 г. и по настоящее время в междуречье Лена–Анабар 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). В 2003 г. в бассейне р. Урасалах, от кряжа Прончищева до берега моря Лаптевых, проводились геоморфологические и геологические исследования, в ходе которых были изучены комплексы речных и морских террас, котловины термокарстовых озер, составлена геоморфологическая схема бассейна р. Урасалах и прилегающего морского побережья. Значительное количество радиоуглеродных датировок, проведенные палинологические исследования и изучение комплексов фауны морских моллюсков позволили значительно уточнить палеогеографию позднего неоплейстоцена и голоцена приморской низменности.

В апреле 2005 г., в ходе совместной российско-германской экспедиции «Южный берег моря Лаптевых–2005», пройден буровой профиль из пяти скважин от мыса Мамонтов Клык в море Лаптевых (последняя скважина в 11 км от берега). Проведенное комплексное исследование вскрытых скважинами четвертичных отложений, полученное по ним значительное количество датировок современными OSL, IR-OSL и радиоуглеродными методами, позволило уточнить их генезис и возраст.

В 2007 и 2008 гг. в Анабарском (долгано-эвенкийском) национальном улусе Республики Саха (Якутия) на четырех участках – Половинный и Мус-Хаинский, Анабар-Кумах-Салинский и Песчано-Урасалахский – проведены прогнозно-минерагенические работы: геологические маршруты, изучение опорных разрезов, опробование различных видов для определения состава пород, руд и минералов, радиологического возраста, биостратиграфических и палинологических исследований. В производстве полевых исследований были задействованы специалисты ФГУП «ВСЕГЕИ»: В. В. Кямря, В. Н. Егоров, М. Г. Папин, В. Р. Шипов, М. А. Алексеев, сезонные сотрудники И. В. Сендерский и А. С. Василенко.

**Лаптевоморский шельф.** Глубокое бурение на шельфе не проводилось. Единственный геологический метод, нашедший достаточно широкое применение, – донное опробование – позволило изучить строение и состав поздне-неоплейстоценовых–голоценовых осадков.

Работы по отбору проб донных осадков начались в прошлом веке еще в довоенное время. В 1937 и 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 [7]. В 1952 г. А. А. Кордииков 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. Семенова (1968, 1971). На основании аналитических исследований дана детальная характеристика донных отложений, составлена геоморфологическая карта моря Лаптевых масштаба 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. Русаковым и другими 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 : 2000 000. В южной части моря Лаптевых сеть маршрутов сгущена до масштаба 1 : 1 000 000 [200].

В 1979 и 1983 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, выявлена Лено-Таймырская зона пограничных поднятий.

В 1979 г. в западной части моря Лаптевых ПГЭ НПО «Севморгео» была выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 [201]. 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).

Съемки сопровождалась сейсмическими работами. ПГЭ НПО «Севморгео» в том же году проведены наледные авиадесантные опытно-методические работы МОВ и КМПВ по профилю I-K-79 (Г. А. Кудрявцев, А. Л. Коган и др., 1980 г.). Профиль пересекает Лено-Таймырскую зону пограничных поднятий и Южно-Лаптевский прогиб, определена мощность его осадочного чехла – до 8 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) и др. составлены мелкомасштабные тектонические, палеогеографические и геоморфологические карты шельфа.

Результаты этого этапа геолого-геофизических исследований моря Лаптевых обобщены В. А. Виноградовым [24].

В 1985 г. 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 Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) ПГО «Севморгеология» (Н. М. Иванова и др., 1987 г.;



С. Б. Секретов и др., 1990, 1992 гг.) и трестом «Севморнефтегеофизика» (Т. А. Кириллова, Э. В. Чайковская и др., 1991 г.). Отдельные профили этих съемок расположены на площади листа S-50. Этими профилями изучено строение осадочного чехла и структура Лено-Таймырской зоны пограничных поднятий. 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).

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. Косько, сост. 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 эпипозднекиммерийским комплексом – аптско-поздне меловыми–кайнозойскими отложениями, при преобладании в разрезе первых.

В 2005–2007 гг. ОАО «МАГЭ» по заказу «Роснедра» отработано 5000 км сейсморазведочных профилей в комплексе с гравимагнитными наблюдениями в юго-западной части моря Лаптевых, в пределах Южно-Лаптевского прогиба, Усть-Ленского рифта и смежных поднятий. Значительная часть профилей располагается на площади листа S-50. 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 части Лаптевоморского бассейна работы дали новый фактический материал, который поможет пролить свет на многие дискуссионные вопросы геологии моря Лаптевых. Они позволяют уточнить строение зоны сочленения Сибирской платформы и обрамляющих ее складчатых систем с рифтовыми прогибами шельфовой области, а также в какой-то мере аргументировать стратиграфический объем осадочного чехла, опираясь на характер прослеженных несогласий и структурных стилей сейсмических комплексов (см. главу «Сейсмостратиграфическая характеристика осадочного чехла»).

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» [209].

В рамках проекта по созданию настоящего комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа S-50 в 2006–2009 гг. ОАО «МАГЭ» проведены геолого-геофизические работы по изучению акватории моря Лаптевых: сейсморазведка МОВ ОГТ – 250 пог. км, сейсморазведка МПВ – 200 пог. км, сейсмоакустическое профилирование в объеме 3000 пог. км, надводная гравиметрия – 3250 пог. км, гидромагнитная съемка – 3250 пог. км и донное опробование – 200 станций. В работах принимали участие экипажи научно-исследовательских судов НИС «Геофизик», НИС «Профессор Куренцов» и научный состав: В. А. Кацанюк, Д. А. Карасов, А. С. Васильев, А. И. Злобин, В. П. Малихин, Д. В. Чудакова, П. В. Гурьевский, 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.

Такой представительный комплекс методов морских исследований, безусловно, положительным образом 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 состав современных осадков шельфа.

С учетом вновь полученных данных была составлена геофизическая основа на лист S-50. 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: петрохимические, палеонтологические данные, базу данных по проявлениям и месторождениям полезных ископаемых на 1.01.2010 г.

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».

Исполнители карт и разделов объяснительной записки указаны в подписях к картам и в содержании записки. Опережающая геофизическая основа листа составлена В. В. Васильевым, А. А. Черных, Е. Н. Федухиной, Е. А. Стрижак, О. В. Борзихиной.

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

---

---

## СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Ввиду отсутствия скважин глубокого бурения на шельфе моря Лаптевых, представления о строении осадочного чехла основываются, главным образом, на результатах комплексных геофизических исследований, анализе сейсмических разрезов МОВ ОГТ, сопоставлении несогласий с разрезами материкового обрамления и удаленных скважин, а также тектоническими событиями. Со времени проведения первых сейсмических работ МОВ ОГТ [180, 207] в бассейне моря Лаптевых различными исследователями были выделены многочисленные отражающие границы. Эти горизонты разнообразно индексированы и датированы в диапазоне от рифея до кайнозоя [84, 145, 91, 75, 195].

### **Обзор и анализ сейсмостратиграфических схем, обоснование авторской модели расчленения осадочного чехла**

К настоящему времени так и не сложилось общепринятой точки зрения относительно прослеживания в разрезе отражающих горизонтов и, тем более, их стратиграфической привязки. С получением новых данных (МАГЭ с 2005 г. отработано более 11 тыс. км профилей МОВ ОГТ) появились лишь новые варианты стратификации осадочного чехла [104].

Поэтому, как отмечают авторы Легенды Лаптево-Сибироморской серии листов ГК-1000 [195], тот или иной вариант интерпретации сейсморазведочных данных, основывающийся на косвенных признаках, является не более чем одной из вероятностных моделей. Это, в первую очередь, справедливо для самой легенды, составленной по материалам работ, проведенных до 1997 г.

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 [14]. Позднее в рамках этой концепции были интерпретированы первые сейсморазведочные профили МАГЭ [180], а затем и сейсмические разрезы, полученные СМНГ [186]. Дальнейшее развитие она получила в работах Д. В. Лазуркина и Б. И. Кима, которые остаются ее последовательными сторонниками [99, 26]. 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, с некоторыми оговорками, изложен материал в предшествующем издании Госгеолкарты-1000 [43].

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 мезозоида Верхоянья. Эти представления получили распространение после проведения в 1993–1994 и 1997 гг. совместных исследований Федерального института природных ресурсов Германии (BGR) и «Севморнефтегеофизики» [145]. Подробной аргументации данной концепции, начиная с 2000 г., посвящает свои работы С. С. Драчев [75, 76]. К этой же позиции приходят В. А. Виноградов и Ю. В. Горячев, положив ее в основу серийной легенды [195, 16]. Позднее высокую степень обоснованности этой концепции отмечает Т. А. Андиева [2], анализируя особенности структуры Лаптевского осадочного бассейна в связи с перспективами нефтегазоносности.

Третья, не столь широко известная, концепция сформулирована В. И. Устрицким [133] со ссылкой на работу К. Фудзиты и Д. Кука [144]. По его представлениям, западную часть шельфа подстилает океанический фундамент, перекрытый слабо деформированным «верхоянским» комплексом среднего карбона–нижнего мела. Выше чехол наращивается 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 выделение и уверенное прослеживание на большие расстояния опорных отражающих горизонтов.

Представленное ниже обоснование авторской схемы строения осадочного чехла моря Лаптевых преследует цель привести дополнительные доводы в пользу второй из рассмотренных концепций. Выбор позиции авторов (составителей данного листа Государственной геологической карты) был определен не столько тем обстоятельством, что «существует утвержденный документ» – серийная легенда, которой необходимо придерживаться, а новыми фактическими данными. Полученные МАГЭ в 2005–2009 гг. материалы многоканальной сейсморазведки, особенно в западной, практически неизученной ранее, части шельфа, представляют веские аргументы, доказывающие состоятельность именно этой концепции.

По характерным особенностям волнового поля на временных разрезах Лаптевского бассейна авторами выделены крупные сейсмостратиграфические подразделения – сейсмокомплексы (СК), которые ограничены хорошо выраженными (опорными) поверхностями несогласий: нижний между отражающими горизонтами А и L2, средний между горизонтами L2 и L4 и верхний



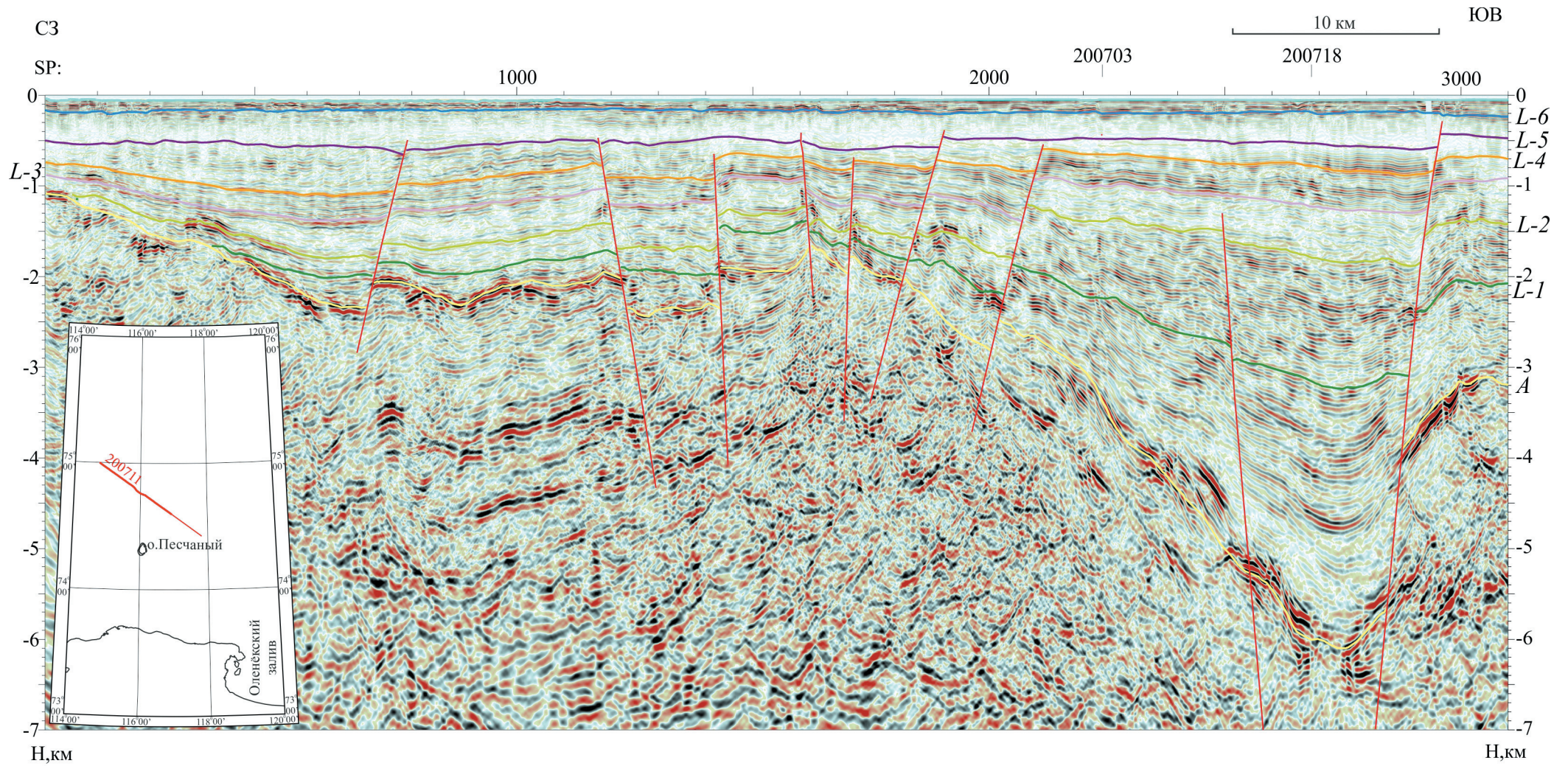


Рис. 2. Фрагмент глубинного разреза по профилю 200711. (Интерпретация Г. А. Заварзиной).



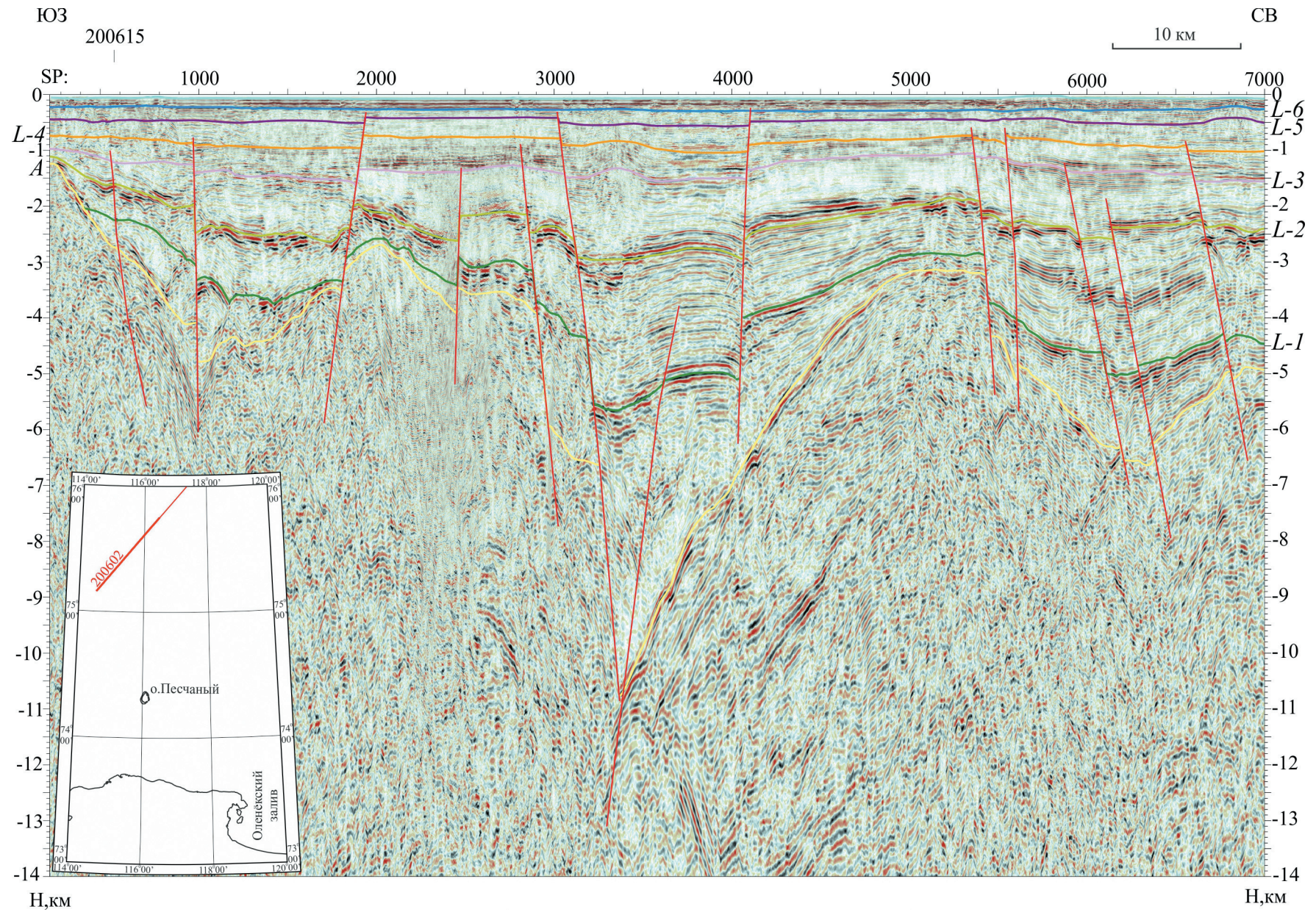


Рис. 3. Фрагмент глубинного разреза по профилю 200602. (Интерпретация Г. А. Заварзиной).



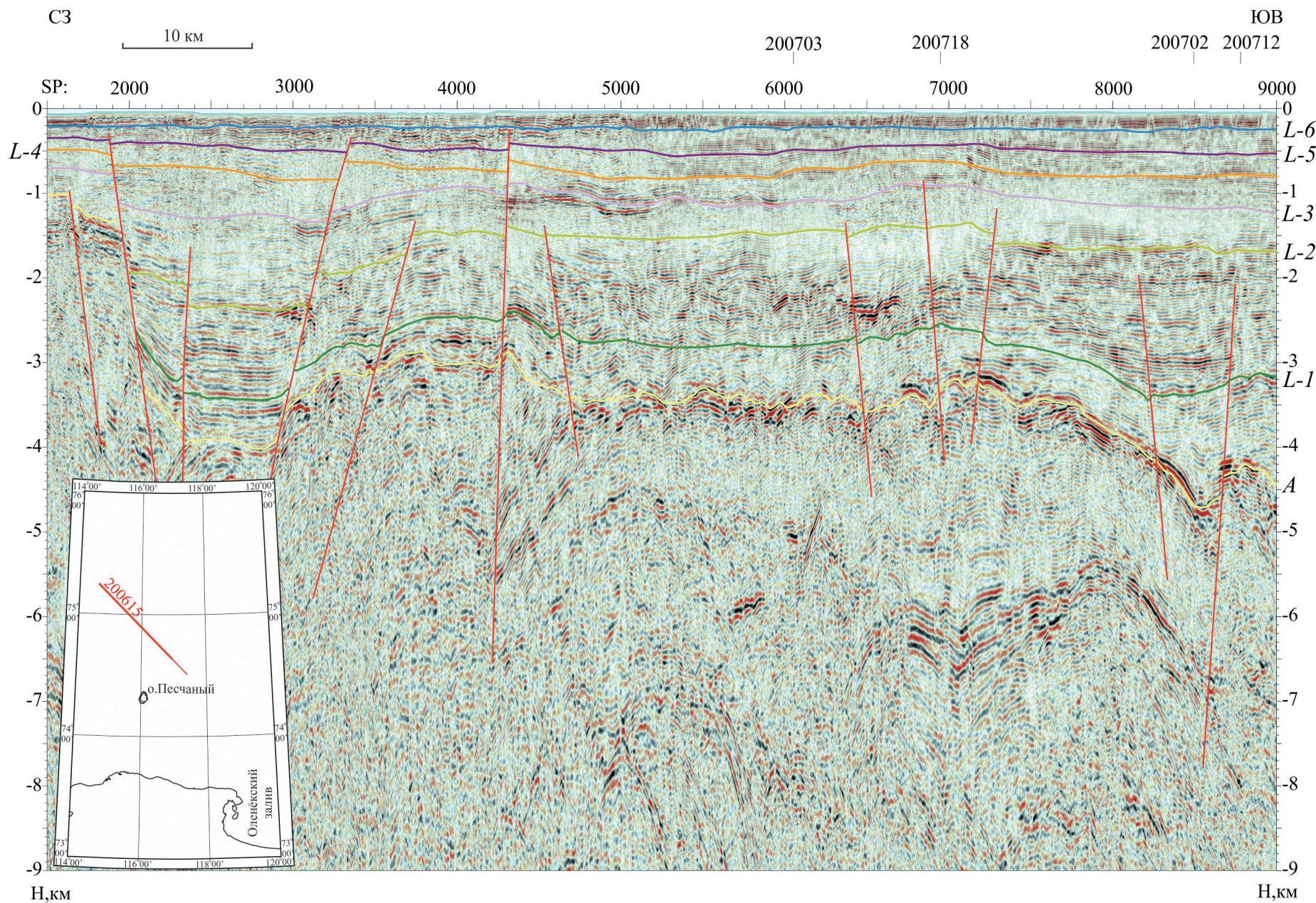


Рис. 4. Фрагмент глубинного разреза по профилю 200615. (Интерпретация Г. А. Заварзиной).



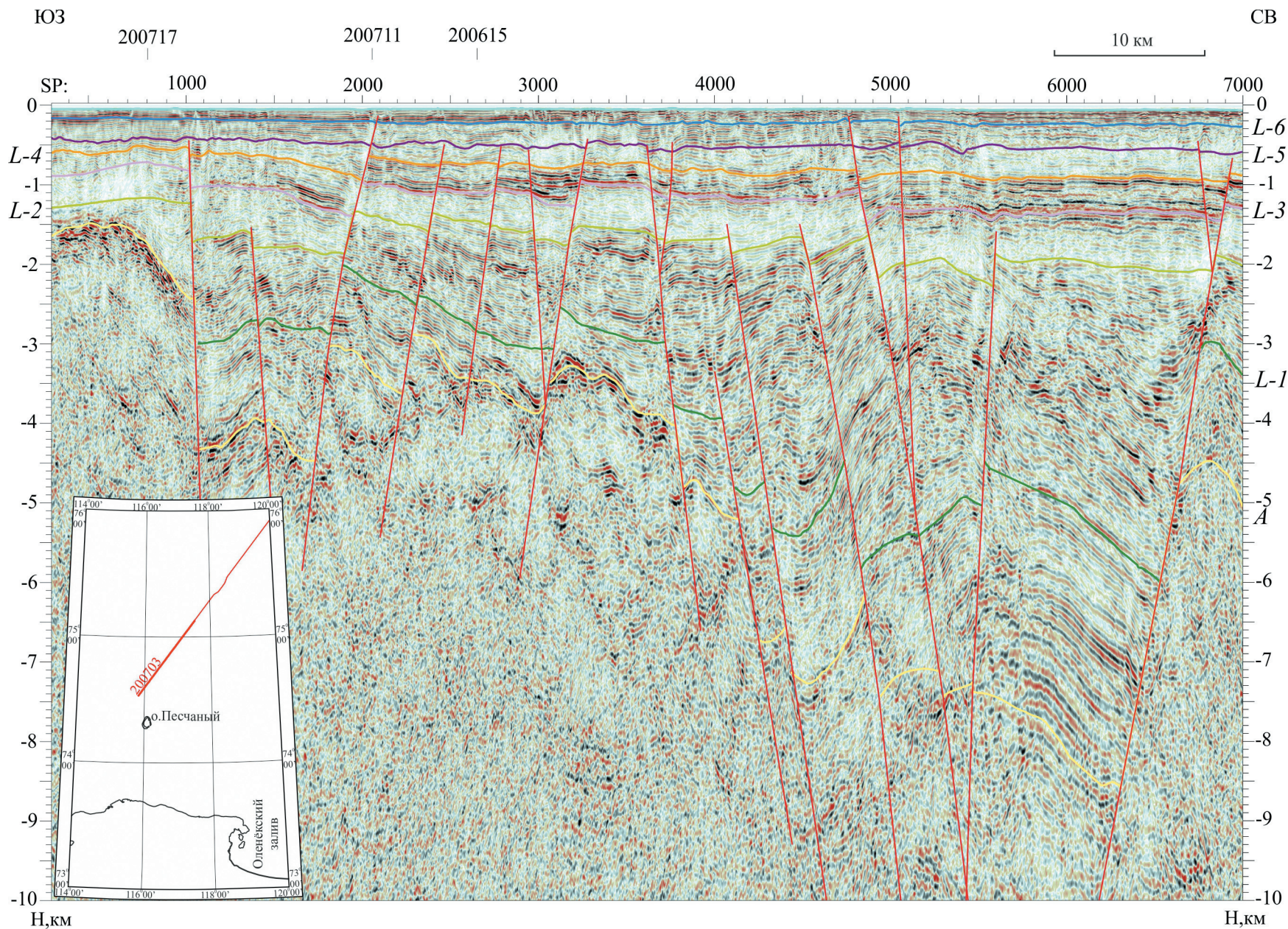


Рис. 5. Фрагмент глубинного разреза по профилю 200703. (Интерпретация Г. А. Заварзиной).



между горизонтом L4 и дном моря. Внутренними отражениями сейсмокомплексы подразделяются на ряд подкомплексов (СПК).

Наиболее отчетливо и убедительно различия волновой картины верхней части разреза, отождествляемой с осадочным чехлом, и нижней, которую можно сопоставить со складчатым основанием, наблюдаются на концах профилей, расположенных в непосредственной близости от складчатого обрамления Лаптевского бассейна (рис. 2–6). На профилях 200602 (ПК 200-1000), 200711 (ПК 100-700) граница раздела двух резко отличающихся типов записи (отражающий горизонт А) выглядит как поверхность денудационного среза с явно выраженным угловым несогласием и, как правило, отличается высокими динамическими свойствами. В юго-западном и северо-западном направлении, соответственно, эта граница поднимается до отметок 1200–1100 м, с тенденцией выхода через 10–30 км на поверхность дна, где в ядрах антиклиналей, по экстраполяции складок с прилегающей суши, обнажаются пермские, а на крыльях – триасовые и юрские образования Чернохребтинской складчатой зоны. Таким образом, становится совершенно очевидно, что отражающий горизонт А не может быть ничем иным, как поверхностью денудационного среза в кровле позднекиммерийских образований Восточнотаймырско-Оленёвской складчато-надвиговой системы.

В северо-восточном и юго-восточном направлении кровля складчатых образований погружается до 4–6 км, а в наиболее глубоких впадинах – до 8–11 км (в Витязевской впадине – до 13 км). Выше повсеместно залегает в целом однородная по стилю сейсмической записи и тектонических деформаций слоистая последовательность, представленная выдержанными отражениями, что, безусловно, свидетельствует в пользу сопоставления этого интервала сейсмического разреза с осадочным чехлом эпипозднекиммерийской платформы. Далее рассмотрим факты, которые не оставляют возможности иного толкования возраста данного (выше горизонта А) интервала разреза, как то отнесение нижних толщ к вендско-палеозойским или каменноугольно-нижнемеловым образованиям.

На профиле 200711 (рис. 2) видно, что два нижних отражающих горизонта в осадочном чехле (L1 и L2) последовательно налегают на поверхность складчатого основания, при этом мощность нижнего сейсмокомплекса (заключенного между горизонтами А–L2) сокращается от 4 км до 500–200 м и полного выклинивания. Следовательно, этот сейсмокомплекс, выклинивающийся на поднятиях Лено-Таймырской области, не может быть отнесен ни к среднекаменноугольно-нижнемеловому «верхоянскому» комплексу, ни, тем более, к венд-нижнекаменноугольной платформенной толще отложений, которые повсеместно развиты на Сибирской платформе и во фронтальных надвигах Верхояно-Колымской складчатой области, имея там мощность несколько километров.

В то же время, ниже поверхности, маркируемой отражающим горизонтом А, во многих местах (рис. 2–6) прослеживаются яркие, протяженные рефлекторы, резко несогласные по отношению к подошве чехла (профили 200711, ПК 800-1600; 200717, ПК 2500-3300) и характеризующие внутреннюю слоистость складчатого основания. На фрагменте разреза по профилю 200615 (ПК 5000-8500) на глубине 4,5–7 км выделяется пакет высокоамплитудных отра-

жений мощностью 1000–1500 м, имеющих характерную «зеркальную» форму рельефа по отношению к горизонту А. Заключенный между ними интервал разреза также содержит протяженные отражения, но меньшей интенсивности и выглядит относительно «прозрачным». Мощность этого интервала изменяется от 1200 до 2700 м, что сопоставимо с мощностью среднекаменноугольно–нижнемеловых отложений «верхоянского» комплекса Чернохребтинской и Прончищевской СФЗ на прилегающей суше. Нижний пакет отражений повышенной динамической выразительности может быть соотнесен с терригенно-карбонатными отложениями венда–нижнего карбона.

Таким образом, предполагаемое сторонниками первой концепции распространение перикратонных комплексов (отложений рифея, венда–нижнего карбона и среднего карбона–нижнего мела) в западной части моря Лаптевых не столь уж далеко от истины. Однако, как показали приведенные здесь материалы, эти отложения в позднекиммерийскую эпоху испытали складчатонадвиговые деформации различной интенсивности, входят в состав складчатого основания и залегают, кроме Лено-Таймырской области пограничных поднятий, на больших глубинах под аптско(?)–верхнемеловыми и кайнозойскими толщами суммарной мощностью от 4–6 до 12–14 км. И хотя в глубоких прогибах Лаптевской рифтовой системы отражающий горизонт А прослеживается не столь уверенно и однозначно, это обстоятельство не может существенно повлиять на систему приведенных аргументов в пользу оценки возраста осадочного чехла Лаптевского бассейна. Собственно чехольные отложения, даже если к ним относить образования орогенной стадии – молассы межгорных прогибов, не древнее верхов раннего мела.

Намного сложнее, исходя только из сейсмических данных, обосновать стратиграфическую последовательность отдельных подразделений осадочного чехла. Несмотря на безоговорочное признание факта, что чехол моря Лаптевых сформирован после завершения позднекиммерийской складчатости в Верхояно-Колымской области, разногласия между приверженцами второй концепции в том, какую часть чехла занимают меловые толщи, а какая остается на долю палеоген-неогеновых и четвертичных отложений, весьма значительны.

При этом, по сути, все исследователи выделяют и прослеживают в разрезе осадочного чехла с небольшими вариациями одни и те же опорные отражающие горизонты, но различно оценивают возраст заключенных между ними сейсмостратиграфических подразделений: первые полностью относят весь разрез к кайнозою, вторые допускают присутствие в низах разреза верхнего мела, третьи обосновывают преимущественное распространение аптско-верхнемеловых толщ.

На схеме корреляции сейсмических горизонтов (рис. 7) показан авторский вариант стратификации выделенных подразделений, сопоставленный с интерпретацией специалистов ВГР [145], ЛАРГЕ [75] и ВНИИОкеангеология [195].

Для примера интерпретации сейсмического разреза выбран переобработанный фрагмент профиля МАГЭ-87722, тот же самый, который приводился в качестве иллюстрации к легенде Лаптево-Сибироморской серии [195]. Как и в серийной легенде, на схеме выделяется 7 отражающих горизонтов (А, L1–

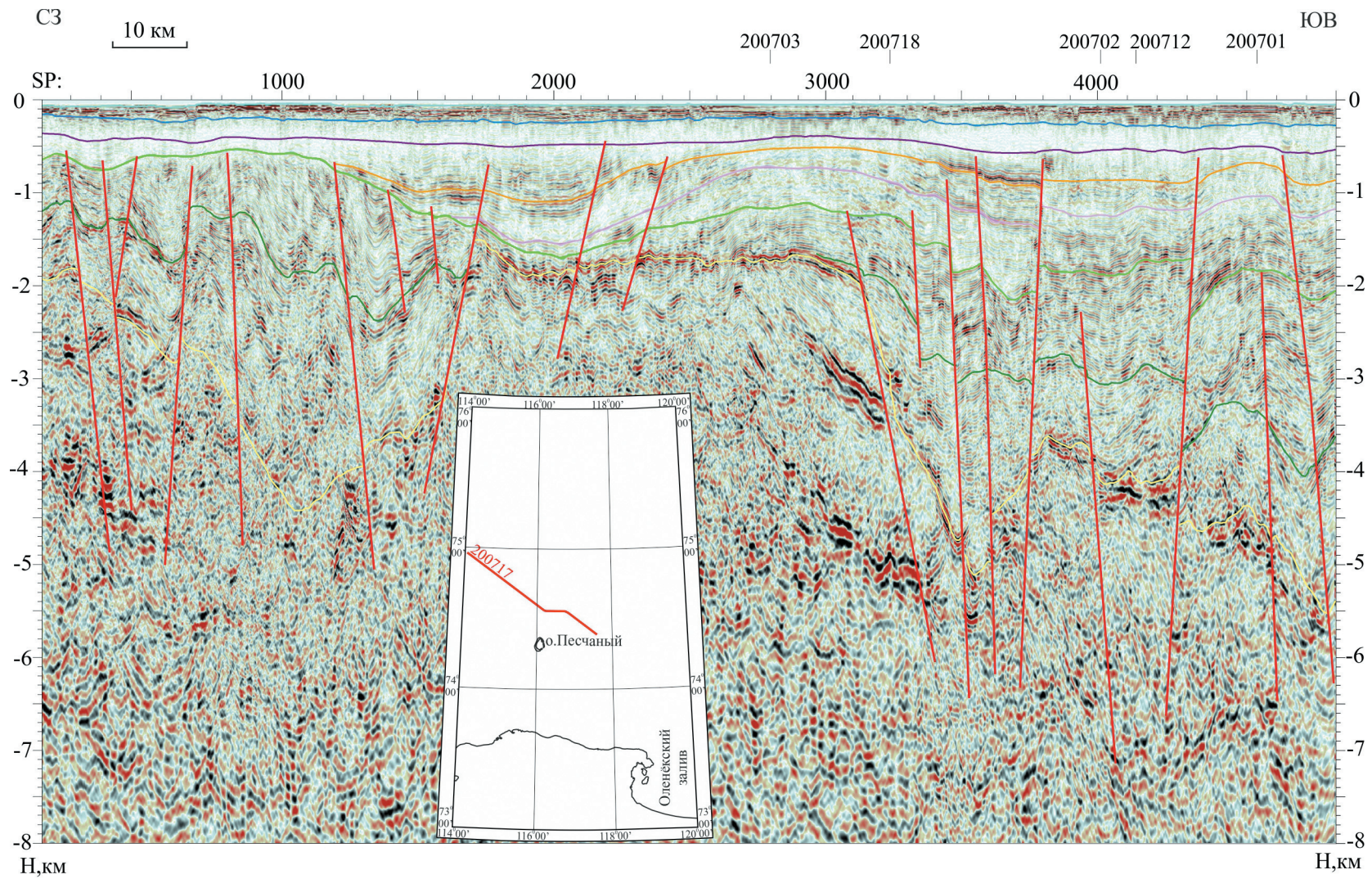
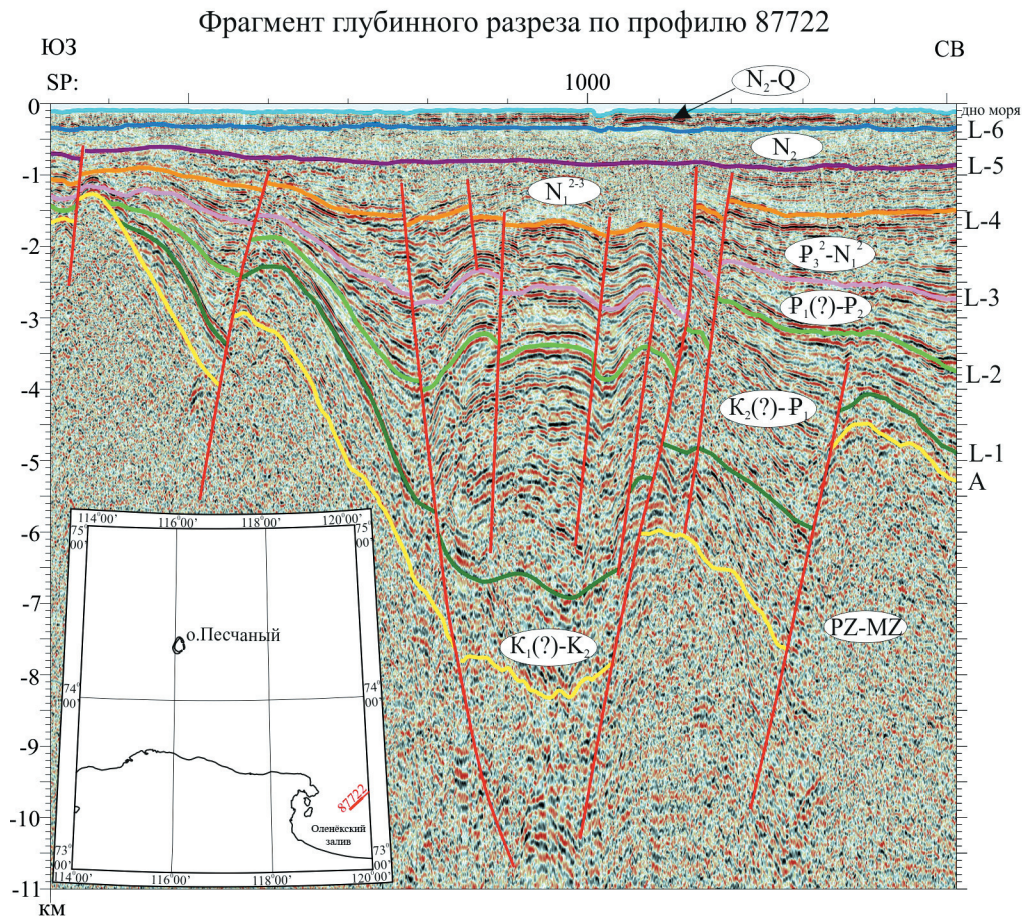


Рис. 6. Фрагмент глубинного разреза по профилю 200717. (Интерпретация Г. А. Заварзиной).





Интерпретация ОГ принятая в настоящей работе	BGR K.Hinz et al., 1997г.	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 ГКК, 2000 г)		
			шельф		континентальный склон и глубоководная котловина
			море Лаптевых	Восточно-Сибирское море	
дно моря	дно моря	дно моря	дно моря	дно моря	дно моря
$N_2-Q$			$N_2-Q$	$N_2-Q$	$N_2-Q$
L-6			Л-VII	1 <sup>+</sup>	O-VII
		$N_2-Q$	$N_1^{2-3}$	$N_1^{2-3}$	$N_1^3$
$N_2$					O-VI
			Л-VI	B-VI	$N_1^{2-3}$
L-5	$N_1^3-Q$	Б	$P_3^2-N_1^2$	$P_3^2-N_1^2$	O-V
			Л-V	B-V	$P_3^2-N_1^2$
L-5					O-IV
$N_1^{2-3}$		$N_1^2-N_2^1$	$P_{1-2}$	$P_{1-2}$	$P_3$
					O-III
L-4	LS <sub>3</sub>	4	Л-IV	B-IV	$P_{1-2}$
$P_3^2-N_1^2$	$P_3-N_1^2$	$P_3^2-N_1^2$	$K_2k-m(?)$	$K_2k-m(?)$	O-II
L-3	LS <sub>2</sub>	3	Л-III	B-III	
$P_1(?) - P_2$		$P_2^3$			
L-2		2			
$K_2$		$P_2^{1-2}$	$K_2s-t$	$K_2s-t$	$K_2$
L-1	$P_1^2 - P_2$	1			
$K_1(?) - K_2$		$K_2m(?) - P_1$	Л-II	B-II	
			$K_1(?) ; K_1a-al$	$K_1a-al$	
A	LS <sub>1</sub>	A	Л-I	B-I	O-I
			АКУСТИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ		

- опорные сейсмогоризонты
  - промежуточные сейсмогоризонты
  - нижний сейсмоакустический горизонт

Рис. 7. 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).

L6). На одной линии расположены горизонты, прослеженные по различным материалам (или разными авторами) на одинаковых временах. К однозначно опознаваемым всеми авторами относятся горизонты А (Л-I, LS<sub>1</sub>), L3 (Л-III, LS<sub>2</sub>), L4 (L-IV, LS<sub>3</sub>).

Модели стратификации чехла К. Хинца [145] и С. С. Драчева [75, 76] концептуально близки между собой, исходя из синхронности формирования осадочного чехла моря Лаптевых раскрытию Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана в позднем палеоцене, около 58–56 млн лет назад. При этом С. С. Драчев (2000) предполагает, что процессы рифтогенеза в море Лаптевых имели место уже в конце позднего мела, за 10–15 млн лет до начала спрединга в Евразийском суббассейне. Таким образом, в этих моделях осадочный чехол представлен либо полностью кайнозойскими отложениями [145], либо с присутствием в низах грабенов отложений маастрихта–палеоцена [75]. 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, LS<sub>3</sub>), сопоставляется с отложениями среднего миоцена–плиоцена.

В модели строения осадочного чехла, разработанной В. А. Виноградовым и Ю. В. Горячевым в серийной легенде [195], в этот же интервал разреза, выше горизонта Л-IV, укладывается весь кайнозой, а основной объем осадочного чехла в грабенах, по их мнению, накоплен в поздне меловую эпоху. Выбор этого горизонта в качестве главного репера в разрезе, отталкиваясь от которого авторы легенды обосновывают привязку остальных несогласий, базируется на его сопоставлении с региональной поверхностью выравнивания с развитием коры выветривания, сформированной на рубеже мела и палеогена. Накопление на шельфе моря Лаптевых мощных меловых толщ они связывают с интенсивным сносом обломочного материала из области поздне мезозойского орогена, проводя аналогию с бассейнами Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Однако некоторые факты не укладываются в рамки такой модели.

Структурные связи Евразийского бассейна с шельфом моря Лаптевых, имеющим типичное для торцевых окраин строение с главным осевым рифтом, ориентированным поперечно к континентальному склону, очевидны. Если Лаптевский бассейн был сформирован в мелу, начиная с апта или баррема, а кайнозойский сейсмокомплекс имеет покровный характер и мощность 600–1500 м, то как объяснить практическое отсутствие влияния процессов раскрытия Евразийского бассейна на континентальную окраину, ортогональную сопряженную с хребтом Гаккеля? Остается допустить, по выражению В. А. Виноградова с соавторами [15], «совершенно «крамольную» на первый взгляд мысль о структурном заложении Евразийского суббассейна одновременно с Лаптевским бассейном, а именно в середине раннемеловой эпохи».

В континентальных районах, прилегающих к Лаптевскому бассейну, в грабенах известны только кайнозойские отложения, начиная с эоцена, реже – палеоцена [112].

Прослеживание отражающего горизонта L4 (которому соответствует Л-IV на рис. 7) 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 хребта Гаккеля. Столь широкое, до гребневой зоны срединно-океанического хребта, распространение меловых отложений в Евразийском суббассейне маловероятно, хотя идеи, альтернативные его спрединговой природе, имеют своих сторонников [115].

Сопоставление разреза по профилю А7 вдоль хр. Ломоносова [187] с интерпретацией сейсмических данных, принятой в настоящей работе, дает основание считать, что подошва кайнозойских отложений, которая на хр. Ломоносова вскрыта скважиной [142], расположена на шельфе моря Лаптевых ниже поверхности L4 (Л-IV, 4, LS<sub>3</sub>) и находится, по меньшей мере, на уровне отражающего горизонта L2 (или 2, по С. С. Драчеву, 2000).

Таким образом, на основании вышеизложенных фактов и рассуждений, авторы настоящей работы считают допустимым принять собственную, несколько отличающуюся, модель стратификации осадочного чехла Лаптевского бассейна, согласовав дополнение к Легенде Лаптево-Сибироморской серии с ее редактором. Основное отличие авторской модели состоит в том, что предполагаемый объем ранне-позднемеловых отложений ограничивается нижним сейсмокомплексом А–L2. Выше залегающие сейсмокомплексы (L2–L4 и L4–дно моря) полностью относятся уже к кайнозою. Стратиграфический объем входящих в них подразделений (подкомплексов) практически полностью соответствует принятым в серийной легенде возрастным интервалам, но со сдвигом вниз по разрезу.

### **Характеристика опорных горизонтов и сейсмокомплексов**

По структурным и сейсмофациальным особенностям в разрезе осадочного чехла Лаптевского бассейна обособляются три сейсмокомплекса (СК), ограниченные поверхностями несогласий – опорными отражающими горизонтами. Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов условна. Она выполнена на основе истории развития региона, перерывов в осадконакоплении, установленных на материковом и островном обрамлении, а также анализа разрезов скважин, пробуренных в океаническом бассейне СЛЮ на хр. Ломоносова.

### **Сейсмокомплекс А–L2**

*Отражающий горизонт А* в подошве сейсмокомплекса на временных сейсмических разрезах прослеживается с различной степенью уверенности на всех профилях и отличается значительными колебаниями амплитудных характеристик: от динамически выраженных до слабоамплитудных, невыразительных отражений. Этому горизонту близко соответствует горизонт LS<sub>1</sub>, в интерпретации специалистов BGR [145] выделенный как основание рифтовых бассейнов. В работах С. С. Драчева (2000, 2002) горизонт А (отсюда нами заимствован этот индекс) показан как кровля акустического фундамента (поверхность складчатых комплексов, образующих тектоническое основание

рифтовой системы моря Лаптевых). Согласно Легенде Лаптево-Сибироморской серии эта поверхность индексирована Л-I.

В рамках листа S-50 отражающий горизонт А как поверхность углового и стратиграфического несогласия, маркируемая высокоамплитудным низкочастотным двухфазным отражением, наиболее уверенно выделяется в Лено-Таймырской области пограничных поднятий. Под поверхностью денудационного среза на отдельных участках прослеживаются группы протяженных «шероховатых» отражений, характеризующих реликтовую слоистость складчатого основания (рис. 2–6). Присутствие слабо деформированных (пологоскладчатых) палеозойско-мезозойских образований, залегающих в основании чехла, видно на редких фрагментах разрезов, но этот комплекс по площади не прослеживается. Поэтому отражающий горизонт А можно считать акустическим фундаментом. На этой границе отмечается резкий скачок интервальных скоростей МОВ ОГТ: от 3,6 км/с в нижней части осадочного чехла до 4,2 км/с в предполагаемой палеозойско-мезозойской толще складчатого основания (рис. 8, 9). Для сравнения: в Лено-Анабарском прогибе, судя по каротажу скв. Чарчкская, средние пластовые скорости в пермских терригенных отложениях составляют 3,6 км/с, в карбонатных кембрийских – 4,2 км/с, терригенно-карбонатных верхнепротерозойских – 5,4 км/с [205].

В пределах Западно-Лаптевской рифтовой системы отражающий горизонт А характеризуется слабыми непротяженными отражениями. В грабенах Южно-Лаптевской зоны прогибов он практически не прослеживается и проведен условно, по смене относительно слоистой записи хаотическими осями синфазности. Также неуверенно этот горизонт коррелируется в Трофимовской зоне поднятий, которая дислоцирована многочисленными сбросами и сбросо-сдвигами.

*Отражающий горизонт L2* в кровле сейсмокомплекса уверенно прослеживается в пределах Западно-Лаптевского бассейна, являясь динамически выраженным и опознаваемым репером. Он разграничивает интервал разреза, насыщенный отражениями средней и высокой интенсивности и вышележащую акустически «прозрачную» толщу. Ранее на профилях ЛАРГЕ близкий по расположению в разрезе рефлектор с индексом 2 был выделен С. С. Драчевым (2000). Характерную особенность горизонту L2 придают интенсивные деформации постседиментационными сбросами и сбросо-сдвигами. По меньшей мере, на роль позднемелового-раннепалеоценового пенепплена эта поверхность по своим морфологическим и динамическим характеристикам подходит ничуть не хуже, чем принятый в серийной легенде горизонт Л-IV.

Сейсмокомплекс А–L2 практически полностью компенсирует изометричные впадины Южно-Лаптевской зоны прогибов, достигая в центрах депрессий мощности 7–10 км. В северо-восточном направлении его кровля регионально погружается от 0,6–1,5 км до 4,1 км (за пределами рамки листа – до 5–6 км), а мощность уменьшается до 2–4 км.

Следует отметить, что столь специфические черты строения сейсмокомплекса А–L2 позволили творческому коллективу нефтяной компании «Роснефть» [104] отнести эту часть разреза к «перикратонному этажу» пермско-раннемелового возраста. Выше показано, что новые фактические данные противоречат такому утверждению. Однако авторы полностью согласны с



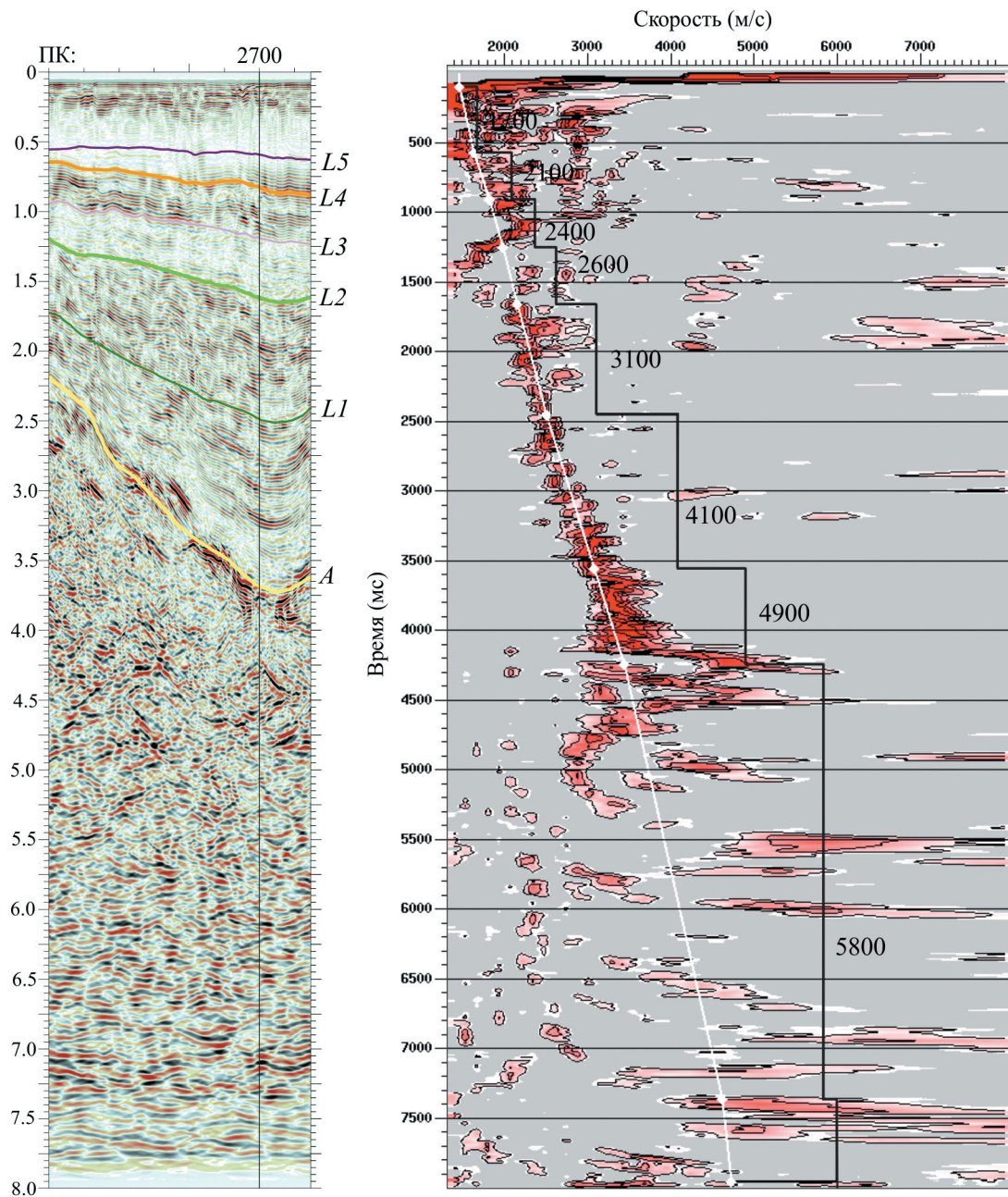
тем, что по сейсмическим материалам в разрезе чехла моря Лаптевых четко выделяются три структурных этажа (сейсмокомплекса), а не два, как предполагалось ранее [195, 75]. Три сейсмокомплекса выделяет в чехле и Т. А. Андиева (2008).

*Отражающий горизонт L1* разделяет сейсмокомплекс А–L2 на два подкомплекса. Он более или менее достоверно прослеживается в глубоких прогибах, а на поднятиях часто проведен условно; по краям бассейна и на отдельных выступах прекращает прослеживаться по схеме подошвенного налегания или тектонического среза. Этот (или близкий к нему) горизонт выделялся в работе С. С. Драчева (2000) с индексом 1 и датировался рубежом палеоцена и эоцена – временем раскола континентальной коры и началом спрединга в Евразийском бассейне.

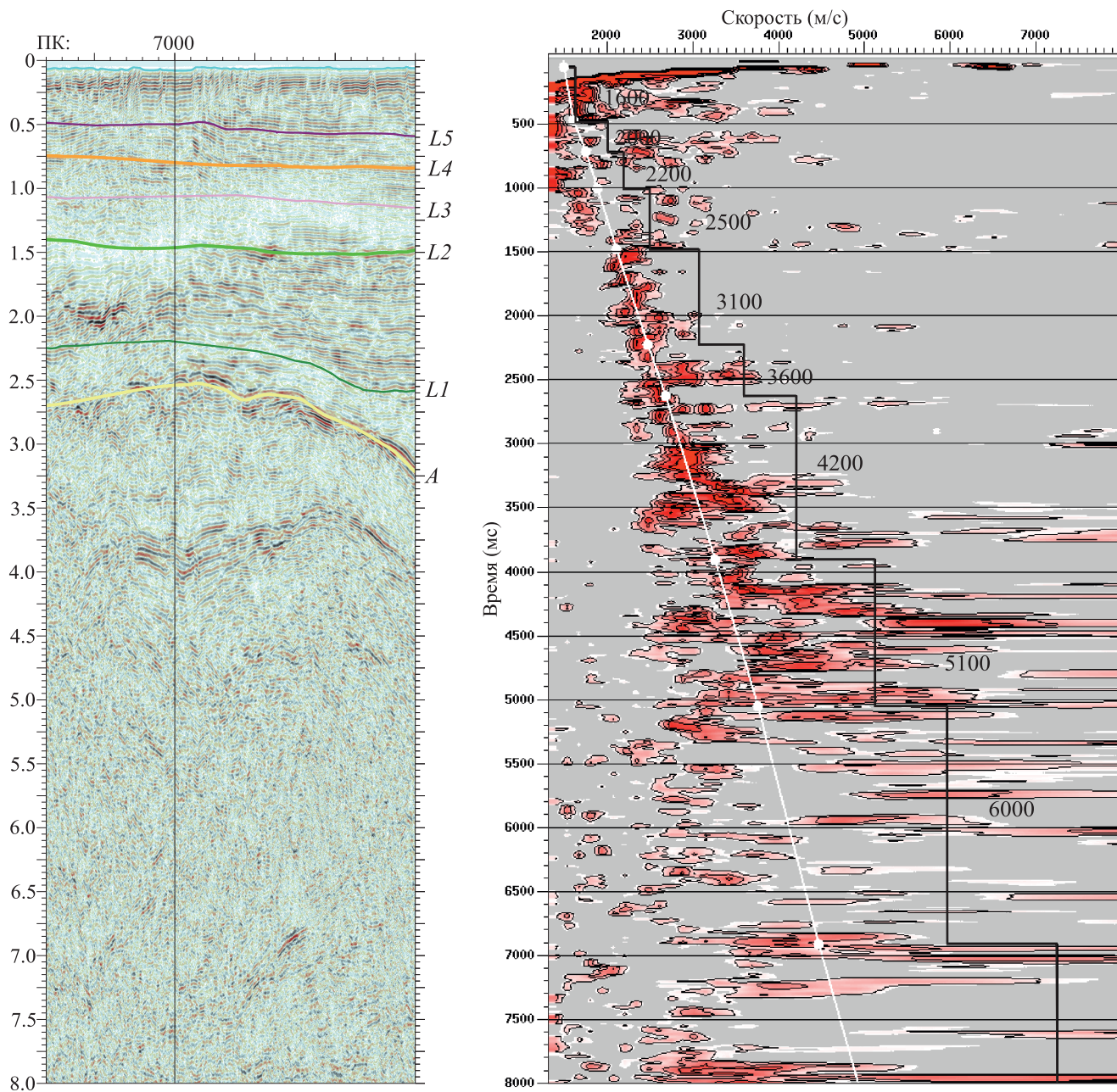
*Нижний подкомплекс А–L1*, относительно «прозрачный», заполняет депрессии и облекает выступы фундамента. В волновом поле характеризуется изменчивостью амплитудно-частотных параметров: от почти «немой» толщи в одних блоках до выраженных отражений разной интенсивности в других. Интервальные скорости по данным МОВ ОГТ составляют 3,6 км/с. По структуре и характеру отражений этот интервал разреза вполне может быть сопоставлен с грубообломочными терригенными угленосными формациями орогенной стадии становления мезозойд. В Лено-Анабарском предгорном прогибе молассоидные континентальные угленосные (преимущественно аллювиальные косослоистые) толщи, характеризующие синорогенный этап, накапливались с апта–альба. Поскольку ближайшими аналогами разреза подкомплекса А–L1 могут быть отложения от лукумайской до чарычкской свит альб–сеноманского возраста, его стратиграфический диапазон мы ограничиваем предположительно нижним–верхним мелом.

*Верхний подкомплекс L1–L2* представляет собой толщу с подошвенным прилеганием косослоистых отражений: от прерывистых до протяженных с изменчивой, в основном низкой, частотой. Толща насыщена отдельными высокоамплитудными отражениями, особенно в пределах Южно-Лаптевской зоны прогибов. В Трофимовской зоне поднятий отражения становятся более выдержанными высокочастотными и также насыщены отдельными яркими осями синфазности. Их видимое снижение указывает на поступление материала с восточных направлений, где в позднемеловую эпоху продолжалось интенсивное складко- и горообразование в пределах Верхояно-Колымской складчатой области [43]. Анализ волновой картины позволяет предположить аллювиально-дельтовые условия осадконакопления; внутри толщи прослеживаются поверхности несогласий, указывающие на многоэтапность формирования отложений дельтовых систем. Низкочастотные высокоамплитудные яркие отражения можно связать с пластами песчаника, залегающими среди глинистых пород (рис. 2–6). Интервальные скорости – 3,1 км/с.

Степень метаморфизма углей в самой молодой чарычкской свите свидетельствует о былом существовании в Лено-Анабарском прогибе мощной верхнемеловой толщи. Этот подкомплекс вполне мог быть сформирован в течение позднемеловой эпохи, если допустить, что к северо-востоку от Оленёкско-Прончищевской складчато-надвиговой зоны и погребенной Лено-Таймырской области поднятий в это время уже начались устойчивые нисхо-



**Рис. 8. Вертикальные спектры скоростей по профилю 200711.**  
 (Составили: А. И. Васильев, А. В. Гребеньков, Г. А. Заварзина).



**Рис. 9. Вертикальные спектры скоростей по профилю 200615.**  
*(Составили: А. И. Васильев, А. В. Гребеньков, Г. А. Заварзина).*

дящие движения, и образовался крупный бассейн, аналогичный Лено-Анабарскому прогибу.

Конец позднемеловой эпохи знаменуется выравниванием рельефа. Отложения верхних ярусов мела и палеоцена в большинстве районов на суше отсутствуют. К палеоценовым отложениям относят кору выветривания, сохранившуюся во впадинах как на Сибирской платформе, так и в Верхояно-Колымской складчатой области [43]. В условиях регионального пенеплена, по мнению В. А. Виноградова [195], не могли накапливаться отложения сколь либо значительной мощности, и потому основная часть чехла приходится на верхнемеловые отложения. Однако в то время как в раннем кайнозое обширные области, окружающие сегодня море Лаптевых, испытывали эрозию и пенепленизацию, эродированный материал вполне мог аккумулироваться в формирующихся грабенах на шельфе, как предполагал С. С. Драчев (2000).

Поэтому, учитывая также вероятность существования в позднемеловую эпоху в пределах современного шельфа горной страны, где осадконакопление могло происходить только в межгорных впадинах [43], авторы полагают, что возраст подкомплекса L1–L2 остается под вопросом. Однако по согласованию с Главным редактором «Легенды Лаптево-Сибироморской серии листов ГК-1000/3, 2000 г.» М. К. Косько и по рекомендации НРС в «Дополнении к блокам I, III, IV.2, V Легенды.., 2011 г.» [196] и, соответственно, на листе S-50 подкомплекс L1-L2 отнесен к верхнему мелу. Безусловно, точку в этих рассуждениях может поставить только параметрическая скважина.

### Сейсмокомплекс L2–L4

*Отражающий горизонт L4*, ограничивающий сейсмокомплекс в кровле, уверенно прослеживается на площади шельфового бассейна и представляет собой яркое, высокоамплитудное динамически выдержанное отражение с отчетливыми признаками эрозионного среза (рис. 2–6). Налегание горизонта L4 на подстилающую поверхность L2 (выклинивание сейсмокомплекса) установлено в пределах листа S-50 на локальном участке Хараулахско-Таймырской зоны горстов и грабенов. По сходным амплитудно-частотным характеристикам и морфологическим особенностям рефлектор L4 соответствует горизонтам 4 и LS<sub>3</sub> на профилях ЛАРГЕ и BGR соответственно. В Легенде Лаптево-Сибироморской серии – это горизонт L-IV (рис. 7).

Характерный блоковый рельеф поверхности L4 отражает последний наиболее значительный импульс растяжения со сдвигом, со смещением активности тектонических напряжений в восточном направлении. Возобновление рифтогенеза на шельфе моря Лаптевых связывают с ускорением спрединга в Евразийском бассейне в раннем–среднем миоцене, после эпохи олигоценовой реорганизации океанообразования [75, 11]. Резкое отличие характера сейсмической записи выше горизонта L4 в верхнем покровном этаже чехла свидетельствует о значительных изменениях условий осадконакопления. Такое скачкообразное изменение характеристик осадочных пород установлено в разрезе буровых скважин на хр. Ломоносова выше поверхности перерыва между средним эоценом–ранним миоценом [142]. По интерпретации



Б. И. Кима и З. И. Глезер из разреза этих скважин выпадают отложения верхнего олигоцена–нижнего миоцена [92].

В прилегающих районах суши контрастно проявлена поверхность несогласия в среднем миоцене, ограничивающая в кровле нерпичинскую свиту [195]. С этим же несогласием на уровне среднего миоцена С. С. Драчев (2000) сопоставляет горизонт 4. Поэтому, принимая во внимание вышеизложенное, мы также связываем опорный горизонт L4 с предсреднемиоценовым несогласием.

Мощность сейсмокомплекса L2–L4 по сравнению с подстилающим сейсмокомплексом A–L2, наоборот, увеличивается на северо-восток от 0,5–1,0 км до 2,5–3,5 км, компенсируя грабены Усть-Ленской рифтовой зоны. В этом же направлении происходит и снос осадков. Комплекс в целом имеет черты синрифтового накопления и от кровли до подошвы дислоцирован многочисленными разломами.

*Отражающий горизонт L3* разделяет этот интервал разреза на два подкомплекса, резко отличающихся по волновой картине: акустически прозрачную толщу внизу и насыщенную протяженными высокоамплитудными рефлекторами – вверх. Горизонт представлен поверхностью несогласия эрозийного типа с элементами кровельного прилегания; он прослеживается в подошве пакета протяженных отражений разной частоты и амплитуды в пределах Западно-Лаптевской рифтовой системы, и менее уверенно – в западной части Лено-Таймырской области поднятий. Горизонту L3 по времени регистрации близко соответствуют рефлекторы LS<sub>2</sub>, 3 и Л-III (рис. 7). Характер этого горизонта позволяет связать его с несогласием между эоценом и олигоценом.

*Подкомплекс L2–L3* выглядит акустически прозрачной толщей с редкими яркими отражениями. Такой характер волновой картины позволяет предположить, что отложения формировались в низкоэнергетической обстановке и представлены преимущественно глинистыми толщами, а отдельные динамически выраженные рефлекторы соответствуют пластам песчаников. Интервальные скорости составляют 2,5–2,6 км/с. В подкомплексе выделяются аномалии сейсмической записи типа «яркое пятно», которые часто расположены вблизи разломов или прямо «упираются» в нарушения. Возраст подкомплекса L2–L3, по ограничивающим его несогласиям, палеоцен(?)–эоцен.

*Подкомплекс L3–L4* характеризуется чередованием низкочастотных интенсивных отражений с высокочастотными, что свидетельствует об изменчивости мощности пластов по вертикали. Интервальные скорости – 2,2–2,4 км/с. Минимальные мощности комплекса (150–300 м) наблюдаются в юго-западной части Лено-Таймырской области пограничных поднятий, а северо-восточнее Трофимовской зоны поднятий мощность олигоцен-среднемиоценового подкомплекса увеличивается до 1,5 км. Отражения становятся более высокочастотными. Наблюдается проградация осадков в сторону континентального склона. «Яркие пятна», как и в подстилающем подкомплексе, приурочены к разрывным нарушениям. Стратиграфический диапазон подкомплекса принимается от позднего олигоцена до среднего миоцена.

## Сейсмокомплекс L4–дно моря

Верхний, покровный сейсмокомплекс перекрывает с трансгрессивным налеганием в подошве высокоотражающую толщу, заполняя грабены и полностью нивелируя блоковый рельеф подстилающей поверхности L4. Сейсмокомплекс в целом отличается акустической прозрачностью, за исключением самой верхней части мощностью до 200 м. Внутри сейсмокомплекса прослежен рефлектор L5 и, условно, в подошве реверберационного пакета отражений под дном моря, горизонт L6.

*Отражающий горизонт L5* динамически выражен слабо, однако выделяется как отчетливая поверхность «эрозионного среза» практически на всей площади шельфа. Наиболее глубокий денудационный срез нижележащих сейсмостратиграфических подразделений наблюдается в восточной части шельфа (за пределами листа S-50), где рефлектор L5 последовательно «срезает» все горизонты, вплоть до акустического фундамента. На схеме корреляции сейсмических горизонтов (рис. 7) горизонт L5 соответствует горизонту Б и Л-V. С. С. Драчев (2000) коррелирует горизонт Б с несогласием между миоценом и плиоценом. Конец позднего миоцена – этап глобального понижения уровня Мирового океана, вызвавший осушение шельфов, известный в геологической литературе как «мессинская регрессия». Поэтому сопоставление отражающего горизонта L5 с данным событием вполне логично.

*Подкомплекс L4–L5*, соответственно, мы относим к среднему–верхнему миоцену. Волновая картина средне-верхнемиоценового подкомплекса характеризуется преимущественно слабыми непротяженными отражениями. На отдельных участках присутствует слоистость; местами запись насыщена яркими низкочастотными, непротяженными отражениями. Интервальные скорости – 2,0–2,1 км/с. Разрывные нарушения иногда проникают выше поверхности L5. Максимальные мощности (1,0–1,2 км) приурочены к наиболее погруженным частям Западно-Лаптевской рифтовой системы. В пределах Лено-Таймырской области пограничных поднятий мощность подкомплекса значительно уменьшается (до 150 м). В восточной части моря Лаптевых (за пределами листа) средне-верхнемиоценовый подкомплекс на поднятиях полностью выклинивается.

*Подкомплекс L5–дно моря (плиоцен-четвертичный)* трансгрессивно перекрывает нижележащие отложения, представляя собой покровную толщу с плавными изменениями мощности от 300 до 800 м. На востоке моря Лаптевых подкомплекс ложится непосредственно на выступы складчатого основания или перекрывает более древние толщи чехла. Подошва плиоцен-четвертичной толщи нарушена немногочисленными малоамплитудными разломами, на некоторых профилях (рис. 5) имеет характерную «изрезанную» форму. Нижняя часть интервала отличается «прозрачной» записью; непосредственно под поверхностью дна моря прослеживается пачка интенсивных высокочастотных отражений, которые местами прерываются вертикальными зонами потери корреляции. В подошве этой пачки условно проведен отражающий горизонт L6, разделяющий подкомплекс на две сеймотолщи. Интервальные скорости в подкомплексе составляют 1,6–1,7 км/с.

Таким образом, в осадочном чехле Лаптевоморского бассейна выделяются три сеймостратиграфических комплекса (СК): меловой–палеоценовый между отражающими горизонтами А и L2, палеоцен-среднемиоценовый между горизонтами L2 и L4 и среднемиоцен-плейстоценовый между горизонтами L4 и дном 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 сейсмотолщи: плиоценовую и плиоцен-четвертичную.

---

---

## СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа S-50 обнажены пермские, триасовые, юрские, меловые, неогеновые и четвертичные образования. Кроме того, в скважинах (Усть-Оленёкская, Чарчыкская, Хастахская) вблизи рамок листа вскрыты рифейско-вендские, поздневендско-кембрийские, среднеордовикско-раннесилурийские и среднекаменноугольно-раннепермские слои. По гравимагнитным и сейсмическим данным предполагается наличие двух типов образований фундамента, отраженных только на разрезе: Хапчанского позднеархейско-раннепротерозойского и Оленёкского раннепротерозойского.

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

В соответствии с Легендой Лаптево-Сибироморской серии (СЛ-1000/3) и Дополнением к ней (2011 г.) в основу легенды листа S-50 положен зональный принцип районирования по структурным этажам, ярусам, соответствующим крупным циклам – основным этапам геологического развития. Внутри них – по структурно-формационным (фациальным) областям и зонам (подзонам). Схемы структурно-формационного районирования охватывают пять тектонических циклов: архейско-раннепротерозойский, рифейско-вендский, поздневендско-среднекаменноугольный, среднекаменноугольно-триасовый и юрско-кайнозойский. При этом образования трех ранних циклов, отраженные только на разрезе, выделяются по данным экстраполяции со смежных территорий. Юрско-кайнозойский цикл подразделяется на два этапа: юрско-меловой и кайнозойский.

### АРХЕЙСКО-НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории листа, по геофизическим данным, по А. С. Гринсону [25], располагается северо-западная граница Анабарского и Оленёкского геоблоков, которая приурочена к Уджинской межгеоблоковой палеорифтогенной системе. В Прончищевско-Оленёкской складчатой зоне, по геофизическим данным, фундамент близок к Оленёкскому. В соответствии с этим и с районированием фундамента на листе S-49 выделяются Хапчанская структурно-формационная зона (СФЗ), входящая в состав Анабарской структурно-формационной области (СФО) и Оленёкская СФО, образования которой вскрыты на Солоолийском выступе.



## **Анабарская СФО. Хапчанская СФЗ**

**Архейская акротема, верхняя эонотема–протерозойская акротема, нижняя эонотема.** Нерасчлененные отложения ( $AR_2-PR_1$ ) (только на разрезе) выделяются условно, по геофизическим данным и общей структурной позиции. Залегают они под платформенными породами рифея, венда, кембрия и верхнего палеозоя–нижнего мезозоя. Наиболее близкими к ним геологическими образованиями являются интрузивные и метаморфические комплексы позднего архея и раннего протерозоя Хапчанской СФЗ Анабарской СФО [193]. Фундамент Анабарского блока, по геофизическим данным, протягивается до Нордвикского разлома под отложениями Хатангско-Ленского юрско-мелового прогиба. Верхнеархейско-нижнепротерозойские образования представлены гнейсами, гранито-гнейсами пироксеновыми, кальцифирами, гнейсами глиноземистыми и графитовыми, эндербитами, чарнокитами, пегматитами. Мощность образований – 4700–5500 м [193].

## **Оленёкская СФО**

**Протерозойская акротема, нижняя эонотема.** Нерасчлененные отложения ( $PR_1$ ) (только на разрезе). По аналогии с Сололийским выступом, предполагается, что на территории листа S-50 рассматриваемые образования представлены зеленосланцево-метаморфизованными вулканогенно-терригенными углеродистыми отложениями, смятыми в изоклинальные складки субмеридионального простирания, мощностью более 2600 м [25].

## **ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Верхнепротерозойские образования на площади листа S-50 повсеместно перекрыты более молодыми отложениями. Они выделены только на разрезе к геологической карте, где представлены рифейско-нижневендскими ( $RF-V_1$ ), рифейско-верхневендскими ( $RF-V_2$ ) и верхнепротерозойскими нерасчлененными ( $PR_2$ ) образованиями.

Верхнепротерозойские отложения вскрыты Усть-Оленёкской-2370, Хастахской-930 и Чарчыкской П-1 скважинами, пробуренными на площади листа S-51 вблизи восточной рамки листа S-50, а также Бурской-3410 скважиной, расположенной у южной рамки листа S-51. На территории листа S-49 они вскрыты Костраминской, Хордулахской и Северо-Суолемскими скважинами. На смежной с юга территории они обнажаются в бассейне р. Уджа на площади Уджинского поднятия, а также на северо-восточном склоне Анабарского щита.

Верхнепротерозойские образования, изученные на сопредельных территориях, характеризуются разными типами разрезов и относятся к трем структурно-формационным областям: Котуйканско-Анабарской, Уджинско-Нижнеленской и Таймыро-Хараулахской. По аналогии с сопредельными площадями перечисленные СФО выделены и на территории листа S-50.

## **Котуйканско-Анабарская СФО. Попига́й-Анабарская СФЗ**

Рифейско-нижневендские образования представлены лагунными красноцветными терригенными, лагуно-морскими и морскими (эпиконтинентальными) терригенно-карбонатными отложениями. Они залегают с угловым несогласием на метаморфических образованиях архея либо на корях выветривания нижнего протерозоя и повсеместно с размывом и стратиграфическим несогласием перекрываются отложениями немакит-далдынского горизонта верхневендского–раннекембрийского возраста. Рифейские отложения на площади Котуйканско-Анабарской СФО объединяют две серии: мукунскую терригенную и билляхскую терригенно-карбонатную (Решения МСК, 1962 г.). Вендские отложения представлены фосфатоносной гипсово-доломитовой старореченской свитой (0–180 м) нижнего венда, не имеющей широкого площадного распространения. На рассматриваемую площадь с листа S-49 протягиваются отложения Попига́й-Анабарской СФЗ Котуйканско-Анабарской СФО, которая охватывает территорию северо-западного, северного и северо-восточного склонов Анабарского щита, а также бассейнов рек Попига́й и Суолема на междуречье Хатанга–Анабар. На листе S-50 к Попига́й-Анабарской СФЗ относится юго-западная часть, примыкающая к р. Анабар западнее Суолемо-Анабарского разлома.

**Рифейская зонотема–вендская система, нижний отдел (RF-V<sub>1</sub>)** (только на разрезе). В отличие от западной части СФО (Котуйканская СФЗ) отложения мукунской и билляхской серий на площади Попига́й-Анабарской СФЗ характеризуются пониженной мощностью. Опорные разрезы изучены на северо-восточном склоне Анабарского щита и в скважинах, пробуренных в бассейне р. Попига́й на междуречье Хатанга–Анабар (лист S-49), где эти серии на свиты не делятся. Мощность рифейско-нижневендских отложений на этой территории не превышает 500–600 м [194]. Мощность рифейско-нижневендских отложений Восточного Прианабарья оценивается в 510–520 м [25].

## **Уджинско-Нижнеленская СФО. Уджинская СФЗ**

Уджинско-Нижнеленская СФО выделена по аналогии со смежной с юга территорией [194], где она подразделяется на Уджинскую и Оленёкскую СФЗ. Разрез к геологической карте пересекает Уджинскую СФЗ, которая примыкает к Попига́й-Анабарской СФЗ с востока по Суолемо-Анабарскому разлому.

**Рифейская зонотема–вендская система, верхний отдел (RF-V<sub>2</sub>)** (только на разрезе). На территории Уджинской СФЗ развиты рифейско-верхневендские отложения с уджинским типом разреза, приуроченные к Уджинской палеорифтогенной зоне. Они с угловым несогласием залегают на метаморфических образованиях нижнего протерозоя и перекрываются отложениями немакит-далдынского горизонта (яруса). Уджинская серия рифейско-поздненвендского возраста представлена вулканогенно-терригенно-карбонатными образованиями, формировавшимися в прибрежно-морских и морских (эпиконтинентальных) условиях. В стратотипическом районе [194] она включает пять рифейских свит: богдотаасскую (RF<sub>1</sub>), улаханкурунскую (RF<sub>1</sub>), унгуохтахскую (RF<sub>2</sub>), хапчанарскую (RF<sub>3</sub>) и уджинскую

(RF<sub>3</sub>), а также две вендские свиты: томторскую (V<sub>1</sub>) и туркутскую (V<sub>2</sub>). Наиболее древняя богдотаасская свита (300 м) сложена доломитами с прослоями пестроцветных аргиллитов. Она согласно перекрывается улахкунгуринской свитой (440–530 м) нижнего рифея, представленной доломитами строматолитовыми и онколитовыми с линзами кремней, глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. В средней части богдотаасской свиты присутствуют базальты, туфы и туффиты. Выше с размывом и стратиграфическим несогласием залегает среднерифейская унгуохтахская свита (480–800 м). Она сложена серыми и красными глинистыми сланцами, известковистыми алевролитами и строматолитовыми известняками, которые переслаиваются с базальтами, туфами, туфопесчаниками и туфобрекчиями. Унгуохтахскую свиту с размывом и стратиграфическим несогласием перекрывает верхнерифейская хапчанарская свита доломитово-известнякового состава. Завершает разрез уджинская свита верхнего рифея, сложенная переслаивающимися пестроцветными глинистыми сланцами, содержащими сидериты, гематиты и шамозиты, а также песчаниками, гравелитами и конгломератами. Мощность верхнерифейских отложений – 850–900 м, общая мощность рифейских образований – 2000–2600 м.

Рифейские образования с размывом и стратиграфическим несогласием перекрываются томторской свитой (80–120 м). Она сложена пестроцветными песчаниками кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми, алевролитами, глинистыми известняками. Томторскую свиту несогласно перекрывает верхневендская туркутская свита (90–130 м), представленная доломитами, битуминозными доломитами с прослоями водорослевых известняков, карбонатно-глинистых сланцев, строматолитовых и онколитовых доломитов, линзами мергелей, аргиллитов и песчаников. Мощность вендских образований – 170–430 м, общая мощность рифейско-вендских образований – 2030 м [25], не менее 2200–3000 м [194], в среднем оценивается в 2300 м.

### **Таймыро-Хараулахская СФО. Таймыро-Устьоленёкская СФЗ**

Таймыро-Хараулахская СФО представлена на рассматриваемой территории одной Таймыро-Устьоленёкской СФЗ, которая занимает площадь современной Прончищевско-Оленёкской складчатой зоны и ее шельфового продолжения в составе складчатого основания эпипозднекиммерийской платформы.

**Верхний протерозой.** Нерасчлененные отложения (PR<sub>2</sub>) (только на разрезе). Верхняя часть верхнепротерозойских образований вскрыта Усть-Оленёкской-2370 скважиной, пробуренной на территории листа S-51 у восточной границы листа S-50. Вскрытые скважиной отложения, предположительно позднерифейско-вендского возраста, не имеют явных аналогов в разрезах окружающих районов. Они подразделены на две толщи, связанные переходами и представляющие собой единый цикл осадконакопления: нижнюю (>132 м) кисылаяхскую (терригенную) и верхнюю (256 м) кыстарахскую (карбонатную) [159, 55, 210]. В нижней, преимущественно песчаниковой, толще В. А. Рудаковой определены акритархи, имеющие широкое вертикальное распространение – от рифея до девона. В верхней, существенно долами-

товой, толще Е. Л. Дробковой определены комплексы микрофитолитов, аналогичные формам, изученным М. С. Якшиным (1978) в Манском прогибе Восточного Саяна. Они характеризуются сложным составом и нередким совместным присутствием форм от среднего рифея до кембрия [131]. Комплекс микрофитолитов встречен в разрезах впервые, его вертикальное распространение требует дальнейшего изучения. Общая мощность верхнепротерозойских отложений на территории Таймыро-Устьоленёкской СФЗ, по геофизическим данным, составляет предположительно 2500–2700 м.

## **ВЕРХНЕВЕНДСКО-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Образования этого стратиграфического уровня на территории листа S-50 повсеместно перекрыты более молодыми отложениями. Они выделяются только на разрезах к геологической карте на основании экстраполяции со смежных территорий, где вскрыты скважинами (листы S-51 и S-49) либо изучены в естественных выходах (бассейн р. Анабар юго-западнее территории листа S-50). Изученные по материалам бурения и в естественных выходах образования верхневендско-среднекаменноугольного тектонического цикла, принадлежащие к Юдомо-Оленёкской и Южнотаймырско-Оленёкской структурно-формационным областям, представлены морскими, преимущественно карбонатными, реже терригенными, сульфатными, а также галогенными отложениями от верхнего венда до нижнего карбона. Эти образования залегают на различных горизонтах вендских и рифейских отложений и повсеместно перекрываются верхнепалеозойскими терригенными отложениями (С<sub>2</sub>-Р).

### **Юдомо-Оленёкская СФО**

На территории Юдомо-Оленёкской СФО распространены только верхневендско-кембрийские отложения, сформированные в двух разных структурно-формационных зонах: Северо-Анабарской и Нижнеоленёкской. Отложения этого стратиграфического уровня вскрыты Хастахской-930, Чарчкской-III и Бурской-3410 скважинами, пробуренными за восточной границей листа S-50. Судя по разрезу Усть-Оленёкской скважины и по сейсморазведочным данным [54, 56, 160, 205], в прибрежной части листа на площади Южнотаймырско-Оленёкской СФО верхневендско-кембрийские отложения отсутствуют (выклиниваются). Верхневендские–кембрийские отложения, вскрытые скважинами на соседних листах и картируемые в бассейне р. Анабар, различаются по типам разрезов, а потому относятся к разным структурно-формационным зонам: Северо-Анабарской и Нижнеоленёкской. Согласно уточненной стратиграфической шкале (Изд-во ВСЕГЕИ, 2000 г.) нижняя граница верхневендско-кембрийских отложений проведена в основании немакит-далдынского горизонта, к которому относится кессюсинская свита (серия) на территории Нижнеоленёкской СФЗ и маныкайская свита на площади Северо-Анабарской СФЗ.

### Северо-Анабарская СФЗ

Северо-Анабарская СФЗ занимает юго-западную часть листа S-50. Ее восточная граница в плане совпадает с восточной границей Попигай-Анабарской СФЗ рифейско-вендского этапа.

**Вендская система, верхний отдел—кембрийская система.** Нерасчленные отложения ( $V_2$ - $C$ ). Опорные разрезы верхневендско-кембрийских отложений изучены на правом берегу р. Анабар к югу от пос. Саскылах. Верхневендско-кембрийские отложения залегают на различных горизонтах старореченской свиты нижнего венда либо билляхской серии рифея и с разрывом и значительным стратиграфическим несогласием перекрываются отложениями половинной свиты средне-позднекаменноугольного возраста или джаргалахской толщи среднекаменноугольно-раннепермского возраста.

В опорных разрезах верхневендско-кембрийские отложения общей мощностью 950 м представлены [119, 194] следующими свитами: *манькайской* (немакит-далдынский—томмотский ярусы,  $V_2$ - $C_1$ ) пестроцветной мергелисто-известняковой с песчаниками в основании, *эмяксинской* (томмотский—ботомский ярусы,  $C_1$ ) пестроцветной мергелисто-известняковой, *куонамской* (ботомский—амгинский ярусы,  $C_{1-2}$ ) доманикоидной, *олёнёкской* (майский ярус,  $C_2$ ) пестроцветной кремнисто-известняковой, *зеленоцветной* (майский ярус,  $C_2$ ) кремнисто-известняковой и *анабарской* (майский ярус,  $C_2$ ) доломитовой.

Отличительной особенностью верхневендско-кембрийских образований на территории указанной СФЗ является присутствие депрессионных (доманикоидных) литофаций, формировавшихся в относительно глубоководных морских условиях.

Мощность верхневендско-кембрийских образований не превышает 650–900 м.

### Нижнеолёнёкская СФЗ

Нижнеолёнёкская СФЗ занимает юго-восточную часть листа (бассейн рек Уэле и Буолкалах).

**Вендская система, верхний отдел—кембрийская система.** Нерасчленные отложения ( $V_2$ - $C$ ). Верхневендско-кембрийские отложения изучены в разрезах Хастахской-930, Чарчыкской-III и Бурской-3410 скважин, пробуренных за восточной границей листа S-50 [159, 56, 210, 43, 194]. Отложения Нижнеолёнёкской СФЗ отличаются от одновозрастных образований Северо-Анабарской СФЗ присутствием в значительном объеме существенно доломитовых рифогенных литофаций, образующих, вероятно, рифовые массивы барьерного типа [38]. В разрезах Хастахской и Чарчыкской скважин, как и в разрезе Бурской скважины, выделяются терригенно-карбонатная *кессюсинская* верхневендско-нижнекембрийская и пестроцветная известняково-доломитовая эркекетская нижнекембрийская свиты, а также рифовая существенно доломитовая бур-буолкалахская толща ниже-верхнекембрийская.

*Верхний венд, немакит-далдынский ярус—нижний кембрий, томмотский ярус. Кессюсинская свита.* Нижняя ее часть (120 м) в Хастахской скважине

представлена гравелитами и песчаниками с прослоями алевролитов и доломитов. Средняя часть (от 130 до 220 м) сложена алевролитами и аргиллитами зеленовато-серыми с прослоями песчаников и гравелитов. Верхняя часть (от 45 до 89 м) существенно карбонатная представлена доломитами серыми, иногда битуминозными, и известняками зеленовато-серыми оолитовыми, реже глинистыми с прослоями и линзами гравелитов. По всему разрезу встречаются акритархи. Особенно много их в средней части разреза, вскрытого Чарчыкской скважиной. Там, наряду с другими формами, встречены *Baltisphaeridium primarium*, *B. pilosiusculum*, *B. cf. papilosum*, которые на Русской платформе появляются в основании «трилобитового» кембрия [56]. Мощность свиты колеблется от 295 м в Чарчыкской до 429 м в Хастахской скважинах.

*Томмотский–ботомский ярусы. Еркекетская свита.* Она залегает на неровной поверхности кессюсинской свиты; сложена пестроцветными известняками и доломитами с прослоями аргиллитов и базальными конгломератами в основании. Мощность свиты колеблется от 130 м в Чарчыкской до 135 м в Хастахской скважинах. Ее породы в хастахском и чарчыкском разрезах не содержат органических остатков. В породах еркекетской свиты в разрезе Бурской скважины обнаружены остатки трилобитов, хиолитов, моллюсков томмотско-ботомского возраста [194].

*Ботомский–батырбайский ярусы. Бур-буолкалахская толща.* Она залегает без видимого несогласия на еркекетской свите. Нижняя ее часть мощностью 315 м в Чарчыкской и 285 м в Хастахской скважинах представлена доломитами светло-серыми водорослевыми, водорослево-обломочными, массивными, часто трещиноватыми, с прослоями оолитовых и глинистых доломитов, иногда с включениями ангидрита и пирита. По стратиграфическому положению эта часть разреза Г. В. Крутием [43] сопоставляется условно с отложениями куонамской серии, оленёкской и джахтарской свитами Оленёкского поднятия, формировавшимися с ботомского по майский век раннего–среднего кембрия. Средняя часть толщи мощностью 92 м в Чарчыкской и 88 м в Хастахской скважинах представлена доломитами, доломитистыми известняками глинистыми светло-серыми, кремовыми с прослоями аргиллитов зеленовато-серых, включающих мелкие конкреции пирита. Она сопоставляется условно с силигирской свитой майского яруса среднего кембрия. Верхняя часть толщи сложена водорослевыми доломитами светло-серыми с голубым, розовым и зеленым оттенком, часто кавернозными, брекчированными, иногда глинистыми. В верхах сохранившегося разреза доломиты обычно выветрелые, окрашенные в бурые тона. Мощность их в Чарчыкской скважине 180 м, в Хастахской – 62 м. Она сопоставляется с лапарской свитой позднего кембрия [43] Оленёкского поднятия. Мощность бур-буолкалахской толщи колеблется от 445 м в Хастахской до 516 м в Чарчыкской скважинах. Эта толща в целом коррелируется с балаганахской рифовой свитой Нижнеленской СФЗ листов S-51, 52.

Общая мощность верхневендско-кембрийских отложений оценивается по скважинам в 979–1012 м.

## Южнотаймырско-Оленёкская СФО

В составе Южнотаймырско-Оленёкской СФО выделяются Прончищевско-Оленёкская СФЗ, где установлены только среднеордовикско-нижнесилурийские отложения, и Нордвикская СФЗ на шельфе моря Лаптевых с нерасчлененными отложениями верхнего венда–нижнего карбона.

### *Прончищевско-Оленёкская СФЗ*

На территории листа S-50 Прончищевско-Оленёкская СФЗ занимает северную часть (хр. Прончищева и приустьевой район р. Оленёк).

**Ордовикская система, средний отдел–силурийская система, нижний отдел.** Нерасчлененные отложения ( $O_2-S_1$ ) (только на разрезе). Опорный разрез среднеордовикско-нижнесилурийских отложений вскрыт скважиной Усть-Оленёкская-2370, где они с размывом залегают на вендских(?) доломитах кыстарахской толщи и перекрываются терригенными отложениями тустахской свиты среднекаменноугольно-раннепермского возраста. В основании разреза залегает толща темно-серых, почти черных известняков и доломитов. В нижней ее части (127 м) преобладают известняки скрыто- и мелкозернистые неравномерно глинистые (до мергелей), переслаивающиеся с доломитами мелкозернистыми, иногда окремнелыми. Верхняя часть разреза (104 м) характеризуется наличием большого количества прослоев органично-обломочных известняков и доломитов, включающих много обломков кораллов, криноидей, раковин брахиопод, остракод и гастропод. Общая мощность толщи – 231 м. На основании палеонтологических данных она отнесена к лланвирнскому–карадокскому ярусам среднего ордовика.

На почти черных известняках и доломитах среднего ордовика согласно залегает толща серых и светлосерых известняков, доломитов, мергелей, алевролитов и переходных разностей. Известняки и доломиты скрыто- и мелкозернистые, неравномерно-глинистые. В верхней части разреза известняки органично-обломочные. Мергели тонкопараллельнослоистые, содержат стяжения пирита. Все породы трещиноваты и кальцитизированы. В толще собраны остатки брахиопод, кораллов, а также комплекс конодонтов, типичный для долборского горизонта ашгиллского яруса верхнего ордовика. Мощность верхнеордовикских отложений – 85 м.

Выше согласно залегает толща доломитов серых известковистых мелкозернистых окремненных с включениями кремней неправильной формы, переслаивающихся с известняками мелкозернистыми доломитистыми массивными, кальцитизированными по трещинам. Присутствуют редкие прослои глинистых пород, встречаются мелкие кораллы и криноидеи. Условно толща отнесена к нижнему силуру. Ее мощность – 151 м [54], общая мощность среднеордовикско-нижнесилурийских отложений – 467 м.

### *Нордвикская СФЗ*

Нерасчлененные верхневендско-нижнекаменноугольные отложения условно показаны на разрезе в шельфовой части Нордвикской СФЗ.

**Вендская система, верхний отдел—каменноугольная система, нижний отдел.** Нерасчлененные отложения ( $V_2-C_1$ ) (только на разрезе). Нерасчлененные верхневендско-нижнекаменноугольные отложения, условно показанные на разрезе в шельфовой части, по аналогии с листом S-49 могут быть представлены карбонатными, терригенно-карбонатными, сульфатными и галогенными отложениями общей мощностью более 1750 м.

На континентальной части Нордвикской СФЗ (лист S-49) на п-ове Нордвик в естественных выходах и в разрезах скважин, пробуренных в кепроках соляных куполов, изучены нижнекаменноугольные и девонские отложения [105, 198]. Нижнекаменноугольные отложения, включающие *джамалахскую толщу* турнейского возраста, *отмелую* и *правдинскую толщи* визейского возраста общей мощностью 590 м, представлены морскими (эпиконтинентальными) карбонатными и терригенно-карбонатными сульфатосодержащими отложениями. Девонские отложения (>700 м), объединяющие *сопочную* ( $D_{1-2}$  верхнеэмский—нижнеэйфельский подярусы), *юктинскую* ( $D_2$  эйфельский—живетский ярусы), *нордвикскую* ( $D_{2-3}$  живетский—франский ярусы) свиты и *солеруднинскую толщу* ( $D_3$  фаменский ярус), представлены морскими карбонатными, сульфатно-карбонатными и галогенно-сульфатно-карбонатными отложениями. И нижнекаменноугольные, и девонские отложения по составу характерны для зон эвапоритового типа [122]. Подошва девона на территории Нордвикской СФЗ не вскрыта. Возможно, подстилающими являются ордовикские и силурийские отложения, аналогичные установленным в смежной Прончищевско-Оленёкской СФЗ.

В опорных разрезах скважин, пробуренных на территории Попигаево-Суолемской СФЗ соседнего листа S-49, которая примыкает к Нордвикской СФЗ с юга, под нижнекаменноугольными отложениями вскрыты поздневендско-кембрийские образования, залегающие на различных горизонтах билляхской серии рифея. Верхневендско-кембрийские отложения общей мощностью 527–770 м включают *немакит-далдынскую свиту* ( $V_2-C_1$  немакит-далдынский—томмотский ярусы) терригенно-карбонатную (известняково-доломитовую), *медвежинскую свиту* ( $C_1$  томмотский ярус) петроцветную доломито-известняковую ангидритосодержащую, *костраминскую толщу* ( $C_1$  агдабанский—тойонский ярусы) доломитовую ангидритсодержащую и *арылахскую толщу* ( $C_2$  амгинский—майский ярусы) известняково-доломитовую ангидритсодержащую или *сымалахскую толщу* ( $C_2$ ) ангидритовую. Они представлены лагунно-морскими и морскими отложениями. В северном направлении к Нордвикской СФЗ увеличивается, по данным [151, 8], мощность верхневендско-кембрийских отложений; известняки последовательно замещаются доломитами, в составе свит увеличивается количество сульфатных пород вплоть до появления чисто ангидритовых толщ (сымалахская толща) значительной мощности (до 300 м).

Таким образом, можно полагать, что в течении длительного времени (с позднего венда по ранний карбон включительно) на территории Нордвикской СФЗ наряду с терригенными и карбонатными формировались морские (эпиконтинентальные) отложения эвапоритового типа, свойственные рифтогенным структурам.



## **СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ–ТРИАСОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Образования от среднего карбона до триаса включительно на рассматриваемой территории частично обнажаются на побережье Оленёцкого залива, в западной части хр. Пронищцева и на р. Анабар в юго-западном углу листа. Более полно они вскрыты Улахан-Юрхской Р-1 скважиной, расположенной на территории листа, а также Усть-Оленёкской-2370, Хастахской и Чарчыкской скважинами, пробуренными на смежной площади вблизи восточной рамки листа S-50. Также они выделены на притаймырском шельфе по аналогии со смежной территорией (лист S-49).

Указанные образования на рассматриваемой территории представлены преимущественно терригенными отложениями. Подчиненное значение имеют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования.

Расчленение верхнепалеозойских отложений в южной часть листа S-50 проведено в соответствии со стратиграфической схемой, принятой для оленёкской серии листов масштаба 1 : 200 000 [198]. Основа ее создана М. А. Калинин, Т. М. Емельянцевым, И. С. Грамбергом, А. А. Герке и др., впоследствии дополнена и уточнена Л. И. Федотовой, В. В. Круговых, В. Н. Бобровым, В. В. Граусман, Р. О. Галабалой, А. А. Межвилком и др.

Расчленение верхнепалеозойских образований на притаймырской площади выполнено в соответствии с Легендой Таймыро-Североземельской серии листов 1000/3. Расчленение триасовых терригенных отложений на рассматриваемой территории выполнено согласно стратиграфической схеме, разработанной для бореальной области А. С. Дагисом, А. М. Казаковым, М. Н. Вавиловым, А. Ю. Егоровым и др. Для корреляции вулканогенных и осадочных образований использованы данные палеомагнитных исследований Б. В. Гусева.

Среднекаменноугольные–триасовые образования на рассматриваемой территории принадлежат трем структурно-формационным областям: Лено-Анабарской, Таймыро-Верхоянской и Южно-Бырангской. Таймыро-Верхоянская СФО включает в себя Лено-Оленёкскую, Пронищцевскую, Чернохребтинскую и Лаптевско-Хараулахскую СФЗ. Южно-Бырангская СФО представлена Таймыроозерской СФЗ.

### **Лено-Анабарская СФО**

Лено-Анабарская СФО охватывает территорию северного и северо-западного склонов Анабарского свода. В среднекаменноугольное–триасовое время на ее площади в прибрежно-континентальных и континентальных условиях формировались терригенно-угленосные отложения ( $C_2-P$ ) и вулканогенные образования ( $T_1$ ), слагающие Сопочно-Анабарскую и Бур-Буолкалахскую СФЗ.

### **Сопочно-Анабарская СФЗ**

Сопочно-Анабарская СФЗ занимает территорию бассейнов р. Попигай и ее притоков Половинная и Сопочная, а так же р. Анабар и ее притоков Харабыл и Средняя. Среднекаменноугольно-пермские терригенно-угленосные отло-

жения общей мощностью до 680 м в ее пределах расчленены на свиты: терригенные – половинная ( $C_{2-3}$ ), нарская ( $P_1$ ); угленосные – санга-юряхская ( $P_{1-2}$ ), ерюеминская ( $P_2$ ) и сагыр-мунгурдахская ( $P_3$ ) [134, 198]. Раннетриасовые вулканогенные образования отнесены к правобоярской свите.

**Каменноугольная система, средний отдел–пермская система.** Половинная, нарская, санга-юряхская, ерюеминская и сагыр-мунгурдахская свиты объединенные ( $C_2-P_{pl+sm}$ ) (только на разрезе). Свиты сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами и углями и различаются по объемному соотношению слагающих пород и степени угленосности. Терригенная половинная свита с размывом и стратиграфическим несогласием перекрывает карбонатную джамалахскую толщу раннекаменноугольного (турнейского) возраста. Возраст половинной свиты определен по остаткам брахиопод, характерных для среднего карбона, и комплексам миоспор, известных из катского горизонта ( $C_{2-3}$ ) тунгусской синеклизы; остальных свит – по палинологическим данным. Общая мощность среднекаменноугольных–пермских отложений на смежной с запада территории достигает 680 м.

**Пермская система, верхний отдел. Вятский–северодвинский ярусы.** Сагыр-мунгурдахская свита ( $P_3sm$ ) выходит на поверхность в юго-западной части листа. Она выделена в бассейне р. Попигай и названа по оз. Сагыр-Мунгурдах [198]; ранее картировалась как мисайлапская свита. Свита залегает согласно на ерюеминской свите и со стратиграфическим несогласием перекрывается правобоярской свитой. В стратотипическом районе она имеет трехчленное строение. Нижняя ее часть представлена угленосной пачкой с линзами конгломератов в основании, средняя пачка – песчаниковая, а верхняя – сложена чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Возраст свиты определен по палинологическим данным.

Обнажающаяся на р. Анабар в юго-западной части листа S-50 сагыр-мунгурдахская свита представлена 40–50-метровой толщей ритмично чередующихся слоев песчаников (4–21 м), алевролитов (0,2–14 м), аргиллитов (2,5–7 м) с линзовидными прослоями углей (0,1–0,3 м) и глин. Песчаники – серые, алевролиты – темно серые полевошпат-кварцевые с карбонатным цементом, включающие обломки кремнистых и эффузивных пород основного состава. Глины – пластичные тонкослоистые со значительной примесью органического вещества монтмориллонит-гидроslюдистые, с примесью каолина и хлорита. Угли – матовые с примесью углистых аргиллитов дюрено-клареновые. Возраст свиты определяется как татарский на основании определений фауны пелеципод и палинологическим комплексом [47]. Мощность свиты – более 50 м.

**Триасовая система. Нижний отдел. Индский ярус.** Правобоярская свита ( $T_{1pb}$ ) выделена в 1954 г. Я. И. Полькиным на р. Правая Боярка. Стратотип ее изучен в Маймечя-Котуйском районе, где она сложена преимущественно туфогенными образованиями с редкими прослоями осадочных пород и покровами базальтов. Правобоярская свита залегает на различных горизонтах палеозоя от кембрия до перми и перекрывается лавовой нижнекоготокской подсвитой. Ее раннетриасовый возраст определен по остаткам филлопод

и растений. Судя по палеомагнитным данным [62], в соответствии с общей палеомагнитной шкалой [135], вулканиты правобоярской свиты и нижнекоготокской подсвиты принадлежат верхам первой триасовой (нижнеиндской) зоны прямонамагнитных пород ( $TN_1$ ).

На рассматриваемой площади по аналогии со смежной с запада территорией к правобоярской свите отнесена пачка (30 м), состоящая из пяти-семи покровов базальтов мощностью от 1 до 5–6 м каждый, которые обнажаются на правобережье р. Анабар вблизи устья р. Уджа. Правобоярская свита несогласно залегает на сагыр-мунгурдахской свите позднепермского возраста и, в свою очередь, несогласно перекрывается нижнеюрскими отложениями зимней свиты.

Ранее вулканогенные образования рассматриваемой площади и смежных территорий картировались как эффузивно-туфогенная толща [52], туфолавовая свита [211], правобоярская и коготокская свиты [41], а также сыргалахская свита [152] с опорным разрезом на р. Сыргалах (приток р. Харабыл). На смежной с юга территории в настоящее время синхронные вулканогенные образования выделяются под названием молодинской свиты [194]. В опорном разрезе (147–164 м) на р. Сыргалах свита сложена базальтами (50%), туфами (40%) и осадочными породами (10%). В ее строении выделяются три вулканических ритма, разделенных пачками осадочных пород. Мощность ритмов – 64, 50 и 50 м. В основании I ритма залегают агломератовые туффины (1,6 м), состоящие из обломков и глыб миндалекаменных массивных базальтов и долеритов, вулканических бомб основного состава (до 0,6 м), валунов и гальки песчаников и алеврито-глинистых пород. Над ними располагаются агломератовые туфы (3 м) с размером обломков до 0,3 м, которые вверх по разрезу последовательно сменяются туфами гравийной и псаммитовой размерности с лепешковидными стяжениями (до 0,2 м) туфоалевролитов и прослоями песчаников в верхней части. В средней и верхней частях пачки туфов присутствуют два маломощных (до 3 м) покрова базальтов. Завершает разрез I ритма пачка (10–15 м) серых и темно-серых алевролитов, переслаивающихся с аргиллитами. Нижняя часть II ритма представлена пачкой (30–35 м) покровов тонкокристаллических базальтов с маломощными и линзовидными прослоями туфов и туфопесчаников. Над ними залегают туфы гравийной и псаммитовой размерности, которые перекрываются пачкой переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с остатками пеллеципод. Неполный III ритм образует пачка покровов базальтов, каждый из которых мощностью от 1 до 15 м.

Обнажающаяся на р. Анабар лавовая пачка параллелизуется с вулканитами III ритма на р. Сыргалах. Возможно, лавовые образования III ритма следует относить к нижнекоготокской подсвите.

Базальты и их гломероплагитофиновые разновидности характеризуются пойкилофито-интерсертальной, интерсертальной, толеитовой, пилотакситовой и гиалопилитовой структурами основной массы. Они сложены (%) плагиоклазом (анортит-битовнит № 78–95 во вкрапленниках и лабрадор № 50–55 в основной массе) – 40–50; пироксеном (пижонит-авгит, авгит, эгиринсодержащий авгит) – 35–40 и не более 5–15 в гиалобазальтах; оливином – до 5; рудным минералом – 2–5; продуктами изменения вулканического стекла (палагонит-боулингит-хлоритовый агрегат с рудной сыпью и единичными ске-

летообразными кристаллами ильменита) – от 5–15 до 55–65 в гиалобазальтах. Андезибазальты отличаются преобладанием плагиоклаза (лабрадор-андезин до 50–55%) над пироксеном (не более 25–30%). Миндалины в миндалекаменных разновидностях выполнены палагонитом, кальцитом, цеолитом или лимонитизированным вулканическим стеклом, замещенным боулингитом, кальцитом, биотитом и хлоритом.

Туфы витрокластические (до 80–90% витрокластов) характеризуются псаммитовой, гравийной, реже пепловой и агломератовой структурами. Стекло замещено кальцитом, боулингитом и хлоритом, содержащим большое количество магнетитовой пыли. Отмечается примесь (до 10%) кристаллокластов (кварц, полевоы шпат), а также обломков базальтов. Цемент порово-пленочный хлоритовый, иногда с цеолитами.

Для характеристики химического состава и содержания малых элементов в образованиях правобоярской свиты привлечены результаты анализа образцов пород, отобранных на смежной территории [44, 152]. Базальты (табл. 1) по химическому составу представлены низкокремнеземистыми ( $\text{SiO}_2$  – 46,5–48,4%) нормальной щелочности ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  – 2–2,87%) натриевой серии  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \geq 4$ ) низко- и умереннокалиевого типа ( $\text{K}_2\text{O}$  – 0,22–0,64%) меланократовыми ( $f'$  – 20–23), железистыми (Кф – 63–74) известковистыми разновидностями. Содержание  $\text{MgO}$  в них колеблется от 7 до 5,28%. Преобладают умеренножелезистые (Кф – 63–66) умереннотитанистые ( $\text{TiO}_2$  – 1,36–1,41%) базальты, подчиненное значение имеют высокожелезистые (Кф – 68–74 при  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  до 14–15%) высокотитанистые ( $\text{TiO}_2$  до 1,9–2,1%).

Таблица 1

Химический состав пород правобоярской свиты

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Номер образца	156/3	155/7	154/12	156/1	157/1	153/1	154/4	154/1	154/2	155/10	1025/3
$\text{SiO}_2$	46,5	46,9	48,4	47,4	47,71	47,6	47,8	55,8	53,6	60	74,4
$\text{TiO}_2$	1,38	1,41	1,36	1,4	2,1	1,95	0,49	0,98	1,04	0,89	0,26
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,4	16	15,6	16,1	15,75	15,9	13,4	14,3	14,2	14	11,9
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	8,3	6,46	5,57	6,61	5,83	5,55	7,5	5,97	6,48	3,26	0,57
$\text{FeO}$	4,81	5,92	6,74	5,33	8,82	7,92	3,11	3,33	3,4	3,7	2,17
$\text{MnO}$	0,14	0,17	0,16	0,2	0,21	0,19	0,13	0,13	0,13	0,11	0,053
$\text{MgO}$	7	6,33	6,17	5,84	5,89	5,28	3,4	4,92	6,17	3,29	0,076
$\text{CaO}$	10,1	10,6	11,3	11,8	10,2	10,4	12	3,24	2,21	2,38	1,05
$\text{Na}_2\text{O}$	1,83	2,18	1,97	1,77	2,4	2,23	1,62	3,3	3,58	2,8	2,83
$\text{K}_2\text{O}$	0,28	0,36	0,37	0,22	0,14	0,64	0,74	1,64	1,68	2,05	5,32
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,12	0,13	0,12	0,13	0,15	0,21	0,11	0,1	0,12	0,1	0,063
ппп	2,3	2,47	1,04	2,06	2,45	0,9	8,45	5,29	6,51	6,61	0,96
$\Sigma$	99,5	99,6	99,6	99,6	101,37	99,5	99,6	99,3	99,5	99,6	99,9
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	6,5	6	5	7	$\gg 4$	3,6	2,2	2	2,1	1,37	0,5

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Номер образца	156/3	155/7	154/12	156/1	157/1	153/1	154/4	154/1	154/2	155/10	1025/3
Кф	65	66	68	66	74	73	75	65	66	68	90
f'	21,3	20	20	19,7	23	21,6	15	15,6	17,4	11,1	3,32
al'	0,76	0,8	0,78	0,8	0,7	0,75	0,9	0,9	0,8	1,2	3

Примечание. 1–6 – базальт, 7 – андезибазальт, 8–10 – туф, 11 – трахириолит-порфир. Номера 1–10 – из коллекции М. В. Наумова [44]; номер 11 – из коллекции М. Г. Папина.

По сравнению с кларками основных пород проанализированные базальты (табл. 2) умеренно обогащены кобальтом, медью и цинком и имеют сидерофильно-халькофильную специализацию ( $Co_{1,6-2} Cu_{1,1-1,6} Zn_{1,2-1,6}$ ). Отчетливо дефицитными в них ( $Kk < 0,5$ ) являются рубидий ( $Kk - 0,1-0,3$ ) и стронций ( $Kk - 0,3-0,5$ ). Базальты незначительно обеднены цирконом и иттрием ( $Kk - 0,6-0,8$ ), лантаном и церием ( $Kk - 0,5-0,6$ ), танталом и таллием ( $Kk - 0,4-1$ ). Отмечены повышенные концентрации гафния и иттербия ( $Kk - 1,35-1,5$ ) и значительные аномалии молибдена ( $Kk - 2,8-3,3$ ), мышьяка ( $Kk - 4,5$ ), олова ( $Kk$  до 14) и висмута ( $Kk > 100$ ). Содержание остальных микроэлементов близко кларку.  $\sum P3Э - 59,59-68,55$ . Отношение нормированных по хондриту лантана и иттербия  $La/Yb = 1,92-3,5$ .

Таблица 2

**Содержание микроэлементов в породах правобоярской свиты**

Номер образца	154/12	153/4	154/4	154/1	1025/3
V	260	260	170	160	25
Cr	160	93	120	130	37
Co	58,2	46,7	41,2	38,7	3,91
Ni	105	81,1	68,3	58	15,4
Cu	147	98	89,8	78,1	40
Zn	134	98	114	111	80
As	<2	9,17	<2	<2	
Rb	4,21	6,35	16,7	32,5	194
Sr	217	265	358	1810	75,4
Y	22,8	20,7	16,7	19,2	48,8
Zr	96,2	108	121	148	193
Nb	5,29	9,59	6,97	8,3	20
Mo	3,28	2,81	3,3	1,41	3
Sn	12,7	28,4	19	5,46	4
Sb	0,13	0,2	0,16	0,22	
Ba	200	220	460	2000	770
La	7,56	11,9	11	15,4	63,8
Ce	17,7	24,5	24,5	33,5	133

Номер образца	154/12	153/4	154/4	154/1	1025/3
Pr	2,44	3	3,05	3,94	14,4
Nd	11,2	12,1	12,4	16,2	51
Sm	3,39	2,94	2,95	3,61	12,3
Eu	1,17	0,92	0,95	1,31	1,15
Gd	3,92	3,49	3,38	4,01	10,1
Tb	0,69	0,55	0,57	0,67	1,83
Dy	4,35	3,5	3,34	3,73	9,86
Ho	0,96	0,79	0,7	0,85	2,12
Er	2,73	2,09	2,06	2,31	5,76
Tm	0,38	0,33	0,31	0,34	0,93
Yb	2,79	2,13	1,98	2,15	5,87
Lu	0,42	0,31	0,32	0,34	0,74
Hf	3,11	2,73	3,79	4,6	
Ta	0,38	1,11	0,55	0,73	
W	0,21	0,24	0,44	0,45	3
Pb	3,9	6,29	6,79	5,8	8,48
Th	1,54	1,68	3,45	4,95	
U	0,58	0,57	1,07	1,5	
Tl	0,1	0,19	0,17	0,37	
Li	8,91	26	24,2	30,8	20
Bi	13,4	7,15	5,75	7,66	
Ag					0,03
Go					40
B					25
ΣРЗЭ	59,59	68,55	66,41	88,36	307
La/Yb	1,92	3,5	3,7	4	7,5
<b>Соотношение элементов, %</b>					
Hf/3	35	25	26	20	
Ta	13	30	10	8	
Th	52	45	64	72	

По химическому составу и содержанию диагностических микроэлементов (Ni, Cr, V, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Th, Ti и Mn), а также по соотношению  $\Sigma$ РЗЭ–La/Yb, рассматриваемые базальты соответствуют натриевым разновидностям толеитовых платобазальтов, образующих лавовые комплексы двурогинского и пупоранского горизонтов на севере Сибирской платформы и бетлинского комплекса на Таймыре.

По соотношению гафния, тантала и тория на диагностической диаграмме Д. Вуда (1979) [117] три из проанализированных образцов базальтов соответствуют базальтам деструктивных (нарушенных) окраин континентальных плит, а один (№ 153/4) – типу  $\epsilon$  срединно-океанических хребтов.

Составы туфов характеризуются высокими потерями при прокаливании. По соотношению  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  туфы соответствуют трахиандезитобазальтам, андезитобазальтам и андезитам калиево-натриевой серии высококалийевого ( $\text{K}_2\text{O}$  1,64–2,05 %) типа. Породы умеренно-высокоглиноземистые ( $aI' = 0,8\text{--}1,2$ ) с низкими содержаниями  $\text{CaO}$  (2,2–3,58 %), что более характерно для латитовых серий.

По сравнению с кларками средних пород туфы умеренно обогащены медью, литием, гафнием ( $Kk = 1,5$ ), кобальтом ( $Kk = 1,4\text{--}1,5$ ), хромом ( $Kk = 1,3$ ) и цирконием ( $Kk = 1,2$ ), но обеднены рубидием ( $Kk = 0,3$ ), вольфрамом ( $Kk = 0,4$ ) и иттербием ( $Kk = 0,6$ ). Отмечены повышенные концентрации олова ( $Kk = 2$ ) и значительные аномалии висмута ( $Kk = 42$ ). Содержания остальных микроэлементов близки кларку,  $\Sigma P3Э = 86,36$ ;  $\text{La/Yb} = 4$ .

Возможно, с правобоярским комплексом связаны не только основные, но и кислые вулканические породы. Об этом свидетельствует крупная галька неизменных кварц-полевошпатовых трахириолит-порфиоров, обнаруженная в перекрывающих правобоярскую свиту нижнеюрских конгломератах.

По химическому составу (табл. 1) эти породы относятся к высококремнеземистым разновидностям кислых пород умереннощелочного ряда ( $\text{SiO}_2 = 74,4\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,15\%$ ), калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2 = 0,56$ ), высококалийевого ( $\text{K}_2\text{O} = 5,32\%$ ) типа, высокоглиноземистым ( $aI' = 3$ ), высокожелезистым.

По сравнению с кларками кислых пород трахириолит-порфиры умеренно обогащены хромом ( $Kk = 2,6$ ), никелем ( $Kk = 2$ ), цинком ( $Kk = 1,3$ ), иттрием ( $Kk = 1,2$ ) и P3Э ( $Kk = 1,5\text{--}2,3$ ), но обеднены ванадием ( $Kk = 0,7$ ), медью ( $Kk = 0,4$ ), серебром ( $Kk = 0,5$ ). Содержания остальных микроэлементов близки к кларковому.  $\Sigma P3Э = 307$ , отношение нормированных по хондриту  $\text{La/Yb} = 7,5$ . «Нисходящий» характер линии распределения нормированных по хондриту P3Э нарушен отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией.

Судя по положению точки состава трахириолитов на дискриминантных диаграммах П. Маньяка и Ф. Пикколи (1989) ( $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}^*/\text{FeO} + \text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ), а также диаграммах Пирса–Харриса–Тиндля (1984) ( $\text{Rb--Y} + \text{Nb}$ ;  $\text{Nb--Y}$ ;  $\text{Yb}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Nd--SiO}_2$ ), рассматриваемые породы принадлежат к рифтогенному внутриплитному типу кислых пород [117].

Возраст правобоярской свиты, по аналогии со стратотипическим районом, принимается раннетриасовым (индским).

### ***Бур-Буолкалахская СФЗ***

Бур-Буолкалахская зона занимает территорию бассейнов рек Бур и Буолкалах в их верхнем течении. К ней относится юго-восточная часть листа S-50. Верхнепалеозойские–нижнемезозойские образования на площади этой зоны детально изучены в разрезах по левым притокам р. Бур, а так же по керну Чарчкской, Хастахской и Бурской скважин, расположенных за пределами листа S-50.

Верхнепалеозойские терригенные отложения на территории Бур-Буолкалахской СФЗ расчленены на две толщи: джаргалахскую ( $C_2\text{--}P_1$ ) и бурскую ( $P_2$ ). Нижнемезозойские образования представлены фосфатоносными

терригенными отложениями нижнего и верхнего триаса. Среднетриасовые отложения отсутствуют.

**Каменноугольная система, средний отдел–пермская система, Биармийский отдел.** Джаргалахская и бурская толщи объединенные ( $C_2-P_2dz+br$ ) (только на разрезе).

*Джаргалахская толща* выделена в 1983 г. В. В. Граусман в разрезе Чарчкской скважины и названа по р. Джаргалах (левобережье р. Оленёк), вскрыта также Хастакской 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 Чарчкской скважины найдены отпечатки *Samaropsis skokii* Neub, характерных для бургуклинского ( $P_1$ ) горизонта Сибирской платформы, и единичные остатки «песчаных» фораминифер, датирующих вмещающие породы ранней приуральской перми. В породах нижней части разреза в Хастакской 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 Чарчкской и Хастакской скважинами. Бурская толща со стратиграфическим несогласием перекрывает джаргалахскую толщу; она сложена мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. В верхней части бурской толщи собран комплекс микрофауны, указывающей на ее биармийский возраст. Мощность толщи – 40–130 м.

**Триасовая система.** Нижний и верхний отделы объединенные ( $T_{1+3}$ ) (только на разрезе).

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

*Нижний отдел.* Улаханюрхская свита с размывом и стратиграфическим несогласием залегает на бурской толще. Она сложена песчаниками с прослоями пестроцветных аргиллитов и глин, а также вулканомиктовыми песчаниками. Согласно перекрывающая ее чекановская свита составлена аргиллитами с прослоями песчаников и известняков. Выше согласно залегают ыстаннахская свита, состоящая из алевролитов и аргиллитов, и пастакская свита, представленная песчаниками и алевролитами. Породы этих свит постоянно содержат включения сидеритовых и фосфоритовых конкреций. Общая мощность нижнетриасовых отложений достигает 215 м.

*Верхний отдел.* Тумулская свита с размывом и стратиграфическим несогласием перекрывает оленёкские слои. Она сложена глинами, аргиллитами, алевролитами с линзами известняков и фосфоритов и конгломератами в основании. Норийско-рэтский возраст свиты определен по фаунистическим



остаткам, обнаруженным в разрезах левых притоков р. Бур. Мощность свиты до 35 м. Общая мощность ниже – и поздне триасовых отложений – 250 м.

### **Таймыро-Верхоянская СФО**

В пределах Таймыро-Верхоянской структурно-формационной области верхнепалеозойские и триасовые отложения закартированы на кряже Прончищева и побережье Оленёкского залива, предполагаются на шельфовом продолжении Чернохребетнинской складчатой зоны и вскрыты скважинами Улахан-Юряхская Р-1 в приустьевой части р. Оленёк и Усть-Оленёкская-2370 в непосредственной близости от восточной рамки листа S-50. Верхнепалеозойские и триасовые отложения в этой области представлены терригенными морскими, прибрежно-морскими и континентальными толщами. Полнота их разрезов контролируется конседиментационными структурами. В связи с фациальной изменчивостью и пространственной разобщенностью стратотипов выделяются Лено-Оленёкская, Прончищевская, Чернохребетнинская и Лаптевско-Хараулахская СФЗ, охватывающие территории побережья Оленёкского залива в приустьевой части р. Оленёк, кряжа Прончищева и Лено-Таймырскую область пограничных поднятий на шельфе.

### **Лено-Оленёкская СФЗ**

Верхнепалеозойские отложения в ее пределах вскрыты скв. Р-1 и Усть-Оленёкская-2370. 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. Триасовые отложения Лено-Оленёкской СФЗ обнажаются на побережье Оленёкского залива в приустьевой части р. Оленёк и вскрыты скв. Р-1 и Усть-Оленёкская-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 карагантинскую (ранний анизий), туораханскую (средний–поздний анизий), устьоленёкскую (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, ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ**

**Московский–Уфимский ярусы.** Тустахская и нижнекожевниковская свиты объединенные ( $C_2-P_1+nk$ )(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

[54]. 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 [198]. В верхней части разреза увеличивается количество прослоев песчаников. В этой части разреза обнаружены фораминиферы *Reophax* aff. *syndaskoensis* Var., характерные для нижнепермского горизонта песчаных фораминифер севера Сибири, а в кровле разреза найден фрагмент листа *Cordaites* sp., встречающихся в приуральских отложениях Тунгусского бассейна.

В стратотипической местности (п-ов Юрюнг-Тумус) органические остатки также редки и из 950 м разреза встречены только в верхних 200 м свиты. Они представлены «песчаными» фораминиферами и небогатым кордаитовым и саговообразным комплексом пыльцы, сходным, согласно А. Ф. Дибнер [72], с аналогичным комплексом из промежуточной толщи Кузнецкого бассейна, что позволяет относить ее верхнюю часть к артинскому ярусу. Нижняя «немая» часть значительной мощности предположительно относится к среднему карбону – сакмарскому ярусу приуральского отдела перми. На возможность такой датировки указывают и другие исследователи [198]. Мощность тустахской свиты – около 1000 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 Улахан-Юряхской Р-1 и Усть-Оленёвской скважинами.

В разрезах скважин, как и 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 [34]. Этот комплекс позволяет сопоставлять нижнюю часть свиты с соколинским горизонтом Таймыра и относить ее к кунгурскому ярусу. Согласно А. А. Герке (1961), к верхнему ритму свиты приурочен комплекс фораминифер, выделенный им как горизонт «гладких фрондикулярий». Благодаря ему эта часть свиты сопоставляется с нижнебайкурским подгоризонтом Таймыра и причисляется к уфимскому ярусу, в современной шкале относящемуся к нижнему, приуральскому отделу перми. Мощность свиты в скважинах достигает 390–529 м [198] или 700 м [43]

Общая мощность тустахской и нижнекожевниковской свит нижней перми до 1700 м.

#### КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ–ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Тустахская, нижнекожевниковская, верхнекожевниковская и мисайлапская свиты объединенные ( $C_2$ -Ptt÷ms) выделяются только на разрезе, представлены терригенными отложениями. Мощность – 1040–1890 м.

## ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

**Биармийский–татарский отделы. Казанский–вятский ярусы.** Верхнекожевниковская и мисайлапская свиты объединенные ( $P_{2-3}vk+ms$ ) (только на разрезе).

Полные разрезы верхнекожевниковской свиты вскрыты скважинами Р-1 и 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 скв. Р-1 нижняя часть свиты (140 м) представлена чередующимися прослоями серых полимиктовых средне- и мелкозернистых песчаников с темно-серыми и черными алевролитами и аргиллитами с большим количеством обугленного растительного детрита. В подошве пачки встречены остатки микрофауны горизонта «разнообразных» фораминифер, свидетельствующих о казанском возрасте пачки. Выше залегают песчаники (200 м) с тонкими прослоями алевролитов и линзами конгломератов. Для верхней части разреза пермских отложений (120 м) характерно однообразное переслаивание алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями песчаников. В них встречены остатки морских двустворок биармийского возраста. Мощность верхнекожевниковской свиты в скв. Р-1 достигает 460 м.

*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 свите и сложена аргиллитами, алевролитами, песчаниками мелкозернистыми. Мощность ее колеблется от 100 до 169 м. В стратотипическом районе татарский возраст свиты определяется по остаткам филлопод и остракод. Этому не противоречат и палинологические данные [88, 152].

Общая мощность средне-верхнепермских отложений – 570–630 м.

## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

**Нижний отдел. Индский–оленёкский ярусы.** Улаханюряхская, чекановская, ыстаннахская и пастахская свиты объединенные ( $T_{ij+ps}$ ).

*Индский ярус.* *Улаханюряхская свита* выделена в 1958 г. Д. С. Сороковым по керну Улахан-Юряхской скважины в приустьевой части р. Оленёк и названа по одноименной реке. За стратотип принят разрез у пос. Ыстаннах-Хочо [64, 65]. 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 [156, 77, 159, 160, 210]. Индский возраст свиты принимается на основании ее положения 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 [64, 65, 87] 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 темносерых, включающих фосфатно-карбонатные конкреции с остатками *Clypeoceras astakhovae* Zakl., *Pseudosagecearas* sp. Завершает разрез пачка-маркер (3–8 м), представленная битуминозными известняками (до 0,2 м), которые переслаиваются с черными аргиллитами. Известняки органогенные водорослевые с обилием остатков аммоноидей *Clypeoceras* sp., *Xenocerkites* sp., *Hedenstroemia hedenstroemi* (Keys), двустворок *Bakevella olenekites* Kur., *Posidonia mimer* Oeberg., *P. olenekites* Popow; конодонтов *Neogondolella mosheri* Kozur et Mosher, *N. yakutensis* A. Dagis и др., характеризующих три зоны нижнего оленёка. Мощность свиты – 30–65 м (скважины Усть-Оленёкская-2370 и Улахан-Юряхская Р-1).

*Оленёкский ярус, верхний подъярус. Ыстаннахская свита* выделена одновременно с чекановской со стратотипом у пос. Ыстаннах-Хочо [64, 65]. В приустьевой части р. Оленёк она согласно перекрывает чекановскую свиту. Ыстаннахская свита сложена аргиллитами и алевролитами, включающими известковистые и фосфоритовые конкреции, а также редкие линзы песчаников. Свита насыщена остатками аммонитов, двустворок и конодонтов. Нижние горизонты ее 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. Чокээс-Пастах, впадающему в Оленёкский залив. Стратотип находится у пос. Ыстаннах-Хочо [64, 65]. Пастахская свита залегает согласно на ыстаннахской свите, 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 Оленёкской площади достигает 325–480 м.

**Средний отдел. Анизийский–ладинский ярусы.** Карангатинская, туорахаинская, устьоленёкская и олимпийская свиты объединенные ( $T_2kr=ol$ ). Свиты выделены А. Ю. Егоровым в 1988 г. [77].

*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 внутриформационных 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 подъярус. 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. Ее анизийский возраст определен по остаткам аммонитов, принадлежащих 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 *Bakevellia 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 свите. 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 olechkoï* нижнего ладина, а так же зон *Arctoptychites omoloiensis* и *Nathorstites macconnelli* верхнего ладина. В районе устья р. Оленёк объем свиты ограничен одной зоной *Yndigirites 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 в нижней части разреза песчаниками с линзами известняков и включениями карбонатных конкреций, в верхний части – песчаниками с линзами известняков и углистых аргиллитов, глауконитовых песков и растительного детрита. 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 *Bakevellia ladinica* Kur.

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 [64, 65]. Ее стратотип находится на мысе Цветкова. Осипайская свита на Оленёкской площади трансгрессивно залегает на разных горизонтах ладинского яруса олимпийской и устьоленёкской свит. В основании свиты залегает базальный горизонт, являющийся в рассматриваемом районе основным алмазоносным горизонтом, который отличается фациальной изменчивостью по латерали и колебанием мощности от первых сантиметров до 1,2 м.

Осипайская свита представлена морскими фациями, по Р. О. Галабале [43]. В ее основании 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 ракушняка и многочисленными остатками двустворок. В верхней части разреза встречаются прослои песчаников. В последние годы [57, 116] проводились углубленные петрографо-минералогические и петро-геохимические исследования. Благодаря им 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 акцессорными минералами (пиропами, пикроильменитами, хромшпинелидами) типичными для кимберлитов.

Раннекарнийский возраст свиты обоснован остатками аммоноидей, двустворок и комплексом фораминифер. Аммоноидеи принадлежат двум нижним зонам нижнего карния *Stolleyites tenuis* и "*Protrachyceras*" *omkutchanicum*. Двустворки с *Halobia* ex. gr *zitteli* Tell., *Bakevellia bennetti* (Bohm), *Yanopecten subpolaris* (Polub.), *Cardinia borealis* Kipar. характеризуют зону *Zittelihalobia zitteli*; *Halobia zhilnensis* Polub. встречаются в зоне *Zittelihalobia talajaensis*, а *Halobia popowi* Polub. характеризует зону *Zittelihalobia popowi*, которая соответствует зоне *Neoprotrachyceras seimkanense* по аммонитам. Комплекс брахиопод и фораминифер не противоречит раннекарнийскому возрасту свиты. Мощность осипайской 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 [114]. Чайдахская свита связана с подстилающей осипайской свитой постепенными переходами и представляет собой регрессивную часть ритма. В ее сложении преобладают песчаники, в верхней части содержащие прослои и линзы аргиллитов, алевролитов, прослойки угля, растительный детрит и остатки корней.

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

ский возраст определяется стратиграфическим положением свиты и редкими остатками фауны. Нижние горизонты ее содержат остатки аммоноидей *Discophyllites taimyrensis* Popow, встречающихся в зоне "*Protrachyceras*" *omkuthcanicum* низов карния; двустворки *Yanopecten petrovi* Arch. et Trush. встречаются в выше расположенной зоне *Neoprotrachyceras seimkanense*; *Halobia superba* Mojs. 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. Ее стратотип расположен в береговых обрывах устья р. Оленёк (мыс Тумул), где она сложена пачками двух ритмов [64]. Ряд исследователей [19, 198] относят к тумулской свите образования только нижнего ритма, а верхнего – выделяют в булуканскую 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, цементированных разномелкозернистым известняковым песчаником. Песчаники тумулской свиты – серые средне- и мелкозернистые, плохо отсортированные, часто разномелкозернистые с включениями галек аргиллитов и гравия окремнелых пород, а также остатков двустворок *Otapiria ussuriensis* (Vor.), *O. dubia* (Jchik.), *Hallobia fallax* Mojs., *Tosapecten suzukii* (Kob.), *Bureiamya* cf. *dubia* Polub. и др. Верхняя часть пачки цикла (5,0 м) сложена аргиллитами красно-бурыми неслоистыми оскольчатыми с караваеобразными известковыми конкрециями, образующими горизонты. Общая мощность пачки – 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 *Tosapecten efimovae* Polub., *Oxytoma koniensis* Tuchk., *Chlamys* cf. *mojsisovicsi* Kob. et Jchik. Верхняя часть (7,0 м) сложена алевролитами темно-серыми с зеленоватым оттенком с остатками рэтских *Tosapecten efimovae* Polub. Общая мощность тумулской свиты – 18,5 м.

Общая мощность верхнетриасовых отложений на Оленёкской площади – 100–255 м.

**Нижний-верхний отделы.** Нерасчлененные отложения (Т<sub>1-3</sub>) выделяются только на разрезе и включают все описанные выше подразделения. Представлены песчаниками, вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и конгломератами; содержат глинисто-карбонатные, карбонатные и фосфоритовые конкреции. Мощность отложений – 535–980 м.

### **Прончищевская СФЗ**

Прончищевская СФЗ охватывает территорию бассейна р. Уэле, ее притока – р. Салга, а также рек Песчаная, Урасалах и Чайдах-Юрях.



Среди позднепалеозойских образований на площади данной структурно-формационной зоны также, как в пределах Лено-Оленёкской СФЗ, выделены 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.

Триасовые отложения, обнажающиеся на кряже Прончищева, также как в пределах Лено-Оленёкской СФЗ, представлены терригенными преимущественно морскими, в меньшей мере прибрежно-морскими и континентальными отложениями. Среди них выделены отложения нижнего отдела, представленные ыстаннахской и пастахской свитами объединенными (поздний оленёк); среднего отдела, включающего устьянабарскую (ранний–средний анизий) и гурымисскую (поздний анизий–ладин) свиты, а также верхнего отдела, объединяющие осипайскую (карний), чайдахскую (карний–норий) и тумулскую (норий–рэт) свиты.

### КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ–ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Тустахская и нижнекожевниковская свиты объединенные ( $C_2-P_1+tt+nk$ ). В западной части кряжа Прончищева в ядре антиклинальной структуры обнажается только нижнекожевниковская свита видимой мощностью 500 м. Тустахская свита на дневную поверхность не выходит.

*Нижнекожевниковская свита* представлена переслаивающимися песчаниками полимиктовыми, кварц-полевошпатовыми темно-серыми и серыми от тонко- до среднезернистых и алевролитами темно-серыми и черными. Соотношение песчаников и алевролитов составляет 3 : 2. В средней части разреза отмечаются маломощные (до 10–15 см) прослои и линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов серых и буровато-серых.

Породы средней части свиты содержат остатки брахиопод *Rhynchopora lobjaensis* Tolm. По составу и фауне нижнекожевниковская свита хр. Прончищева сопоставляется с соубольской свитой северного Верхоянья, которая относится к кунгурскому–уфимскому ярусам нижней перми.

### ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

**Биармийский–татарский отделы. Казанский–вятский ярусы.** Верхнекожевниковская и мисайлапская свиты объединенные ( $P_{2-3}vk+ms$ ).

*Верхнекожевниковская свита*, обнажающаяся на кряже Прончищева, согласно перекрывает нижнекожевниковскую. Она представлена алевролитами и аргиллитами темно-серыми и черными с редкими прослоями песчаников, содержащими остатки *Myonia bytantajensis* Ast.-Urb., *Streblopteria krasnoufimskensis* (Fred.), *S. engelhardti* (Etqer. Et Dun.) *S. corrugata* Lutk. et Lob., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm. В верхах толщи прослои песчаников более частые и более мощные (до 10–20 м). Песчаники полевошпат-кварцевые светло-серые, разноплитчатые с единичной хорошо окатанной галькой полимикто-

вых песчаников и алевролитов с *Streblopteria* sp., *Liabea septifer*? (King.) *L. primorica* (Muz.), *Kolymia* sp.

По составу и фауне верхнекожевниковская свита сопоставляется с чинской свитой северного Верхоянья, которая относится к казанскому–северодвинскому ярусам средней–верхней перми. Ее мощность – 370 м.

*Мисайланская свита* в пределах кряжа Прончищева представлена песчаниками полевошпат-кварцевыми известковистыми с редкими тонкими (2–5 см) прослоями алевролитов и примазками углисто-глинистого вещества. В песчаниках присутствуют обломки вулканогенных пород. Мощность свиты – 120–220 м.

Общая мощность средней–верхней перми – более 490–590 м.

## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

**Нижний отдел. Оленёкский ярус, верхний подъярус.** Ыстаннахская и пастахская свиты объединенные ( $T_1/s+ps$ ). Оленёкские слои в пределах кряжа Прончищева залегают на размытой поверхности верхнепермских (биармийских) отложений. В основании присутствует пачка (20 м) конгломератов и гравелито-брекчий с прослоями вулканомиктовых и известковистых песчаников с остатками аммонитов в верхней части. Конгломераты и гравелиты сложены в основном обломками эффузивов основного состава и их туфов, долеритов, песчаников и кремнистых пород. Вышележащая часть разреза представлена алевролитами и аргиллитами темно-серыми с прослоями (0,1–0,3 м) песчаников серых вулканомиктовых и полимиктовых, а также редкими пачками (до 10 м) песчаников серых мелкозернистых известковистых полимиктовых с растительным детритом на плоскостях напластования, которые переслаиваются с песчаниками зеленовато-серыми вулканомиктовыми мелкозернистыми. В пачках алевролитов и аргиллитов встречаются конкреционные прослои и разрозненные конкреции глинистых известняков и известковистых песчаников.

Многочисленные остатки аммонитов принадлежат верхней подзоне зоны *Parasibirites grambergii* и двум нижним подзонам зоны *Olenikites spiniplicatus* и определяют позднеоленёкский возраст отложений. Общая мощность Ыстаннахской и пастахской свит в Прончищевском районе – 200–220 м.

**Средний отдел. Анизийский–ладинский ярусы.** Устьанабарская и гуримисская свиты объединенные ( $T_2/ua+gr$ ).

*Устьанабарская свита* выделена Н. М. Вавиловым [39]. Она согласно перекрывает пастахскую свиту раннего триаса и с небольшим размывом перекрывается гуримисской свитой.

Нижняя часть свиты сложена алевролитами, чередующимися с вулканомиктовыми песчаниками, которые содержат прослои глинистых известняков, ракушняков, конкреционные прослои с единичными конкрециями известняково-глинистых песчаников с остатками аммонитов и двустворок. Верхняя часть разреза представлена песчаниками с редкими прослоями ракушняков и конкрециями глинистых известняков, реже линзами гравелитов и конгломератов с галькой кварца (40%), кварцитов (25–30%), алевролитов (до 15%), кремнистых пород, а также долеритов и габбродолеритов (до 10%). Генезис свиты прибрежно-морской.

Анизийский возраст отложений определяет комплекс амmonoидей, представляющий две зоны нижнего анизия (*Grambergia taimyrensis* и *Lenotropites caurus*) и две зоны среднего (*Czekanowskites decipiensis* и *Arctohungarites kharaulaknensis*). Кроме того, встречены остатки двустворок *Lingula polaris* Lund. и *Bakevellia arctica* Kirg. также ранне-среднеанизийского возраста. Мощность свиты – 230 м.

*Гуримисская свита* выделена в 1955 г. Т. М. Емельянцевым и названа по р. Гуримиской, впадающей в Анабарский залив. Она сложена прибрежно-морскими и континентальными сероцветными песчаниками, аргиллитами с растительным детритом. Нижняя граница проводится по подошве характерного горизонта оолитовых гидрогетит-шамозитовых пород. Позднеанизийский–ладинский возраст обоснован находками верхнеанизийских двустворок *Bakevellia czekanowskii* Kur. и *Mytilus eduliformis* (Schloth.) и нижнеладинских амmonoидей *Longobardites* ex gr. *oleshkoii* Arch. (зона *Eonathorstites oleshkoii*) [49, 66]. Мощность свиты – 60–80 м.

Общая мощность среднетриасовых отложений в Прончищевском районе – 290–310 м.

**Верхний отдел. Карнийский–рэтский ярусы.** Осипайская, чайдахская и тумулская свиты объединенные ( $T_3os÷tm$ ).

*Карнийский ярус, верхний подъярус. Осипайская свита* на кряже Прончищева (бассейн р. Урасалах-Батыта) представлена прибрежно-морскими отложениями. В основании ее залегают конгломераты или гравелиты мощностью 0,2 м. Обломочный материал размером от 1–5 до 10 см. Галька (40–60 % объема породы) представлена кварцем (20–30 %), магматическими породами кислого и основного состава (30–55 %), зелеными и красными яшмоидными сланцами (5–10 %), песчаниками и алевролитами (5–10 %). Цемент базальный – разнозернистый песчаный. Гравелиты лучше отсортированы, в них встречаются линзы, обогащенные растительным детритом и мелкими обломками раковин.

Над конгломератами залегают песчаники (2,8 м) с рассеянной галькой и редкими линзами (до 1 см) гравелитов и ракушняков с остатками аммонитов раннекарнийского возраста. Выше залегает пачка (4 м) алевролитов с тонкими прослоями песчаников. Общая мощность разреза – 7 м.

*Карнийский-норийский ярусы. Чайдахская свита* на площади Прончищевской СФЗ, также как на Оленёкской, представлена прибрежно-морскими образованиями, с меняющимися вверх по разрезу лагунными и континентальными отложениями. Нижние горизонты свиты содержат остатки двустворок карнийского возраста, а в верхней части свиты встречены остатки фораминифер норийского возраста. Верхняя граница свиты проведена по подошве слоев с *Otapiiria ussuriensis*. Мощность свиты – 125 м.

*Норийский–рэтский ярусы. Тумулская свита* обнажается на р. Урасалах-Батыта, также как в Лено-Оленёкской СФЗ, состоит из двух ритмов. В основании ритмов залегают конгломераты и песчаники с линзами конгломератов, а в верхней части (от 3 до 33 м) – алевролиты. Мощность нижнего (норийского) ритма – 80 м, верхнего (рэтского) – 35 м. Суммарная мощность тумулской свиты – 115 м.

Общая мощность верхнетриасовых отложений на кряже Прончищева – 255 м.

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ–ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Нерасчлененные отложения ( $C_2-T$ ) среднего карбона–триаса выделены условно в составе складчатого основания Хатангско-Лаптевоморской платформы и показаны на геологическом разрезе в пределах шельфового продолжения Прончищевской СФЗ. Представлены они, по аналогии с охарактеризованными выше подразделениями Прончищевско-Оленёкской складчатой зоны на суше, терригенными отложениями с прослоями туффитов и каменных углей. Предполагаемая мощность – 2400–3200 м.

### *Чернохребетнинская СФЗ*

В пределах шельфового продолжения верхнепалеозойские отложения Чернохребетнинской СФЗ представлены двумя толщами: скалистой ( $P_{1-2sl}$ ) и мариинской толщей ( $P_3mr$ ). Среди нижнетриасовых выделяются кешинская, цветковомысская и восточнотаймырская свиты объединенные ( $T_1k \div vt$ ), а также ыстыннахская, прибрежнинская свиты объединенные ( $T_1is+pr$ ).

## ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

**Приуральский–биармийский отделы.** Скалистая толща ( $P_{1-2sl}$ ) выделена И. С. Грамбергом в 1960 г. и названа по руч. Скалистый (левому притоку р. Цветкова); стратотип не установлен. Толща выходит на дневную поверхность в виде небольших фрагментов в южных предгорьях гор Бырранга, на мысе Цветкова и в нижнем течении р. Чернохребетная. Подстилающими образованиями служат породы соколинской свиты, выше залегает мариинская толща. Скалистая толща на прилегающей территории Таймыра [44] представлена горизонтальнослоистыми глинистыми алевролитами, тонким линзовидно-полосчатым переслаиванием аргиллитов, алевролитов и алевритистых песчаников. Реже отмечаются слои мелко- и среднезернистых песчаников. Присутствуют многочисленные остатки морской фауны, следы жизнедеятельности беспозвоночных, мелкий растительный детрит, песчано-карбонатные конкреции. Мощность скалистой толщи – 800–900 м.

**Татарский отдел.** Мариинская толща ( $P_3mr$ ) названа по руч. Мариинский (мыс Цветкова). Выделена Т. П. Кочетковым в 1951 г., стратотип не установлен. Фрагментарные выходы мариинской толщи отмечаются в южных предгорьях гор Бырранга, на мысе Цветкова и нижнем течении р. Чернохребетная. В разрезе наблюдаются многократные чередования безугольных морских и слабоугленосных прибрежно-континентальных отложений. Нижняя часть толщи представлена преимущественно аргиллитами. Вверх по разрезу постепенно увеличивается роль песчаников с угловатыми и полуокатанными обломками аргиллитов и углей. Основная роль в строение разреза принадлежит переслаиванию алевролитов, аргиллитов и алевритистых песчаников [44]. Мощность толщи – 300–400 м.

## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Кешинская, цветковомысская, восточнотаймырская свиты объединенные ( $T_1k\check{s}+vt$ ) выделены и охарактеризованы в районе мыса Цветкова, где имеют наиболее широкое распространение. Нижнетриасовые образования слагают крылья брахиформных антиклинальных складок на мысе Цветкова, р. Чернохребетная и в устьевой части р. Прончищева [44].

*Кешинская свита* представлена чередованием мелководно-морских, лагунных и континентальных осадков: зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами с известковыми и сидеритовыми, реже фосфоритовыми конкрециями. В основании свиты присутствуют валунные конгломераты. Местами отмечается примесь туфогенного материала. Возраст свиты как условно индский определен, исходя из состава растительных остатков, а также с учетом положения в разрезе – ниже цветковомысской свиты [65].

Мощность свиты в стратотипе – 150 м.

*Цветковомысская свита* согласно залегает на породах кешинской свиты и согласно перекрывается восточнотаймырской свитой. Стратотип свиты находится на мысе Цветкова, где она сложена туфами и туффитами основного состава, чередующимися с красно-бурыми аргиллитами, а так же тремя покровами базальтов в верхней. Возраст свиты определен как позднеиндский [65], ее мощность – 100–115 м.

*Восточнотаймырская свита* согласно перекрывает цветковомысскую и с размывом подстилает Ыстаннахскую свиты. Представлена она зелено-серыми песчаниками и алевролитами с косой и пологоволнистой слоистостью с многочисленными известковистыми конкрециями. Реже – темно-серыми оскольчатными аргиллитами и туфопесчаниками с прослоями аргиллитов и туфов основного состава. Возраст свиты определен как ранне-позднеоленёкский [65], ее мощность в стратотипе – 150–160 м.

Предполагаемая мощность объединенных свит – 400–425 м.

Ыстаннахская и прибрежнинская свиты объединенные ( $T_1is+pr$ ) охарактеризованы в районе мыса Цветкова [44]. *Ыстаннахская свита* с небольшим размывом залегает на породах восточнотаймырской свиты и согласно перекрывается прибрежнинской свитой. Она сложена морскими темно-серыми аргиллитами и глинистыми алевролитами с многочисленными остатками аммоноидей, двустворок, конодонтов; встречаются фосфоритовые конкреции. В основании свиты залегает пласт туфопесчаников с галькой и линзами конгломератов. Свита относится к позднему оленёку [65], ее мощность в стратотипе – 80 м.

*Прибрежнинская свита* согласно залегает на подстилающих породах Ыстаннахской свиты и сложена туфопесчаниками и крупнозернистыми алевролитами зеленовато-серого и красно-бурого оттенка, в меньшей степени – темными зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами. Свита содержит многочисленные известковые конкреционные прослои и рассеянные конкреции с остатками морской фауны. На основании находок пелеципод, брахиопод, фораминифер, конодонтов прибрежнинская свита датируется верхнеоленёкским подъярусом нижнего триаса. Мощность свиты в стратотипе – 25 м.

Мощность объединенных свит – 25–80 м.

## **Лаптевско-Хараулахская СФЗ**

Среднекаменноугольно-триасовые отложения Лаптевско-Хараулахской СФЗ рассматриваются в составе нерасчлененных терригенных среднекаменноугольно-нижнемеловых отложений одноименной зоны Верхоянской юрско-меловой СФО (см. раздел «Верхоянская СФО»).

## **Южно-Быррангская СФО. Таймыроозерская СФЗ**

На шельфовом продолжении Таймыроозерской СФЗ, по аналогии с листом S-49 [44], выделяются среднекаменноугольно-пермские нерасчлененные ( $C_2-P$ ), а так же нижнепермские отложения соколинской свиты ( $P_{1sk}$ ).

### **КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ–ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА**

Нерасчлененные отложения ( $C_2-P_1$ ). В континентальной части Таймыроозерской СФЗ образования этого стратиграфического уровня представлены серией терригенных отложений паралического типа, включающих следующий ряд свит: макаровскую ( $C_2$ ), турузовскую ( $C_2-P_1$ ), быррангскую ( $P_1$ ), соколинскую ( $P_1$ ), байкуровскую ( $P_{1-2}$ ) и чернорскую ( $P_3$ ).

Общая мощность отложений – 5200–5500 м.

### **ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ**

Соколинская свита ( $P_{1sk}$ ) выделена Л. А. Чайкой [212] и названа по р. Соколиная. Свита широко распространена на площади смежного листа S-49 [44]. Она сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями углистых алевролитов, содержащих многочисленные растительные остатки. В переслаивании алевролитов и песчаников характерна частая ритмичность. Предполагаемая мощность свиты на шельфе – 800 м.

## **ЮРСКО-МЕЛОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Юрские и меловые отложения широко развиты в пределах сухопутной части листа S-50. На его территории, в соответствии с крупнейшими современными тектоническими структурами, выделены Верхоянская СФО Верхояно-Колымской складчатой области и Хатангско-Ленская СФО одноименного перикратонного мегапрогиба Сибирской платформы.

## **Хатангско-Ленская СФО**

Хатангско-Ленская СФО включает в себя Хетско-Анабарскую и Анабаро-Ленскую СФЗ. Первая характеризуется типовыми разрезами, составленными по береговым обрывам р. Анабар и параметрическим скважинам на соседнем листе (S-49), вторая – разрезами, описанными в бассейнах рек Буолкалах и Келимяр. Граница условно приурочивается к границе Анабарского и Оленёкского геоблоков.



## Хетско-Анабарская СФЗ

Большая часть свит СФЗ коррелируется с отложениями Анабарского залива, где выделены их стратотипы. Но их состав на платформенном крыле прогиба отличается преобладанием песчаных разностей над глинистыми и алевроитовыми, обеднением фаунистического состава.

### ЮРСКАЯ СИСТЕМА

**Нижний–средний отделы. Геттангский ярус–нижнеааленский подъярус.** Зимняя, аиркатская свиты и сайбылахская серия объединенные ( $J_{1-2}m-sb$ ).

*Зимняя свита* выделена Н. И. Байбародских в 1968 г. Название получила от Зимней площади, расположенной на Малохетском валу в западной части Енисей-Хатангского прогиба. Стратотип ее описан по скв. 1-Р (Семеновская). Позднее свита была выделена Г. Н. Карцевой в восточной части прогиба. Выходы ее на поверхность описаны по р. Анабар и по обоим берегам Анабарской губы [6]. Зимняя свита залегает на размытой поверхности перми и триаса. Она сложена преимущественно алевролитами и песчаниками с пачками глин, аргиллитов и конгломератов. По литологическому составу свита разделена на две подсвиты. Нижняя подсвита – глинисто-алевритовая. В ее основании наблюдается базальная пачка песчаников с линзовидными прослоями (от 1 до 4 м) средне-мелкогалечных конгломератов с рассеянной галькой и валунами до 0,6 м в диаметре. По составу преобладают гальки эффузивных пород (дацит-риолиты, андезиты, долериты, базальты), много кремневых и кварцевых галек, в меньшем количестве присутствуют гальки карбонатных и терригенных пород. Выше залегает пачка непостоянной мощности (4–10 м) темно-коричневых глин жирных с прослойками темно-серого алевролита, являющаяся хорошим маркирующим горизонтом. Завершают разрез подсвиты переслаивающиеся алевролиты, аргиллиты и песчаники с линзами конгломератов и рассеянными гальками. Верхняя подсвита имеет преимущественно алевроитопесчаный состав с редкими пачками аргиллита. В породах отмечены рассеянные гальки, крупные линзы карбонатных песчаников. Мощность зимней свиты в целом испытывает значительные колебания: на р. Анабар она составляет 34 м, а западнее, на Ильинско-Кожевниковской площади – 72 м.

Органические остатки немногочисленны и представлены редкими аммонитами, двустворками плохой сохранности и обедненным комплексом фораминифер. На западном берегу Анабарской губы в кровле свиты найдены *Amaltheus cf. stokesi* Sow., *A. sp. indet.*, указывающие на позднеплинсбахский возраст. К этому же интервалу приурочены находки *Harpax spinosus* (Sow.), *H. laevigatus* (d'Orb). В средней части свиты были определены *Meleagrinnella cf. subolifex* Polub., *Otapiria sp.*, *Myophoria aff. laevigata* Ziet., характерные для геттангского и синемюрского ярусов Северо-Востока СССР.

*Аиркатская свита* названа от мыса Аиркат на западном берегу Анабарской губы, севернее которого в береговых обрывах выделен ее стратотип [124]. Естественные разрезы свиты изучены на р. Анабар с притоками и на западном берегу Анабарской губы [6, 89]. Аиркатская свита залегает согласно на зимней свите. Ее нижняя граница очень четкая и проведена по смене

песчано-алевритовых пород зимней свиты глинистыми. Разрез свиты представлен чередующимися пачками темно-серых глин, глинистых алевролитов, светло-серых песчаников и песчанистых алевролитов. По всей толще рассеяны конкреции и стяжения пирита, куски древесины, мелкий растительный детрит. Для алевролитов характерны текстуры, образованные в результате жизнедеятельности роющих организмов, пиритизированные растительные остатки, стяжения пирита, мелкие друзы кальцита. Мощность аиркатской свиты на р. Анабар составляет 110 м.

Позднеплинсбахский возраст аиркатской свиты на р. Анабар без нижней части зоны *Amaltheus stokesi* установлен по находкам из средней части свиты *Amaltheus* cf. *stokesi* Sow., *A. sp. indet.*, из верхней части свиты *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. bronensis ventrocalvus* Rep., многочисленных *Harpax laeui-gatus* d'Orb., *Myophoria lingonensis* (Dum.), *Meleagrinnella* cf. *tuingsis* (Petr.).

*Тоарский ярус–нижнеааленский подъярус. Сайбылахская серия* залегает на размытой поверхности аиркатской свиты [129] и представлена в основании (30–32 м) глинами темно-серыми и буровато-серыми, реже пестроокрашенными, с горизонтами крупных карваеобразных конкреций с многочисленными остатками белемнитов и двустворок раннетоарского времени (китербютский горизонт). Они перекрыты пачкой (22–23 м) слабо сцементированных песчаников табачно-зеленых и алевролитов желтовато-серых, серых и буровато-серых с горизонтами глинисто-известковистых конкреций и линз известняков (аналог эренской и хоргонской свит Анабарской губы). В основании песчаных горизонтов иногда присутствует хорошо окатанная галька, куски окаменелой древесины и линзы ракушняков с остатками белемнитов и двустворок. По возрасту сайбылахская серия отвечает тоарскому ярусу (без нижней зоны) и части нижнего аалена. Нижняя подсвита и часть верхней принадлежит к нижнему тоару на основании находок аммонитов *Lugodactylites* ex gr. *braunianus* d'Orb. на западном берегу р. Анабар; белемнитов *Acrocoelites triscissus* (Jan.), *Passaloteuthis tolli* (Pavl.), *Nannobelus pavlovi* Krimh., *N. krimholzi* Sachs и др., двустворок *Dacryomya* cf. *inflata* (Ziet.), *Tancredia* cf. *stübendorffi* Schm., *Meleagrinnella* cf. *sparsicosta* (Petr.) на р. Анабар и на западном берегу Анабарской губы. В верхней части верхней подсвиты в стратотипе распространен отличный от нижней подсвиты комплекс органических остатков: белемниты *Pseudodicoelites bidgievi* Sachs et Naln., *Nannobelus nordvikensis* Sachs, двустворки *Arctotis marchaensis* Petr., *Taneredia gigantea* Voron. На восточном берегу Анабарской губы вместе с этим комплексом найден аммонит *Pseudolioceras* sp. (cf. *maclinlocki* Haught.), свидетельствующий о принадлежности этой части разреза к нижнему аалену. Общая мощность сайбылахской серии достигает здесь 52–55 м. Она с размывом перекрыта среднеюрскими отложениями.

Суммарная мощность объединенных свит и сайбылахской серии сверху вниз по р. Анабар меняется от 196 до 237 м.

**Средний отдел. Верхнеааленский–среднебатский подъярус.** Арангастахская и юрiongтумусская свиты объединенные ( $J_2ar+jur$ ).

В этот интервал юрской системы входят арангастахская и юрiongтумусская свиты.

*Верхнеааленский–нижнебайосский подъярус.* Арангастахская свита получила название от одноименной реки на п-ове Юрiong-Тумус. Впервые вы-

делена М. К. Калинко в 1959 г. В. Н. Саксом за стратотип предложен разрез на западном берегу Анабарской губы. Разрез арангастахской свиты характеризуется переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с преобладанием песчано-алевритовых пород. В северо-восточном направлении постепенно возрастает содержание алевролитового материала. В северном направлении возрастает ее мощность. На р. Средняя (правый приток р. Анабар) мощность арангастахской свиты составляет около 20 м, а на р. Анабар – 16,7 м. Из нижней подсвиты были определены аммониты *Tugurites* ex. gr. *whiteavesi* White, *Erycitoides(?) howelli* (White), выделен комплекс фораминифер с *Saccamina ampullace*, *Lenticulina nordvikensis*, свидетельствующие о ее позднеалевритовом возрасте. Раннебайосский возраст верхней подсвиты подтверждают комплексы двустворок с *Retroceramus lutifer* (Eichw.) и фораминиферы *Ammodiscus pseudoinfimus* cf. *granulata* Gerke et Schar., *Geinizinita crassata* Gerke, *Guttulina tatarsiensis* Mjatl., *Trochammina praesquamata* Mjatl.

*Верхнебайосский подъярус–среднебатский подъярус.* Юрюнгтумусская свита выделена М. К. Калинко в 1959 г. на п-ове Юрюнг-Тумус без указаний на стратотипический разрез. Затем свита была прослежена Г. Н. Карцевой в восточной части Енисей-Хатангского прогиба. В. Н. Сакс и др. (1976) предложили за ее стратотип принять разрез на западном берегу Анабарской губы, как наиболее полный и хорошо охарактеризованный фауной.

На территории листа S-50 отложения юрюнгтумусской свиты распространены на правом берегу р. Анабар к северу от устья р. Средняя. Они согласно залегают на образованиях арангастахской свиты. Нижняя граница свиты проводится по появлению в разрезе преимущественно глинистых пород. Она разделена на две подсвиты. Нижняя сложена аргиллитами и неоднородными глинисто-алевритовыми породами, окрашенными в буровато-серые и серые тона. Для алевролитовых разностей характерна штриховая текстура. Мощность нижней подсвиты – 33 м. Верхняя подсвита представлена в основном песчанистыми алевролитами с подчиненными прослоями аргиллитов, песков и песчаников. Мощность верхней подсвиты – 40 м. Общая мощность свиты на р. Анабар – 73–140 м, на западном берегу Анабарской губы – 279 м.

По всему разрезу юрюнгтумусской свиты распространены линзовидные прослои глинистых и сидеритизированных известняков, известковистых алевролитов, многочисленные изолированные карбонатные конкреции различной формы и размеров, стяжения пирита, звездчатые включения бурого кальцита. Возраст свиты верхнебайос-среднебатский [10]. В нижней подсвите найдены верхнебайосские двустворки *Mytiloceramus* ex. gr. *lutifer* (Eichw.), *M.* ex. gr. *kystatimensis* (Kosch.), *M. porrectus* (Eychw.), белемниты *Paramegateuthis* sp., остракоды *Pyrococytheridea foveolata* Gerke et Scharow. и *Camptocitere spinulosa* Scharap., *C. nordvikensis* и комплекс фораминифер с *Trochammina praesquamata* Mjatl., *T. jacutica* Lev., *Marginulina septentrionalis* G. et Scharow. (западный берег Анабарской губы, п-ов Урюнг-Тумус). В скважинах выделен батский комплекс фораминифер *Recurvoides anabarensis* Bassov, *Globulina praecircumphlua* Scharow.

Мощность арангастахской и юрюнгтумусской свит объединенных в пределах СФЗ – 90–160 м.

**Средний–верхний отделы. Верхнекелловейский подъярус–кимериджский ярус.** Нерасчлененные отложения ( $J_2k_2$ – $J_3km$ ) распространены

только в бассейне р. Анабар, где со стратиграфическим несогласием ложатся на юронтгумусскую свиту и представлены песчаниками и песками крупно-мелкозернистыми с глауконитом, с мелкой рассеянной галькой кремней, карбонатными конкрециями, с обломками древесины. На большей части листа S-50 они отсутствуют, на севере и к востоку – замещаются станюряхской свитой. Песчаники богаты остатками аммонойд оксфорд-киммериджского возраста: *Cardioceras oblitteratum*, *C. gloriosum*, *C. percadatum*, *C. cordatum* [21]. Мощность толщи в районе р. Анабар – 9,5–22,5 м.

#### ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

**Титонский–берриасский ярусы.** Буолкалахская свита ( $J_3$ - $K_1$ , *bul*) выделена А. В. Гольдбертом в 1981 г. по р. Буолкалах (приток р. Оленёк) в пределах Буолкалахской СФЗ, а затем прослежена в районе р. Анабар на участке между пос. Урюнг-Хая и р. Содиемыха. Свита с размывом залегает на отложениях средней и верхней юры. В береговых обрывах р. Анабар она сложена светло-серыми, желтовато-серыми алевритами, глинистыми алевролитами с прослоями мелкозернистых песков, а также серых, темно-серых (иногда черных) алевритистых глин. На разных уровнях в разрезе встречаются крупные караваяобразные и лепешковидные конкреции известковистых алевролитов и песчаников, к которым часто приурочены углефицированные остатки растений. Для отдельных интервалов характерна волнистая слоистость. По преобладанию алевритов или глин в разрезе выделяются пачки мощностью 5–10 м. Общая мощность буолкалахской свиты на р. Анабар – 57 м.

С рассматриваемыми отложениями связаны аммониты, белемниты, двустворчатые моллюски, гастроподы, а также фораминиферы. По аммонитам на р. Анабар в составе свиты установлены две зоны: в основании – зона *Hectoroceras kochi* и в кровле – зона *Bojarkia mesezhnikovi*. Разделяющая их зона *Surites analogus* в данном разрезе не подтверждена аммонитами. К нижней части свиты приурочен комплекс фораминифер с *Trochammina parviloculata* и *Ammodiscus parvus*, к верхней – с *Lenticulina sossipatrovae* Gerke et E. Ivan и *Globulina* ex gr. *praelacrima* Mjatl. На основании аммонитов объем буолкалахской свиты на р. Анабар ограничен преимущественно берриасом без его нижних слоев (зона *Chetaites sibiricus*). В бассейне р. Средняя (бассейн р. Анабар) в останцах пород мощностью до 3 м встречен верхнетитонский комплекс двустворок *Arctotis* (*Canadarctotis*) cf. *intermedia* Bodyl., *Arctotis* cf. *intermedia* Bodyl., *Buchia* ex gr. *fischeriana* (Orb.), *Buchia* cf. *mosquensis* (Buch), *Meleagrinnella* ex gr. *subovalis* Zakh., *Limea* ex gr. *borealis* Pcel. [128].

Общая мощность буолкалахской свиты в Анабарской СФЗ – 50–60 м. Возраст – титон-берриасский.

#### МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

**Верхнеберриасский–средневаланжинский подъярусы.** Харабыльская свита ( $K_1$ , *hb*) выделена А. В. Гольдбертом и другими в 1978 г. и названа по р. Харабыл (приток р. Анабар). Свита прослежена на поверхности между реками Нижняя и Анабар. Стратотип находится на р. Анабар в окрест-

ностях пос. Юрюнг-Хая [120]. Свита залегает трансгрессивно на палеозойских отложениях, триасе, средней и верхней юре, а также на берриасе (буолкалахская свита). Харабыльская свита сложена зеленовато-серыми и темно-серыми песчанистыми глинами и глинистыми алевролитами с прослоями алевролитов и глинистых песков, редко – известняков. Встречаются конкреции известковистых алевролитов и известняков с разнообразной фауной. В направлении к югу – борту Хатангско-Ленского прогиба – происходит увеличение роли песчаных пород в разрезе. В основании свиты здесь залегает горизонт оолитовой железной руды, переходящей в ожелезненную оолитовую породу (мощностью 2,15 м).

Свита охарактеризована разнообразными органическими остатками: аммонитами, белемнитами, двустворчатыми моллюсками, гастроподами, фораминиферами. В детально изученных разрезах по р. Анабар и других выделены три фаунистические зоны: *Neitollia klimovskiensis*, *Temnoptychites syzranicus* – *Polyptychites michalskii* и *Polyptychites poliptychus*, что определяет объем свиты как валанжин. Комплексы фораминифер в породах свиты западнее рассматриваемой территории из разреза скв. Р-201 – *Reinholdella tatarica*, *Hoeglundina caracolla anteriori* – указывают на ранне-средневаланжинский возраст. На р. Попигай базальная часть харабыльской свиты относится к верхним слоям берриаса (зона *mesezhnikovi*). Таким образом, возрастной интервал харабыльской свиты определяется как верхний берриас–средний валанжин.

Восточнее аналогом харабыльской свиты в пределах Буолколахской площади является кигиляхская свита. Балагачанская свита верхнего валанжина–нижнего готерива на рассматриваемой площади размыта.

Мощность харабыльской свиты на р. Анабар – 200 м, на п-ове Пакса – 96 м.

**Верхнеготеривский–среднеаптский подъярусы.** Тигянская и сангасалинская свиты объединенные ( $K_1tg+sn$ ) закартированы в районе правобережья р. Анабар.

*Тигянская свита* выделена Т. М. Емельянцевым и Т. П. Кочетковым (1947 г.) и названа по р. Тигян-Юрях, впадающей в Хатангский залив моря Лаптевых [188]. Стратотипическая местность – бассейн нижнего течения р. Хатанга и о. Бегичев. Залегает на размытой поверхности балагачанской свиты западнее листа (S-49) и с размывом на харабыльской свите, согласно перекрывается сангасалинской свитой. Тигянская свита сложена прибрежно-континентальными серыми, светло-серыми и зеленовато-серыми песками и песчаниками, алевролитами и глинами с маломощными прослоями угля и с обильным детритом. Первоначально свита датировалась валанжином. В дальнейшем, в связи с выделением балагачанской свиты, возраст тигянской свиты принимается как поздний готерив–баррем, что подтверждается палинологическими данными.

Мощность свиты на р. Анабар – 155 м.

*Сангасалинская свита* была выделена Т. М. Емельянцевым и Т. П. Кочетковым в 1947 г. и названа по р. Санга-Сала, левому притоку р. Тигян-Юрэх [188]. Первоначально она выделялась как горизонт, который Л. Т. Семенов в 1954 г. перевела в ранг свиты. Выходит на дневную поверхность на восточ-

ном и западном побережье Анабарской губы, в эрозионных окнах в районе р. Анабар, а также на западном побережье Хатангского залива на реках Сенька и Поперечная. Сангасалинская свита согласно перекрывает тигянскую и четко отделяется от нее преимущественно глинистым составом и пластами угля рабочей мощности. Она представлена глинами, глинистыми алевритами и в меньшей степени песками с пластами угля мощностью до 3–5 м. В разрезе выделяются две–три угольно-глинистых пачки, разделенные слоями зеленовато-серых песков. Мощность пачек изменяется от 3 до 17–20 м. Пласты угля, связанные с глинистыми пачками, обычно не выдерживаются даже на небольшом расстоянии.

На основании палинологических комплексов и положения в разрезе свита относится условно к раннему-среднему апту [120].

Мощность свиты на Анабарской площади западнее листа (S-49) на Ильинско-Кожевниковском участке – 26–70 м.

Общая мощность объединенных тигянской и сангасалинской свит – 181–225 м.

**Верхнеаптский подъярус–альбский ярус.** Рассохинская и огневская свиты объединенные ( $K_1r/s+og$ ) закартированы в ядре Усть-Суолемской впадины. Являются возрастными и вещественными аналогами лукумайской свиты.

*Рассохинская свита* выделена Т. П. Кочетковым в 1954 г. и названа по р. Рассоха, левому притоку р. Тигян. Залегаet трансгрессивно на сангасалинской свите и согласно перекрывается огневской свитой. Сложена полимиктовыми песками с включениями гравия и гальки, с прослоями глин и алевритов, конкрециями и пластами известковистых песчаников и сидерита. Иногда встречаются обломки обугленной древесины и угольная крошка, а также редкие, на разных уровнях, пропластки угля (до 0,04 м). На основании спорово-пыльцевых комплексов (преобладание *Pinaceae* и *Podocarpaceae*, из спор *Schizaeaceae*, *Lycopodiceaem*, *Gleicheniaceae*) свита условно отнесена к апту [123].

Мощность свиты в районе р. Анабар варьирует от 55 до 80 м.

*Огневская свита* выделена П. Д. Литвиновым и П. С. Пуком в 1952 г. в ранге горизонта. В 1954 г. Л. Т. Семененко перевела его в ранг свиты. Названа по р. Огневка, впадающей в Хатангский залив. Залегаet согласно на рассохинской свите и согласно (но местами с размывом) перекрывается бегичевской свитой. Свита имеет ритмичное строение и состоит из двух–трех угленосных преимущественно глинистых пачек (мощностью 5–20 м) и одной–двух песчаных (мощностью 7–90 м). Характерный признак свиты – многочисленные прослои бурого угля. Пласты угля, приуроченные к глинистым пачкам, имеют мощность от 0,3 до 5 м, но не выдержаны по простиранию. Часто встречается минерализованная древесина [123].

Свита содержит растительные остатки *Sciadopytis* aff. *sibirica* Samyl., *Gihkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sequoia* sp., *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) и спорово-пыльцевой комплекс, на основании которого, а также по положению в разрезе (сопоставлению ее с верхней частью яковлевской и нижней частью Долганской свит Усть-Енисейского района) она относится к альбу [120]. Мощность свиты в районе пос. Сындаско составляет около 38 м [123].



Общая мощность на территории листа объединенных рассохинской и огневской свит – 93–118 м.

### *Анабаро-Ленская СФЗ*

Основную часть Анабаро-Ленской СФЗ на территории листа S-50 занимают меловые отложения. Юрско-меловые образования (буолкалахская свита) закартированы лишь вдоль южной кромки листа. Юрские отложения нижне-го-среднего и среднего отделов показаны только на разрезе. Они обнажаются в смежных районах вблизи южной границы листа S-50, а так же вскрыты Чарчыкской П-1 и Хастахской-930 скважинами, пробуренными на площади листа S-51 у восточной рамки листа S-50.

#### ЮРСКАЯ СИСТЕМА

**Нижний–средний отделы. Геттангский–ааленский ярусы.** Кыстык-кюряхская, джангыйская и курунгская свиты объединенные ( $J_{1-2}kj\div kr$ ). Нижнеюрские кыстыкюряхская (геттанг–синемюр) и джангыйская (верхний плинсбах), а также ниже-среднеюрская курунгская (тоар–нижний аален) свиты выделены в 1988 г. Р. О. Галабалой [20, 21] в бассейне р. Келимьяр за пределами рассматриваемой территории.

Нижнеюрские отложения залегают на различных горизонтах тумулской свиты верхнего триаса (от рэтских до норийских слоев) либо со значительным стратиграфическим перерывом (в объеме среднего и верхнего триаса) на нижнетриасовых пастахской или ыстыннахской свитах верхнего оленёка, а также на верхнепермских образованиях.

В разрезах Чарчыкской и Хастахской скважин выделяются нижнеюрские кыстыкюряхская и джангыйская свиты нерасчлененные и ниже-среднеюрская курунгская свита [198]. Нижнеюрские отложения со стратиграфическим перерывом залегают на пастахской свите нижнего триаса.

Кыстыкюряхская и джангыйская свиты нерасчлененные представлены толщей (180–205 м) аргиллитов с редкими прослоями песчаников, в основании которой присутствуют песчаники с базальными конгломератами.

Органические остатки имеются только в нижней части толщи. Породы содержат комплекс двустворок с видами индексами *Arctomytiloides* cf. *sinuosus* Polub. и *Otapiria* ex gr. *limaeformis* Zakh. геттанг-синемюрского возраста.

Позднеплинсбахский возраст верхней части толщи предполагается по положению в разрезе и по аналогии со стратотипическим районом.

*Курунгская свита* (70–75 м) согласно залегают на джангыйской свите. Она сложена алевролитами и аргиллитами, а также битуминозными глинами. Породы содержат известковистые, сидеритовые и фосфоритовые конкреции. Тоар-раннеааленский возраст свиты определяют остатки аммонитов, двустворок, белемнитов, фораминифер и спорово-пыльцевой комплекс [198].

Общая мощность ниже-среднеюрских отложений в обнажениях на смежной с юга территории не превышают 135 м, а в разрезах скважин достигает 250–280 м.

Возрастными аналогами кыстыкюряхской, джангыйской и курунгской свит в Хетско-Анабарской СФЗ являются соответственно зимняя, аиркатская

и сайбылахская свиты. Кыстыкюряхская и джангыйская свиты коррелируется с кыринской свитой, выделенной В. П. Девятковым и А. М. Казаковым (1985) в смежном с юга районе.

**Средний отдел. Ааленский–батский ярусы.** Келимярская и чекуровская серии объединенные ( $J_2kl+\check{c}k$ ).

Келимярская и чекуровская свиты выделены Д. С. Сороковым в 1957 г. Первая – в бассейне р. Келимяр, вторая – в низовьях р. Лена вблизи пос. Чекуровка.

Позднее (в 1988 г.) они были переведены в ранг серий [20, 21]. Вместо келимярской свиты были выделены пять новых, а вместо чекуровской свиты – четыре новых. Поскольку новые свиты из-за малой мощности не могут быть выделены даже на картах масштаба 1 : 200 000, ряд исследователей [197, 198] предлагают зарезервировать их в качестве подсвит.

*Ааленский–байосский ярусы.* *Келямирская серия* залегает согласно на курунгской свите. Она сложена переслаивающимися аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников и редкими включениями фосфоритов.

Возраст серии определяется богатой и разнообразной фауной, микрофауной и спорово-пыльцевым комплексом [198]. Мощность серии в обнажениях колеблется от 160 до 180 м и достигает 200–216 м в разрезах скважин. В Хетско-Анабарской СФЗ ей соответствуют арангастахская свита и верхняя часть юрюнгтумусской свиты.

*Батский ярус.* *Чекуровская серия* (84–104 м) согласно залегает на келимярской и со значительным стратиграфическим несогласием перекрывается буолкалахской свитой ( $J_3-K_1$ ). В слоении серии участвуют песчаники и алевролиты, а в верхней части – глины монтмориллонит-каолининового состава. О батском возрасте серии свидетельствуют находки ранне-поздне-батских аммонитов и батских двустворок. [198]. Возрастным аналогом чекуровской серии в Хетско-Анабарской СФЗ является верхняя часть юрюнгтумусской свиты. Общая мощность среднеюрских отложений – от 240 до 320 м.

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

**Титонский–берриасский ярусы.** Буолкалахская свита ( $J_3-K_1bul$ ) выделена в 1978 г. А. В. Гольдбертом. Стратотип находится на р. Буолкалах, между устьями рек Сарын и Иэдэс. Она со стратиграфическим несогласием залегает на чекуровской и станюряхской свитах. Свита сложена морскими и прибрежно-морскими песчано-глинистыми отложениями с гравелитами, конгломератами и фосфоритовыми конкрециями в основании, фациально изменяя вверх по разрезу и по латерали.

Буолкалахская свита подразделяется на три пачки. Самая нижняя из них представлена базальными фосфоритоносными конгломератами или глауконитовыми песчаниками с галькой и гравием окремнелых пород, песчаников и алевролитов, а также окатанных стяжений фосфоритов. Последние распространены в пласте в виде разрозненных конкреций, при этом в породе содержится до 30 % ее объема мелких фосфатных стяжений песчаной размерности. Мощность базальных конгломератов колеблется от 0,5–0,7 до 1,9 м. Средняя пачка представлена алевролитами и аргиллитами углистыми, местами битую-

минозными, темно-серого и черного цвета с конкрециями, реже линзами пелитоморфных известняков буровато-серых и тонкими прослоями бурых глин. Мощность этой пачки на большей части СФЗ колеблется в пределах 5–7 м. Местами она составляет 1–2 м или же вовсе отсутствует. Это своеобразная конденсированная часть разреза свиты, без видимых внутрiformационных размывов, включает остатки фауны, характерные для стратиграфического интервала от верхнетитонских (зона *Dorsoplanites panderi*) до берриасских слоев с *Praetollia cf. singularis* Alekseev. Верхняя пачка представлена песчаниками зеленовато-серыми мелкозернистыми с прослоями алевролитов темно-серых. Мощность пачки составляет 60–90 м.

Общая мощность буолколахской свиты – 10–100 м. Возраст – титон-берриасский.

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Район развития меловых отложений охватывает бассейны рек Уэле и Буолкалах. Выделяются кигиляхская, кюсюрская свиты, сиктяхская и огонерюряхская свиты объединенные, лукумайская, укинская свиты нижнего мела, менгюряхская свита нижнего–верхнего мела и чарчыкская свита верхнего мела.

### Нижний отдел

**Верхнеберриасский подъярус–валанжинский ярус.** Кигиляхская свита (*K<sub>1kg</sub>*) выделена в 1952 г. П. И. Глушинским и И. М. Мигаем [36, 12]. Стратотип расположен на р. Лена в районе устья р. Кигилях.

Свита фациально изменчива [51, 50] и является переходной между морскими и вышезалегающими континентальными угленосными образованиями. В ее основании выделяется пачка светло-серых с зеленым оттенком мелкозернистых песчаников, в которой присутствуют линзы ракушняка, сложенных 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., *Astierptychites astierptychus* Bodyl., *A. stubendorffi* Bodyl., *Euryptychites gravesiformis* Pavl., *Dichotomites* sp. и двустворок: *Buchia inflata* Lah., *B. keyserlingi* Lah., *B. aff. bulloides* Lah., *B. sublaevis* Keys, в бассейне р. Уэле обнаружены виды *Buchia crassicollis* Keys., которые характерны для нижнего готерива [153].

Аналогом кигиляхской свиты в пределах Анабарской СФЗ является харабыльская свита. Мощность свиты на территории платформенного крыла Лено-Анабарского прогиба варьирует от 40 до 140 м, а в осевой зоне и при складчатом крыле прогиба достигает 260 м [43].

**Готеривский ярус.** Кюсюрская свита ( $K_1ks$ ) выделена в 1936 г. А. И. Гусевым на р. Лена у пос. Кюсюр [130]. Стратотип расположен вблизи устья рек Кигилях и Тигие [12]. Свита залегает согласно на кигиляхской свите и представлена континентальными угленосными образованиями. Граница между двумя свитами проводится по появлению пачек алевролитов или песчаников с углями. По простиранию она характеризуется фациальной изменчивостью, заключающейся в невыдержанности состава и мощности отдельных пачек и всего разреза [153, 216]. На западе СФЗ и на Анабарской площади размыта. Еще западнее ее аналогом является балагачанская свита.

Кюсюрская свита сложена светло-серыми, зеленоватыми песчаниками (до 25 м) и темно-серыми алевролитами (до 15 м) с прослоями и выклинивающимися пластами углей (до 0,4 м). Помимо флористического комплекса: *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *C. setacea* (Pryn.) Vachr., *C. saportana* (Heer) Vachr., *Cladophlebis atyrganensis* (Heer) Vassilevsk., *Cl. cf. tigyensis* Vassilevsk., *Jacutopteris lenaensis* Vassilevsk., *Ctenis tigyensis* Vassilevsk., *Sphenobaiera angustiloba* (Heer), *Czekanowskia rigida* Heer, *Phoenicopsi angustifolia* Heer, *Podozamites lanceolatus* L. et H. и др., встречаются пресноводные двустворки: *Limnocyrena cf. rotunda* Martins [153]. По положению в разрезе и комплексу флоры свита условно отнесена к готериву [120].

Мощность свиты на территории платформенного крыла Лено-Анабарского прогиба – 80–90 м, в осевой зоне и при складчатом крыле прогиба – 100–120 м [43].

**Барремский ярус–нижнеальбский подъярус.** Сиктяхская и огонерюряхская свиты объединенные ( $K_1sk+ogn$ ) наиболее широко распространены в осевой зоне Лено-Анабарского прогиба. Для объединенных свит характерно переслаивание разноплитчатого песчаника, алевролита и аргиллита, также присутствуют линзы конгломератов, пласты и прослои углей. По своему объему и возрастному интервалу сопоставляются с тигянкой и сангасалинской объединенными свитами, распространенными западнее в пределах Анабарской СФЗ.

*Сиктяхская свита* выделена в 1967 г. Р. О. Галабалой и Б. Н. Леоновым [130]. Стратотип расположен на правом берегу р. Лена в районе пос. Сиктях. На территории листа S-50 сиктяхская свита залегает с разрывом на кюсюрской свите, на западе листа – на кигиляхской. Сиктяхская свита сложена преимущественно песчаниками, разделяющими угленосные образования кюсюрской и огонерюряхской свит [50, 20]. Песчаники мелко- и среднезернистые массивные и плитчатые, иногда косослоистые светло-серые с зеленоватым, желтоватым и кремовым оттенком. На всех уровнях встречаются каравеобразные стяжения песчаников с карбонатным цементом, линзы и обломки углей. К средней части разреза местами приурочены пачки темно-серых алевролитов с единичными пластами песчаников и углей (до 0,2 м). На востоке территории листа S-50 нередки линзы конгломератов с галькой местных пород, главным образом, алевролитов.

Скудный флористический комплекс: *Coniopteris nympharum* (Heer) Vachr., *C. saportana* (Heer) Vachr., *C. burejensis* (Zal.) Sew., *Birissia onychioides* (Vassilevsk.) Samyl., *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Vebb.) Ward., *O. elongata* (Geyl.) Yok., *Sphenopteris niffordiaeformis* Pryn., позволяет условно относить отложения сиктяхской свиты к баррем-аптскому ярусам [120]. А. В. Трещалов [43] считает ее аналогом на левобережье р. Анабар тигянскую свиту верхнеготеривского подъяруса–барремского яруса.

Мощность свиты на территории платформенного крыла Лено-Анабарского прогиба – 50–90 м, в осевой зоне и прискладчатом крыле увеличивается и составляет 130–240 м [43].

*Огонерюряхская свита* выделена в 1936 г. А. И. Гусевым, стратотип находится на левом берегу р. Лена вблизи устья р. Огонёр-Юрях [130]. Залегает она согласно на сиктяхской свите, нижняя граница проводится по подошве угленосного горизонта.

Свита сложена пачками темно-серых алевролитов и углистых аргиллитов с отдельными пластами серых и светло-серых песчаников и пластов угля. На территории платформенного крыла СФЗ 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. На территории осевой зоны и прискладчатого крыла Лено-Анабарского прогиба свита сложена алевролитами и аргиллитами с прослоем песчаников и двумя мощными выдержанными по простиранию пластами (1,2 и 4,0 м) каменного угля [153, 50, 190, 155].

Доля песчаников в строении свиты возрастает к востоку. Для алевролитовых пачек характерны чечевицевидные и шаровые (до 0,1 м) скорлуповатые стяжения глинистых известняков или сидеритов.

Собранные в огонерюряхской свите остатки флоры: *Birissia onychioides* (Vassilevsk.) Samyl., *Asplenium rigidum* Vassilevsk., *Nilssonina comptula* Heer, *N. gigantea* Krysht. et Pryn., *Phoenicopsis speciosa* Heer., *Podozamites latifollus* (Heer) Krysht. et Pryn., *P. gracilis* Vassilevsk., а также комплекс спор и пыльцы позволяют отнести свиту к раннему альбу [120, 155]. Мощности свиты на всей территории Лено-Анабарского прогиба – 10–25 м [43].

Мощность объединенных сиктяхской и огонерюряхской свит составляет 60–115 м на платформенном крыле Лено-Анабарского прогиба, 140–265 м – в осевой зоне и прискладчатом крыле.

**Нижне-среднеальбский подъярус.** Лукумайская свита (*K<sub>1</sub>lk*) выделена в 1940 г. А. И. Гусевым [130]. Стратотип расположен на р. Лукумай, правом притоке р. Оленёк [190, 50]. 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 [49, 165, 151]. 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 Лено-Анабарского прогиба (в среднем течении р. Улахан-

Юрях) в средней части свиты отмечается 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, включающих 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: *Birisia onychioides* (Vassilevsk.) 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 [120].

Лукумайская свита по своим характеристикам сопоставляется с рассохинской и огневской свитами апт–альба, распространенными западнее в Анабарской СФЗ. А. В. Трещалов [43] считает ее аналогом на левобережье р. Анабар рассохинскую свиту, условно относимую к апту.

На территории платформенного крыла Лено-Анабарского прогиба мощность свиты составляет 40–90 м [198]. На территории осевой зоны и прискладчатого крыла прогиба мощность лукумайской свиты увеличивается до 220 м [198, 43].

**Альбский ярус, средний–верхний подъярусы.** Укинская свита (Кук) выделена в 1940 г. А. И. Гусевым [130]. Стратотип находится на р. Уку, правом притоке р. Оленёк. Свита распространена на территории осевой зоны и прискладчатого крыла Лено-Анабарского прогиба, залегает согласно на лукумайской свите. Граница между укинской и лукумайской свитами проводится по смене песчаников лукумайской свиты на угленосный горизонт укинской свиты.

Нижняя и верхняя части разреза 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 наблюдается один–три (0,2–2,4 м) пласта угля, а в верхнем – два–три (0,2–2,0 м) [155]. Еще одним хорошим маркером данной свиты являются богхеды, которые спорадически встречаются в центральной ее части.

Находки флоры представлены: *Birisia onychioides* (Vassilevsk.) Samyl., *Coniopteris saportana* (Heer) Vachg., *Onychiopsis psilotoides* (Stokes. 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. staratshinii* (Heer) Nath., *P. arcticus* Vassilevsk. и др.



На основании спорово-пыльцевого комплекса и флористических остатков возраст свиты принимается как средне-позднеальбский [120].

Мощность свиты на платформенном крыле Лено-Анабарского прогиба составляет 25–55 м, а на территории осевой зоны и прикладчатого крыла Лено-Анабарского прогиба варьирует от 60 до 260 м [43].

### Нижний–верхний отделы

**Альб-сеноманский ярусы.** Менгюряхская свита ( $K_{1-2}mn$ ) выделена в 1940 г. А. И. Гусевым [130]. Стратотип расположен на правом берегу р. Оленёк вблизи устья р. Менг-Юрях. Менгюряхская свита залегает с размывом на укинской свите [155]. Свита сложена песчаниками зеленовато-серыми, реже светло-серыми среднезернистыми и разноезернистыми крепко- и слабосцементированными. По всей толще, особенно в основании разреза, встречаются галька, валуны и линзы конгломератов различного состава; от 20 до 50 % галечного состава конгломератов составляют кварциты и гранитоиды. Также присутствуют линзы, сложенные окаменелой древесиной. Характерной чертой для менгюряхской свиты являются караваеобразные стяжения плотносцементированных 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 [120]. Менгюряхская свита по своему объему и возрастному интервалу коррелируется с бегичевской свитой, распространенной западнее на листе S-49.

Мощность отложений менгюряхской свиты увеличивается с запада на восток от 40 до 200 м [43].

**Чарчкская свита ( $K_2\check{c}r$ )** выделена в 1957 г. М. М. Маландиным [130]. Стратотип расположен на р. Чарчк, левом притоке р. Оленёк. 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 кремнецветных 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, в третьем и четвертом – не превышает 0,5–0,8 м. Разделяют угленосные горизонты песчановые 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 поздний альб–сеноман [120], в легенде Лаптево-Сибироморской серии принят позднемеловым–сеноманским. Мощность чарчыкской свиты на территории Лено-Анабарского прогиба составляет 230 м [43].

## **Верхоянская СФО**

В Верхоянской СФО выделяются Восточнотаймырско-Оленёкская и Лаптевско-Хараулахская СФЗ, «сквозная» для отложений двух тектонических циклов. На шельфе моря Лаптевых юрско-меловые и среднекаменноугольно-триасовые отложения по сейсмическим данным не расчленяются и рассматриваются как объединенный комплекс среднего карбона–нижнего мела.

### ***Восточнотаймырско-Оленёкская СФЗ***

Рассматриваемый район включает в себя Прончищевскую и Оленёкскую структурно-формационные подзоны (СФПЗ). Прончищевская подзона слагается в основном свитами, выделенными по берегам Анабарского залива. Оленёкская подзона охватывает свиты, большая часть из которых выделена в бассейне р. Келимяр, правого притока р. Оленёк. Отложения свит Оленёкской подзоны являются более «мористыми», нежели свиты, прослеживаемые в бассейне р. Анабар. Территория бассейна р. Анабар находилась в области сноса крупной речной системы, где, видимо, располагалась ее дельта и авандельта.

### ***Прончищевская СФПЗ***

#### **ЮРСКАЯ СИСТЕМА**

#### **Нижний–средний отделы**

**Геттангский ярус–нижнеааленский подъярус.** Зимняя, аиркатская, китербютская, эренская, хоргонская свиты объединенные ( $J_{1-2}zm+hr$ ) картируются в районе хр. Прончищева, протягиваясь от Анабарской губы (с площади листа S-49). Общая мощность объединенных свит достигает 640 м. Китербютская, эренская и хоргонская свиты выделены из состава сайбылахской свиты, которая в настоящее время рассматривается в ранге серии. Сайбылахская свита была названа по р. Сайбылах, в районе устья которой на западном берегу Анабарской губы описан ее стратотип [189]. На территории описываемого листа серия развита в районе кряжа Прончищева.

*Зимняя свита* выделена Н. И. Байбародских в 1968 г. Название получила от Зимней площади, расположенной на Малохетском валу в западной части Енисей-Хатангского прогиба. Стратотип описан по скв. 1-Р (Семеновская) в интервале 2748–2569 м. Позднее свита была выделена Г. Н. Карцевой в восточной части прогиба. На северо-востоке Восточно-Сибирской платформы ее естественные коренные выходы прослеживают по берегам Анабарского залива [30]. По данным полевых материалов В. Н. Боброва [151] геттанг-синемюрская часть разреза зимней свиты на кряже Прончищева отсутствует.

Зимней свите здесь отвечает нижняя наиболее песчаная часть разреза плинсбахских отложений с конгломератами в основании. Ее мощность составляет около 105 м.

Зимняя свита залегает на размытой поверхности перми и триаса. Полный ее разрез, описанный на восточном берегу Анабарской губы, представлен преимущественно алевролитами и песчаниками с пачками глин, аргиллитов и конгломератов. По литологическому составу свита разделена на две подсвиты. Нижняя подсвита глинисто-алевритовая. В ее основании наблюдается базальная пачка песчаников с линзовидными прослоями (от 1 до 4 м) средне-мелкогалечных конгломератов с рассеянной галькой и валунами до 0,6 м в диаметре. По составу преобладают гальки эффузивных пород (дациториолиты, андезиты, долериты, базальты), много кремневых и кварцевых галек, в меньшем количестве присутствуют гальки карбонатных и терригенных пород. Выше залегает пачка непостоянной мощности (4–10 м) темно-коричневых глин жирных с прослойками темно-серого алевролита, являющаяся хорошим маркирующим горизонтом. Завершают разрез подсвиты переслаивающиеся алевролиты, аргиллиты и песчаники с линзами конгломерата и рассеянной галькой. Мощность нижней подсвиты изменяется от 6 до 55 м. Верхняя подсвита имеет преимущественно алеврито-песчаный состав с редкими пачками аргиллита. В породах отмечены рассеянные гальки, крупные линзы карбонатных песчаников. Мощность верхней подсвиты – 52–113 м.

Органические остатки немногочисленны и представлены редкими аммоноидеями, двустворками плохой сохранности и обедненным комплексом фораминифер. На западном берегу Анабарской губы в кровле свиты найдены *Amalteus* cf. *stokesi* Sow., *A.* sp. indet., указывающие на позднеплинсбахский возраст. К этому же интервалу приурочены находки *Harpax spinosus* (Sow.), *H. laevigatus* (d'Orb). В средней части свиты были определены *Meleagrinnella* cf. *sublifex* Polub., *Otapiria* sp., *Myophoria* aff. *laevigata* Ziet., характерные для геттангского и синемюрского ярусов Северо-Востока СССР. Из отложений, вскрытых скважинами, были выделены два комплекса фораминифер: более древний (геттанг-синемюрский) с *Turitelella volubilis* Gerke и более молодой (раннеплинсбахский) с *Ammodiscus* ex. gr. *asper* Terg. и *Pseudonadosaria dea* Schleich.

Мощность зимней свиты составляет 105–179 м на западном берегу Анабарской губы и хр. Прончищева. В южном и восточном направлениях мощность сокращается. Для территории р. Анабар нижнюю толщу юрских отложений мощностью более 34 м относят к зимней свите [90]. В Оленёкской серии листов 1 : 200 000 в бассейне р. Анабар ее возраст – геттанг-раннеплинсбахский.

*Аиркатская свита* названа от мыса Аиркат на западном берегу Анабарской губы, севернее которого в береговых обрывах выделен ее стратотип [189]. Естественные разрезы свиты распространены на западном берегу Анабарской губы, п-ове Урюнг-Тумус, Восточном Таймыре по р. Чернохребетная и Подкаменная [30] и на территории кряжа Прончищева. Аиркатская свита согласно залегает на зимней. Нижняя ее граница проводится по смене песчано-алевритовых пород зимней свиты глинистыми.

Разрез аиркатской свиты представлен чередующимися пачками темно-серых глин, глинистых алевролитов, светло-серых песчаников и песчаных алевролитов, которые группируются в две подсвиты. По всей толще рассеяны куски древесины, мелкий растительный детрит, а также отмечается вкрапленность пирита. В нижней подсвите (мощностью от 18 до 100 м) преобладают глины и глинистые алевролиты с рассеянной в них галькой, валунами, обильными пиритовыми конкрециями, линзами галечника и гравелита. Часто встречаются обломки обугленной древесины. В верхней подсвите количество алевролитовых и песчаных прослоев возрастает в различных соотношениях и она становится песчано-алевритовой. Среди алевролитов наблюдаются линзы и выдержанные прослои темно-серого аргиллита. Для алевролитов характерны следы биотурбации, пиритизированные растительные остатки, стяжения пирита, мелкие друзы кальцита. Мощность отложений верхней подсвиты изменяется от 23 до 250 м.

Позднеплинсбахский возраст аиркатской свиты (без нижней зоны *Amalteus stokes*) определен по находкам из верхней части нижней подсвиты *Amalteus* cf. *stokesi* Sow., *A. sp. indet.*, из верхней подсвиты на п-ове Урюнг-Тумус *Amalteus* ex. gr. *margaritatus* Montf., *A. bronensis ventrocalvus* Rep., многочисленных *Harpax laevigatus* d'Orb, *Myophoria lingonensis* (Dum.), *Meleagrinnella* cf. *tuingsensis* (Petr.) по всем известным разрезам. В скважинах были выделены два комплекса фораминифер: с *Trochammina lapidosa* Gerke et Soss., *Nodosaria nordvikensis* Mjatl из нижней подсвиты, с *Marginulinopsis hatangensis* Schleich., *Discorbis(?) buliminoides* Gerke из верхней, указывающие также на позднеплинсбахский возраст. Мощность аиркатской свиты на хр. Прончищева достигает 286 м.

Общая мощность зимней и аиркатской свит в Прончищевской подзоне составляет 400–420 м.

*Китербютская свита* названа по р. Китербют, притоку р. Тигян на севере Сибирской платформы. С перерывом залегает на песчаниках аиркатской свиты в Прончищевской подзоне. Впервые упоминается Т. М. Емельянцевым в 1933 г. как маркирующий горизонт китербютских глин для территорий Нордвикского фациального района. В 1968 г. Н. И. Байбародских вместо средней подсвиты джангодской свиты, стратотип которой расположен в Усть-Енисейском фациальном районе, выделил китербютскую свиту. В 2000 г. Б. Н. Шурьгиным, Б. Л. Никитенко, В. П. Девятовым и другими как область распространения китербютской свиты перечисляются Нордвикский, Восточно-Таймырский, Хатангский фациальные районы, Лено-Енисейская и Ямальско-Гыданская фациальные области. В 2003 г. В. Г. Князевым, В. П. Девятовым, Р. В. Кутыгиным и другими китербютская свита была включена в состав сайблахской серии в районе Анабарской губы. Горизонт глин раннетоарского возраста можно наблюдать и в низах курунгской свиты в бассейне р. Оленёк.

Китербютская свита представлена темно-серыми осколчатыми глинами с выветрелыми линзами рязитизированных глин и с подчиненными прослоями алевролитов и мергелей. Отмечены также прослои мергелей, карбонатные конкреции, желваки пирита и сидерита. В глинах наблюдаются скопления битой ракушки, обломки ростров белемнитов и чешуя рыб.

К западу от кромки листа (бассейны рек Чернохребетная и Анабар) отложения охарактеризованы находками аммонитов *Dactylioceras* ex. gr. *commune* (Sow.), *Lugodactylites* ex. gr. *braunianus* d'Orb; белемнитов *Acrocoelites triscissus* (Jan.), *Passaloteutis tolli* (Pavl.), *Nannobellus pavlovi* Krimh., *N. krimholzi* Sacs и др.; двустворок *Dacryomya* cf. *inflata* (Ziet.), *Tancredia* cf. *stubendorffi* Schm., *Meleagrinnella* cf. *sparsicosta* (Petr.).

В пределах Прончищевской подзоны китербютская свита представлена двумя пачками глин. Из нижней пачки определены аммоноидеи *Haploceras falciferum* (Sow.), *H.* cf. *exaratum* (Young et Bird), *Dactylioceras* sp. *Catacoeloceras* sp., двустворки *Meleagrinnella* ex. gr. *substriata* (Munst.), *Dacryomya inflata* (Ziet.) и белемниты *Catateuthis* aff. *westhaiensis* (Lang), *Acrocoelites triscissus* (Jan.), *Passaloteuthis viluensis* Krimh. раннетюарского возраста. Верхняя пачка содержит остатки белемнитов *Orthobelus obscurus* Naln., *Nannobelus krimholzi* Sachs, *Lenobelus minaei* Sachs и др.; единичные аммоноидеи *Pseudolioceras* ex. gr. *aljenum* A. Dagis, *Philoceras* sp. indet., а также двустворки *Propeamussium* cf. *pumila* Lamk., *Pseudomitiloides marchaensis* (Petr.) поздне-тюарского возраста. Мощность свиты – 14–31 м.

*Эренская свита* названа по мысу Эрен в Анабарской губе, где описан ее стратотип. Без видимого несогласия перекрывает глины китербютской свиты. Представлена пачками циклично переслаивающихся алевролитов и аргиллитов. В основании таких пачек обычны прослои и линзы землисто-серых песчаников с лептохлоритом, состав конкреционных образований – сидеритовый, в нижней части свиты преобладают алевролиты с известковистыми конкрециями. Разрез эренской свиты охарактеризован раковинами ранне-поздне-тюарских аммоноидей *Dactyloceras commune* (Sowerby), *Zugodactylites braunianus* (d'Orbigny) и *Pseudolioceras* sp. Здесь же встречены двустворки *Arctotis marchaensis* Petr., *Pseudomitiloides marchaensis* (Petr.), *Meleagrinnella faminaestriata* Polub., *Tancredia* sp., *Dacryomya inflata* (Zieten), *Modiolus numismalis* Opp. и фораминиферы *Lenticulina* sp., *Ammodiscus glutaceus* Gerke et Soss., *Camptocythera occalata* (Gerke et Lev.). Мощность свиты – 110 м.

*Хоргонская свита* названа по мысу Хорго в Анабарском заливе, где расположен ее стратотип. Она сложена монотонной толщей алевролитов и аргиллитов с рассеянной галькой, редкими валунами и фоссилиями, представленными раковинами поздне-тюарских видов *Pseudolioceras falcodiscus* (Quenstedt), *Arctotis marchaensis* Petr. и др. На восточном берегу Анабарской губы вместе с этим комплексом найден аммонит *Pseudolioceras* sp. (cf. *maclintocki* Naught), свидетельствующий о принадлежности этой части разреза к нижнему аалену. Также в прикровельной части свиты выделен раннеааленский комплекс фораминифер, характерными видами которого являются *Ammodiscus glutaceus* (Gerke et Soss.) и *Rhyadhella syndascoensis* (Schar.). Возраст свиты – поздне-тюар-раннеааленский, мощность – 15–30 м.

Суммарная мощность нижне-средне-тюарских объединенных отложений достигает 539–591 м, не превышая 640 м.

**Ааленский–батский ярусы.** Арангастахская и юрюнгтумусская свиты объединенные ( $J_2ar+jur$ ).

*Арангастахская свита* получила название от одноименной реки на п-ове Урюнг-Тумус. Впервые выделена М. К. Калинин в 1959 г. В. Н. Саксом за

стратотип предложен разрез на западном берегу Анабарской губы [188]. В разрезе арангастахской свиты выделены две подсвиты. Нижняя подсвита представлена аргиллитами с прослоями углистых и глинистых алевролитов. Отмечены редкие прослои песчаников с известковистым цементом. В основании подсвиты залегает песчаник с галькой или прослой конгломерата. На крыже Прончищева в низах подсвиты валуны и галька конгломератов представлена кварцитами, молочно-белым кварцем, кварцитовыми песчаниками, долеритами и диоритами. Верхняя подсвита характеризуется переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с преобладанием песчано-алевритовых пород. Из нижней подсвиты были определены аммониты *Tugurites* ex. gr. *whiteavesi* White, *Erycitoides*(?) *howelli* (White), выделен комплекс фораминифер с *Saccamina ampulacea* Schleif., *Lenticulina nordvikensis* (Mjatl.), свидетельствующие о ее позднеаленском возрасте. Раннебайосский возраст верхней подсвиты подтверждают комплексы двустворок с *Mitiloceramus lutifer* (Eichw.) и фораминифер с *Ammodiscus pseudoinfimus* cf. *granulata* (Gerke et Soss.).

Мощность арангастахской свиты на территории Прончищевской подзоны составляет 120–140 м.

*Юрюнгтумусская свита* выделена М. К. Калинин в 1959 г. на п-ове Юрюнг-Тумус без указаний на стратотипический разрез. Затем свита была прослежена Г. Н. Карцевой в восточной части Енисей-Хатангского прогиба, а В. Н. Сакс и другие предложили за ее стратотип принять разрез на западном берегу Анабарской губы, как наиболее полный и хорошо охарактеризованный фауной [189].

На территории листа S-50 коренные выходы, подходящие под описание юрюнгтумусской свиты, распространены на правом берегу р. Анабар к северу от устья р. Средняя. Юрюнгтумусская свита согласно залегает на арангастахской свите. Нижняя граница проводится по появлению в разрезе преимущественно глинистых пород. Разделена на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена аргиллитами и неоднородными глинисто-алевритовыми породами, окрашенными в буровато-серые и серые тона. Для алевролитовых разностей характерна штриховая текстура. Верхняя подсвита представлена в основном песчанистыми алевролитами с подчиненными прослоями аргиллитов, песков и песчаников. По всему разрезу юрюнгтумусской свиты распространены линзовидные прослои глинистых и сидеритизированных известняков, известковистых алевролитов, многочисленные изолированные карбонатные конкреции различной формы и размеров, стяжения пирита, звездчатые включения бурого кальцита. Возраст свиты – верхнебайос-нижнекеелловейский. В нижней подсвите собраны двустворки, характерные для верхнего байоса: *Mitiloceramus* ex. gr. *lutifer* (Eichw.), *M.* ex. gr. *kystatimensis* (Kosch.), *M. porrectus* (Eychw.), белемниты *Paramegateuthis* sp., остракоды *Pyrocytheridea foveolata* Gerke et Scharow., *C. spinulosa* Scharap. и комплекс фораминифер с *Trochammina praesquamata* Mjatl., *T. jacutica* Lev., *Marginulina septentrionalis* G. et Scharow. (западный берег Анабарской губы, п-ов Юрюнг-Тумус). В скважинах выделен батский комплекс фораминифер *Recurvoides anabarensis* Bassov, *Globulina praecircumphlua* Schar., *Haplophragmoides*(?) *memorabilis* Scharow. и *Ammodiscus borealis* Gerke. Мощность юрюнгтумусской свиты – 140–279 м.

Общая мощность объединенных арангастахской и юрюнгтумусской свит – 260–429 м.



## Средний–верхний отделы

**Батский ярус–нижнетитонский подъярус.** Точинская и сиговская свиты объединенные ( $J_2\text{-}3t\check{c}+sg$ ). На самом западе листа картируются точинская и сиговская свиты [198], протягивающиеся с листа S-49 и коррелирующиеся к востоку со станюряхской свитой. Точинская и сиговская свиты выделены в Усть-Енисейском районе и прослежены до Анабарской губы, где они согласно залегают на юрюнгтумусской свите и согласно перекрываются пахсинской свитой. На рассматриваемой территории точинская свита представлена глинисто-алевритовой толщей и подстигает сиговскую, представленную песчаными алевритами, реже глинистыми алевритами глауконитовыми. Общая мощность отложений – 23–112 м. Возраст этих свит обоснован многочисленными остатками аммоноидей, двустворок и фараминифер [10, 198].

**Батский ярус, верхний(?) подъярус–оксфордский ярус.** Станюряхская свита ( $J_2\text{-}3s$ ) распространена как на Прончищевской так и Оленёкской площадях. Стратотип свиты находится в долине р. Стан-Юрях, впадающей в Оленёкский залив моря Лаптевых в 18 км западнее устья р. Оленёк, где найдены верхнебатские аммониты. На востоке кряжа Прончищева келловейские слои с размывом ложатся на среднебатские песчаники юрюнгтумусской свиты. Оксфордские слои сохранились здесь в виде линз мощностью до 3,5 м. Обычно они представлены темно-серыми до черных алевритами и аргиллитами с линзами лептохлоритов и сильножелезистых песчаников черного и бурого цвета с остатками *Cardioceras cordatum* Sov., *C. jacuticum* Pavl., *C. cf. anabarensis* Pavl. Повсеместно келловейские и особенно оксфордские слои здесь представлены корами выветривания, местами огипсованы и интенсивно окрашены гидроокислами железа, что делает их весьма схожими с толщей нерасчлененных верхнекелловей-кимериджских отложений, выходы которой распространены в бассейне р. Анабар.

По возрасту станюряхская свита отвечает точинской и нижней части сиговской свиты. Эти свиты выделены в Усть-Енисейском районе и протягиваются некоторыми исследователями до западного берега Анабарской губы. Мощность станюряхской свиты в Прончищевском районе составляет 40–80 м [42].

**Ааленский–оксфордский ярусы.** Арангастахская, юрюнгтумусская и станюряхская свиты объединенные ( $J_2\text{-}3ar\div sj$ ). Образование этого стратиграфического уровня закартированы в южной части хр. Прончищева. Они согласно залегают на хоргонской свите и с размывом перекрываются усунсалинской толщей ( $J_3\text{-}K_1$ ). В сложении их участвуют аргиллиты, алевриты, песчаники, глинисто-алевритовые породы. Мощность этих образований колеблется от 360 до 490 м.

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

**Титонский–валанжинский ярусы.** Пахсинская свита ( $J_3\text{-}K_1ph$ ) выделена А. В. Гольтбертом в 1981 г. Название получила по п-ову Пакса на западном берегу Анабарской губы у мыса Урдюк-Хал, где находится ее стратотип. Описана первоначально как пачка черных битуминозных глин берриас-

ского возраста. В дальнейшем ее рассматривали как толщу, представленную преимущественно глинисто-алевроитовыми породами, расширив ее стратиграфический интервал до титон-берриасского. Нередко в основании эта толща представлена пачкой конгломератов. На рассматриваемой территории согласно перекрывает сиговскую свиту. Ведущую роль в разрезе пахсинской свиты играют глины, аргиллиты и алевролиты, неоднородные по составу с линзовидными прослоями известняка с крупными и мелкими карбонатными и сидеритовыми конкрециями различной формы и размера с желваками и прожилками пирита. Отложения этой свиты богаты остатками аммоноидей, белемнитов, двустворчатых моллюсков, фораминифер. В нижней части свиты встречены *Chetaites* cf. *chetae* Schulg., *Virgatosphinctes*(?) sp., *Buchia fisheriana* (Orb.), *Buchia mosquensis* (Buch.) *Aequipecten*(?) *arachnoids* Soc. et Bodyl., комплекс фораминифер с *Ammodiscus zaspelovae*, характерными для верхнетитонских отложений. В верхней части найдены *Craspedites* (?*Praetollia*) sp., *Praetollia manic* Spath, *Lagonibelus superlongata* Bluthg., *Cylindroteuthis porrectiformis* Anderson, *Buchia unchensis* Pavl., *B. cf. terebratuloides* Lah., *B. inflata* и др., а также комплекс фораминифер с *Trochammina septentrionalis*, *Ammodiscus veteranus* и *Evolutinella emeliancevi*, характерных для берриасских и нижневаланжинских отложений. Мощность пахсинской свиты – 25–100 м.

**Титонский–берриасский ярус.** Усунсалинская толща (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>US) выделена В. Н. Бобровым в 1990 г. Она картируется по отдельным выходам на южном склоне кряжа Прончищева. С размывом перекрывает станюряхскую свиту и без видимого несогласия перекрывается нангналахской толщей валанжинского возраста. Усунсалинская толща сложена аргиллитами и глинами. В породах обнаружены остатки фауны бериасского возраста. Мощность толщи – 100–150 м. В. Н. Бобровым [198] толща параллелизуется с буолкалахской свитой. Авторами листа частично она коррелируется с пахсинской свитой, развитой западнее.

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В пределах хр. Прончищева и приустьевой части р. Оленёк картируются нангналахская толща и салгинская свита нижнего мела.

**Валанжинский ярус.** Нангналахская толща (K<sub>1</sub>nn) выделена В. Н. Бобровым [198]. Названа по р. Нангналах, левому притоку р. Уэле, где и находится стратотип. Распространена в северной части исследуемого района. Сводные опорные разрезы изучены на р. Нангналах и в верховьях р. Усун-Сала. Ранее картировалась как песчаная толща валанжинского возраста [151]. Залегает на усунсалинской толще согласно. Контакт с нижележащими отложениями проводится по пачке песчаника, согласно залегающей на алевроглинистой толще. Нангналахская толща фациально не выдержана, сложена массивными и тонкоплитчатыми песчаниками серого и зеленовато-серого оттенка. Слоистость песчаников обусловлена рассеянной угольной крошкой на поверхности напластования. Помимо песчаников встречаются прослои алевролитов и известняков темно-серого и черного цвета.

Отложения нангналахской толщи заканчивают осадочные породы мезозоя морского и прибрежно-морского генезиса. Нангналахская толща по своему

объему и возрастному интервалу сопоставляется с балагачанской свитой ( $K_{bl}$ ), распространенной в восточной части листа S-49.

Ранне-поздневаланжинский возраст толщи устанавливается по остаткам аммонитов: *Asieriptychites* (*A.*) *astieriformis* Vor., *Euryptychites gravesiformis* Pavl., *Pohptychites* (*P.*) *rectangulatus* Bogosl., *P.* (*P.*) *ex gr. michalskii* Bogosl., *P.* (*P.*) *middendorffi* Pavl., *P.* (*Siberiptychites*) *ex gr. stubendorffi* Schm., *Dichotomites* (*Prodichotomites*) sp., а также остаткам двустворок с видами-индексами зон *Buchia inflata*, *B. keyserlingi*, *B. sublaevis*.

По данным В. Н. Боброва [151] мощность нангналахской толщи на территории Прончищевской СФПЗ составляет 30–180 м.

**Валанжинский–альбский ярусы.** Салгинская свита ( $K_{sl}$ ) выделена Ф. Ф. Ильиным, Г. А. Ермолаевым и Г. К. Видмин-Лобзиным в 1971 г. [130]. Названа по р. Салга, правому притоку р. Уэле, в верхнем течении которой находится ее стратотип. Свита распространена в южной половине Прончищевской СФПЗ, залегает согласно на нангналахской толще. Контакт между ними постепенный и устанавливается условно по исчезновению находок морской фауны и появлению пачки песчаников, насыщенных обломками окаменелой древесины, углефицированными растительными остатками и линзами гравелитов.

Разрез представлен чередованием безугольных пачек песчаника с мало-мощными угленосными горизонтами. На площади распространения свита сохраняет свое строение и состав. Однако внутри пачек наблюдается фациальная изменчивость, прослой песчаников и алевроитов по простиранию часто выклиниваются или замещаются, при этом общее строение пачек не меняется.

Салгинская свита по своему объему и возрастному интервалу сопоставляется с тигянской и сангасалинской свитами, развитыми на территории Хетско-Анабарской СФЗ. Возраст свиты охарактеризован палинокомплексом и флористическими остатками [151] и принимается как поздневаланжинский–раннеальбский [120] или валанжинско-аптский [44]. Ее мощность – 75–280 м.

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА–МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нерасчлененные отложения ( $J-K_1$ ). Нерасчлененные отложения юры–нижнего мела условно показаны только на разрезе в пределах шельфового продолжения складок Прончищевской СФПЗ, погребенных под верхнемеловыми–кайнозойскими отложениями. В шельфовой части Прончищевской СФПЗ они представлены, скорее всего, терригенными отложениями с прослоями мергелей, как и на обнаженных крыльях антиклиналей на суше.

Мощность отложений – до 800 м.

### Оленёкская СФПЗ

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

**Нижний–средний отделы. Геттангский–ааленский ярусы.** Кыстык-юряхская, джангыйская и курунгская свиты объединенные ( $J_{1-2}kj-kf$ ).

*Кыстыкюряхская свита* (геттангский и синемюрский ярусы) обнажена на мысе Тумул и вскрыта скважинами в центральной части прогиба. Стратотип находится на руч. Кыстык-Хая-Юряге – притоке р. Келимяр в приустьевой его части непосредственно за южной рамкой района. Свита залегает согласно на рэтских слоях тумулской свиты. Она представлена аргиллитами темно-серыми с редкими прослоями алевролитов серых и буровато-серых, песчаных с горизонтами разобщенных сидеритовых конкреций и редкими прослойками глин. В нижней части найдены раковины аммонитов *Psiloceras viligense* Chud. et Polub., *P. cf. olenecense* (Kipar.), двустворок *Pseudomitiloides sinuosus* Polub., *Lima transversa* Polub. В 3,5 м от основания свиты найден фрагмент ядра аммоноидеи *Arietites* sp. Возраст свиты геттанг-синемюрский. Возможно, из толщи выпадает верхнегеттангская часть разреза [19, 20]. Общая мощность свиты в стратотипе колеблется от 4,7 до 7,2 м; на мысе Тумул восточнее листа – 56 м. В устьевой части р. Оленёк – мощность более 56 м.

*Джангыйская свита* (плинсбахский ярус, верхний подъярус) впервые описана Р. О. Галабалой с соавторами в 1990 г. Стратотип – обрывы левого берега р. Келимяр в 6,5 км к югу от устья руч. Хотугу-Муойканда-Юреге [20]. Свита залегает со стратиграфическим перерывом на доюрских породах. В бассейне р. Келимяр она с размывом ложится на отложения геттанг-синемюрской кыстыкюряхской свиты. В ее основании находятся конгломераты или грязно-зеленые песчаники с линзами гравелитов и конгломератов – мощностью 0,5–1,5 м, редко до 6 м. В составе конгломератов галька кремневых пород, кварца, кварцитов магматических пород и обломков окаменевшей древесины. Иногда в основании свиты залегают бурые глины монтмориллонитово-гидрослюдистого состава [20, 156]. Выше залегает монотонная толща алевролитов глинистых и песчаных серых с многочисленными горизонтами сидеритовых конкреций и редкими пластами песчаников.

В западной части Лено-Анабарского прогиба возрастает роль прослоев песчаников, появляются желваковые конкреции фосфоритов, скопления которых образуют прослои мощностью до 0,6 м. По всему разрезу, особенно в верхней части, встречаются отдельные «плавающие» гальки и валуны (до 0,6 м в диаметре) молочно-белого кварца, кварцитов, осадочных и изверженных пород. В северном направлении постепенно возрастает алевроитоглинистая составляющая пород, и постепенно уменьшается количество валунов, галек и прослоев гравелитов.

В нижней части свиты в базальных конгломератах много остатков *Haprax nodosus* Polub., *H. laevigatus* (Orb.), в верхней части встречены *Haprax nodosus* Polub., *H. laevigatus* (Orb.), *Rudirhynchia najahensis* (Moiss.), *Orlovirhynchia viligaensis* (Moiss.) и единичные раковины аммоноидей *Amalteus* ex. gr. *brodnaensis* Repin и *Phylloceras* sp. indet., которые позволяют относить джангыйскую свиту к верхнему плинсбаху. Джангыйская свита является возрастным аналогом аиркатской свиты, распространенной в пределах Прончищевской площади. Мощность джангыйской свиты в районе устья р. Оленёк достигает 400 м, в пределах платформенного крыла Лено-Анабарского прогиба – 110–130 м, в Чарчыкской скважине юго-восточнее площади – 180 м.

*Курунская свита* (тоарский ярус–нижнеааленский подъярус) названа по р. Улахан-Курунг, в обрывах левого берега которой расположен ее стратотип.

Впервые описана Р. О. Галабалой и др. (1990) как нижняя свита келимярской серии. Залегает курунгская свита на размытой поверхности джангыйской свиты, представленной отложениями, богатыми гидрослюдисто-монтмориллонитовой минеральной ассоциацией, свидетельствующей об элювиальной их природе (кора выветривания).

Толща курунгской свиты делится на две подсвиты. Нижняя представлена пачкой битуминозных тонкоотмученных сланцеватых глин мощностью до 4 м. В основании стяжения пелитоморфных известняков с текстурой «cone in cone». Здесь собраны остатки аммоноидей *Harpoceras falciferum* (Sow.), *H. cf. exaratum* (Young et Bird), *Dactyloceras* sp., *Catacoeloceras* sp., двустворок *Meleagrinnella* ex. gr. *substriata* (Munst.), *Dacryomya inflata* (Ziet.), белемнитов *Cataeuthis* aff. *westaiensis* (Lang), *Acrocoelites triscissus* (Jan.), *Passalothoeuthis viluensis* Grimh. раннетоярского времени. Этот интервал с недавнего времени относят к китербютскому горизонту [93].

Глины постепенно сменяются аргиллитами темно-серыми оскольчатыми с прослоями черных глин листоватых с конкрециями глинистых известняков мощностью 4–5 м. Они содержат много остатков белемнитов *Orthobelus obscurus* Naln., *Lenobelus minaevi* Sachs. и др., единичные раковины аммоноидей *Pseudolioceras* ex. gr. *aljenum* A. Dagens, *Philoceras* sp. indet., а также двустворки *Propeamissium* cf. *pumila* Lamk., *Pseudomitiloides marchaensis* (Petr.), по видимому, характеризующие верхнетоярские слои.

Завершает разрез свиты пачка чередования алевролитов и аргиллитов темно-серых с разрозненными карбонатными конкрециями с многочисленными остатками белемнитов, в составе которых доминируют представители *Hastites* и *Pseudodicoelites*. Из аммонитов встречен *Pseudolioceras* cf. *beyrichi* (Schloenb.), характерный для нижнего аалена. Общая мощность свиты в стратотипе – 22–24 м. В северном направлении ее мощность увеличивается до 70 м в Чарчыкской скважине и до 130–150 м на побережье моря Лаптевых.

Общая мощность подразделения – 470–640 м.

**Средний–верхний отделы. Ааленский–оксфордский ярусы.** Келимярская, чекуровская серии и станюряхская свита объединенные ( $J_{2-3}kl \div sj$ ).

Объединенное подразделение в составе келимярской, чекуровской серий и станюряхской свиты показано на карте на крыльях Улахан-Юряхской антиклинали. Подробное описание келимярской и чекуровской серий приведено выше, при характеристике подразделений Анабаро-Ленской СФЗ.

*Станюряхская свита* названа по р. Стан-Юрях, впадающей в Оленёкский залив, в 18 км западнее устья р. Оленёк, где расположен ее стратотип [21]. Залегает на слабовыветрелых песчаниках чекуровской серии с резким контактом в виде алевролитов темно-серых и желтовато-серых с линзами глинистых буровато-желтых с остатками *Cadoceras laptevi* (Bodyl), *C. subcalus* Vog. и *C. ognevi* Bodil., принадлежащих верхнебатской зоне *C. barnstoni*, мощностью 25 м. Их согласно перекрывают аргиллиты и алевролиты темно-серые, окрашенные гидроокислами железа в желтовато-бурый цвет, с прослоями тонкослоистых алевролитов светло-серых с остатками аммонитов нижне-го-среднего келлова от *Cadoceras falsum* до *Rondiceras stenolobum*, мощностью 19 м. Над ними залегает пачка (6 м) глин черных плотных с линзами

голубовато-серых алевролитов, в нижней части которой обнаружены позднекелловейские аммониты *Quenstedtoceras lamberti*. В верхней части (5 м выше подошвы пачки) найдены остатки оксфордских аммонитов *Cardioceas* и *Amoeboceras* вместе с многочисленными остатками двустворок и фораминифер этого возраста [10, 198]. Мощность свиты в Оленёкской подзоне составляет 22,5–50 м [43].

Общая мощность подразделения – 370–525 м.

**Титонский ярус верхнего отдела юрской системы–берриасский ярус меловой системы.** Буолкалахская свита ( $J_3-K_1bul$ ). В нижней части свиты развиты слои и линзы песчаников, богатые стяжениями фосфоритов в основном песчаной размерности (до 30 % породы). Эту пачку перекрывает маломощная (до 20 м) толща чередования аргиллитов и алевролитов. Большая часть свиты представлена известковой толщей чередования песчаников и алевролитов. От отложений, распространенных на территории Лено-Анабарского прогиба, буолкалахская свита в Оленёкской СФПЗ отличается большей степенью диагенеза осадков, ввиду ее приуроченности к складчатой зоне. Здесь найдены остатки *Phyllopachyceras* cf. *lenaense* Voron., *Buchia fischeriana* Orb., *B. keiserlingi* Lah., *B. crassa* Pavl. титон-берриасского возраста.

Мощность свиты – 230–300 м.

**Верхнеберриасский подъярус** – описание см. в разделе «Анабаро-Ленская СФЗ».

### *Лаптевско-Хараулахская СФЗ*

**Средний карбон–нижний мел.** Нерасчлененные отложения ( $C_2-K_1$ ). Нерасчлененные терригенные отложения среднекаменноугольного–раннемелового возраста показаны условно только на разрезе в пределах шельфовой Лаптевско-Хараулахской зоны, где они входят в состав складчатого основания («верхоянский комплекс») эпипозднекиммерийской Хатангско-Лаптевоморской платформы. Предполагаемая мощность отложений – 3000–6000 м.

## **МЕЛОВЫЕ И ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Палеоген-неогеновые отложения развиты на континентальной части – в Северосибирской СФО. В пределах морской – Лаптевской СФО разрез недислоцированных комплексов чехла начинается с меловых отложений, аналогов угленосных толщ Лено-Анабарского прогиба.

### **Северосибирская СФО**

**Плиоцен ( $N_2$ ).** В пределах Северо-Сибирской низменности плиоценовые отложения сохранились в виде останцов на водоразделах у южной рамки листа на высотах от 100 до 150 м. Они залегают на размытой поверхности мезозойских отложений. Представлены песками серыми, желтовато-серыми средне- и мелкозернистыми с рассеянной галькой и гравием, реже линзами галечников и гравийников из устойчивых к выветриванию пород. В верхней



части разреза, в результате элювиальных процессов и вымывания песков, преобладают неслоистые галечники, образующие бронирующие покровы мощностью до 1 м. Максимальная сохранившаяся мощность этих отложений – до 10 м.

## **Лаптевская СФО**

Анализ современных сейсмопрофилей на шельфе моря Лаптевых, а также разрезов палеоген-неогеновых отложений в прибрежной части позволяет выделить Прибрежную, Притаймырско-Южнолаптевскую и Усть-Ленскую структурно-формационные зоны.

### ***Прибрежная СФЗ***

**Палеоген–неоген.** Нерасчлененные отложения (P-N). Палеоген-неогеновые отложения в исследованном районе не вскрыты, но анализ современных сейсмопрофилей на шельфе (см. главу «Сеймостратиграфическая характеристика осадочного чехла»), а также соседних площадей (лист S-52), позволяет предполагать их участие в строении дочетвертичных отложений Терпейской низменности, приуроченной к южной кромке зоны кайнозойского обрушения (севернее хр. Прончищева). Близкого типа структуры с палеогеновыми и неогеновыми образованиями установлены вдоль Быковской протоки дельты р. Лена [43] и Булунской впадине [53]. По этим данным в основании палеоген-неогеновых отложений повсеместно фиксируется нижнепалеоценовая кора выветривания мощностью до 25 м. Эоценовые отложения представлены преимущественно континентальными – озерными, озерно-болотными, озерно-аллювиальными, аллювиальными и, вероятно, лагунными отложениями. Они представлены песчаниками, глинами и углисто-глинистыми сланцами, мергелями. В глинах и мергелях отмечаются пласты угля мощностью от 0,3 до 2,4 м. Мощность отложений – до 400 м [43]. Олигоцен-нижнемиоценовые отложения установлены восточнее территории в Куларском районе и Омолойском грабене [5, 112]. Они представлены аллювиально-озерной и болотной угленосными толщами, слагаемыми песками, конгломератами, глинами, иногда лигнитами общей мощностью 160–280 м. В этих же районах вскрыты среднемиоцен-плиоценовые отложения, представленные преимущественно аллювиальными и аллювиально-озерными песками с линзами галечников, гравийников и редкими прослоями алевритов. Их мощность в Омолойском грабене и п-ове Буор-Хая колеблется от 230 до 330 м [112].

На Терпейской низменности плиоценовые отложения вскрыты неглубокими скважинами [79]. Они представлены песками различной зернистости с маломощными (0,2–0,4 м) линзами галечников и гравийников, тонкими прослоями алевритов темно-серых с углефицированными растительными остатками и обломками лигнитизированной древесины. В основании разрезов на мезозойских отложениях обычно залегают несортированные галечники в ржавобуром гравийно-песчаном заполнителе. Максимальная вскрытая мощность этих отложений 45 м. В ряде случаев подошва их не вскрыта. По данным В. В. Жукова [79], в верхней части разреза обнаружена единственная находка

фораминиферы *Glandulina nipponica* Asano. Спорово-пыльцевые спектры этих отложений характерны для верхнеплиоценовых отложений Сибири.

Общая мощность палеоген-неогеновых отложений в береговых и прибрежных впадинах оценивается в 815–1035 м. Учитывая непостоянство тектонического режима и многочисленные перерывы в континентальном осадконакоплении, мощности отдельных стратифицированных подразделений могут составлять первые десятки метров.

### **Притаймырско-Южнолаптевская и Усть-Ленская СФЗ**

**Нижний мел(?)–верхний мел.** Сейсмоподкомплекс А–L1 ( ${}^8K_1?$ – $K_2$ ) (только на разрезе). По структурным особенностям залегания и характеру сейсмической записи толща подкомплекса ниже(?)–верхнемелового возраста сопоставляется с грубообломочными терригенными угленосными формациями орогенной стадии мезозойд. Толщу слагают песчаники, линзы конгломератов, прослои алевролитов и углей (до 5000 м).

**Верхний мел.** Сейсмоподкомплекс L1–L2 ( ${}^8K_2$ ). Нерасчлененные отложения предположительно верхнемелового возраста показаны только на разрезе. По характеру сейсмической записи (см. главу «Сеймостратиграфическая характеристика осадочного чехла») 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. Они представлены континентальными отложениями: чередованием пачек и пластов глин, алевролитов, песков, бурых углей, реже аргиллитов, алевролитов, песчаников и галечников [195].

Мощность подкомплекса по площади резко изменчива: на вершинах горстов Хараулахско-Таймырской зоны толща полностью выклинивается, в прогибах Южно-Лаптевской зоны – достигает максимальных значений (7 км), в Усть-Ленской зоне – сокращается до 1,5–1,0 км.

**Палеоцен?–эоцен.** Сейсмоподкомплекс L2–L3 ( ${}^8P_{1-2}$ ). 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 [195]. Этому не противоречит и характер сейсмической записи (см. главу «Сеймостратиграфическая характеристика осадочного чехла»). Мощность подкомплекса – 300–1200 м.

**Верхний олигоцен–средний миоцен.** Сейсмоподкомплекс L3–L4 ( ${}^8P_3^2$ – $N_1^2$ ). Подкомплекс 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 [195]. Волновая картина (см. главу «Сеймостратиграфическая характеристика осадочного чехла») также свидетельствует об изменчивости мощности и литологического состава пластов. Мощность подкомплекса – 400–1200 м.

**Средний–верхний миоцен.** Сейсмоподкомплекс L4–L5 ( ${}^8N_1^{2-3}$ ). 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 [195]. Мощность подкомплекса – 100–800 м.

**Плиоцен.** Сейсмоподкомплекс L5–L6 ( $^{26}\text{N}_2$ ). Плиоценовые отложения плащом покрывают всю площадь шельфа в пределах рассматриваемого листа. Представлены они переслаиванием глин, алевроитов и песков. Мощность – 300–500 м.

## НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

**Неоген, плиоцен–квартер, неоплейстоцен, нижнее звено нерасчлененные.** Плиоцен-нижнеоплейстоценовые нерасчлененные образования распространены на рассматриваемой территории незначительно. Они залегают на размытой поверхности докайнозойских пород и в основном приурочены к понижениям доплиоценового рельефа. На суше плиоцен-нижнеоплейстоценовые отложения встречаются в бассейне р. Уэле и на приморской низменности и практически повсеместно перекрываются более молодыми осадками. На дневную поверхность они выходят в редких эрозионных окнах в бортах речных долин и абразионных обрывах на морском побережье, также они вскрыты рядом скважин.

По сейсмоакустическим данным эти отложения предполагаются в самом основании плиоцен-четвертичного разреза на всей акватории листа. Непосредственно к поверхности морского дна отложения не выходят. Подошва отложений сопоставляется с двух- и трехфазной высокоамплитудной отражающей границей, спорадически прослеживаемой на поддонных глубинах от 30 до 140 м. Характер этой границы позволяет предположить ее эрозионный характер. Следовательно, отложения с несогласием залегают на субстрате. Кровля отложений устанавливается в виде слабой двухфазной отражающей границы, фрагментарно фиксируемой в центральной части картируемой площади.

Плиоцен-нижнеоплейстоценовые отложения представлены песками, песками с линзами гравия и гальки, реже алевроитами. В нижней части разреза они сложены галечниками в ржаво-буром гравийно-песчаном заполнителе, иногда с примесью валунов. Пески – серые и желтовато-серые разнозернистые. Крупнообломочный материал представлен в основном местными породами, в северной части территории – породами трапповой формации, песчаниками и аргиллитами, а в долине р. Уэле – песчаниками, карбонатными породами, кварцитами и халцедонами. Абсолютные отметки подошвы данных отложений колеблются в пределах от –100 до +30 м на суше и от –30 до –140 м на акватории и обусловлены морфологией доплиоценового рельефа, а также, возможно, и новейшими неотектоническими движениями [151]. Ввиду относительной бедности этих отложений флористическими и фаунистическими остатками, генезис и возраст этих отложений трактуется различными исследователями неоднозначно.

В работах В. В. Жукова и Л. Я. Пинчук [79, 171, 172, 173, 174] на основании находок раковин морских моллюсков и фораминифер, а также морских и пресноводных диатомей, как на территории листа, так и на прилегающих территориях эти отложения рассматривались как осадки мелководного морского, иногда опресненного бассейна. При проведении геологической съемки масштаба 1 : 200 000 [151] данные образования были выделены как верхнеплиоцен-нижнечетвертичный аллювий. В предыдущем издании Госгеолкарты [43] рассматриваемые отложения были выведены в плиоцен.

Авторы данной работы считают, что эти отложения формировались с плиоцена по раннечетвертичное время и рассматривают их как нерасчлененные плиоцен-нижнеоплейстоценовые образования аллювиально-морского генезиса ( $\alpha mN_2-l$ ) в районе междуречья Лена-Анабар и морского генезиса ( $\delta mN_2-l$ ) на большей части Лаптевского района.

Спорово-пыльцевые комплексы, диатомеи и карпологические остатки аллювиально-морских отложений (как на территории листа, так и на прилегающих территориях) содержат и неогеновые, и нижнечетвертичные формы. Формирование этих осадков происходило в мелководных морских и эстуарных условиях со значительным влиянием речного стока [79, 42]. Мощность верхнеплиоцен-нижнечетвертичных аллювиально-морских отложений достигает до 45 м [43], а морских – до 350 м.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

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

### НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

#### Нижнее звено

Аллювиальные отложения верхней части нижнего звена ( $\delta a_1^2$ ) выделяются по сейсмоакустическим данным. Данные отложения слагают комплекс заполнения палеоврезов, выработанных в кровле морских плиоцен-нижнечетвертичных отложений и перекрываются сверху морскими отложениями казанцевского горизонта. Непосредственно в пределах листа S-50 палеоврезы этой возрастной генерации не установлены. Они предполагаются по аналогии с листом T-51, 52, где коррелятные отложения устанавливаются по сейсмоакустическим данным. Тальвеги палеоврезов в районе 76–77° с. ш. располагаются на абс. отм. около 90–100 м и постепенно углубляются в сторону современной бровки шельфа. Относительные величины врезов могут достигать глубин 30 и более метров. Литологический состав отложений предполагается по аналогии с отложениями, заполняющими более позд-

ние генерации палеоврезов. Скорее всего, осадки представлены песками со значительным содержанием гравийно-галечного материала. Возраст осадков предполагается по положению в разрезе. Мощность отложений – до 20 м.

### **Среднее–верхнее звенья нерасчлененные**

Нерасчлененные отложения среднего звена и казанцевского горизонта верхнего звена широко развиты на территории листа. На приморской низине, к северу от кряжа Прончищева и в морской части листа, они представлены морскими (mll-llkz) осадками, а к югу от кряжа – озерно-аллювиальными и озерными (la, lll-llkz) и аллювиальными отложениями (all-llkz). К северу от кряжа Прончищева существовали прибрежно-морские условия осадконакопления, сменяющиеся морскими мелководными обстановками, а к югу от кряжа формирование отложений происходило в мелководном пресноводном бассейне подтопления. Таким образом, кряж Прончищева являлся естественным рубежом между двумя различными обстановками осадконакопления [172].

Морские средне-верхнеоценовые образования (mll-llkz) распространены на приморской равнине (Терпейская низменность) к северу от кряжа Прончищева, а также предполагаются по сейсмоакстическим данным на всей акваториальной части листа (<sup>s</sup>mll-llkz). Они залегают на размытой поверхности доплиоценовых и плиоцен-нижнеоценовых пород. На побережье эти образования перекрываются покровом льдистых пород едомной толщи, озерно-аллювиальными нижнемуруктинскими отложениями, а в долинах – современным аллювием. На дневную поверхность они выходят в эрозионных врезках в бортах речных долин и в абразионных обрывах морского побережья, также они вскрыты значительным рядом скважин. Абсолютные отметки подошвы осадков изменяются от –77 до +80 м [172].

На акватории морские отложения среднего–верхнего неоплейстоцена перекрывают озерно-аллювиальными отложениями каргинского горизонта, озерными и морскими отложениями муруктинского горизонта, а также нерасчлененными едомными отложениями.

Средне-верхнеоценовые морские отложения сформировались в трансгрессивном цикле осадконакопления. В основании толща представлена гравийно-галечными отложениями, песками с линзами и прослоями гальки в буровато-желто-сером песчано-гравийном заполнителе. Средняя часть сложена песками, преимущественно мелкозернистыми, полевошпат-кварцевыми, с редкой примесью угольной крошки и растительного детрита желтовато-серого, серого и зеленовато-серого цвета, с горизонтальной или косой однонаправленной слоистостью и с примесью редкой рассеянной гальки. Верхняя часть толщи представлена алевритами, илистыми и глинистыми алевритами, алевритовыми глинами темно-серого, коричневатого и зеленовато-серого цвета, с обломками раковин морских моллюсков, морскими диатомовыми водорослями, редкими обломками спикул губок. От нижележащих песков они часто отделяются толщей, представленной тонким горизонтальным переслаи-

ванием мелкозернистых песков и алевроитов или илов [172]. Морские средне-верхненеоплейстоценовые отложения значительно засолены [9].

Данные отложения весьма полно охарактеризованы палеонтологическими остатками. В них найдены раковины морских моллюсков, встречен комплекс микрофауны (фораминифер и остракод), диатомовой флоры, получены представительные спорово-пыльцевые спектры. В нижней части толщи обнаружены *Mytilus edulis* L., пелециподы *Astarte borealis*, *A. montagai*, *Macoma baltica* L., фораминиферы *Elphidium excavatum* Terquem, *E. florentinae* Shupack, *Protelphidium ustulatum* Todd, морские остракоды *Cytheretta teshekpukensis* Swain. В средней части толщи встречены многочисленные раковины моллюсков *Portlandia* sp., *Macoma* sp. и фораминифер *Protelphidium depressulum* (Walker & Jacob), *P. orbiculare* (Brady), *P. ustulatum* Todd, *Glandulina nipponica* Asano. В верхней части обнаружены раковины *Macoma baltica* L., *Portlandia arctica*, *Mytilus edulis*; фораминиферы *Elphidium florentinae* Shupack, *E. excavatum* Terquem; остракоды *Heterocyprideis sorbyana* (Jons), *Leptocythere castanea* (G. O. Sars), *Eucytheridea bradii* (Norman). Диатомовая флора включает *Thalassiosira baltica* (Grun.) Ostf., *Cyclotella striata* (Kütz.) Grun., *Porosira glacialis* (Grun.). Спорово-пыльцевые спектры характеризуются преобладанием древесной и кустарниковой растительности и характерны для межледниковых условий [172].

В ходе исследований последних лет, при бурении профиля (пять скважин от мыса Мамонтов Клык в море Лаптевых, наиболее удаленная скважина – в 11 км от берега) по морским средне-верхненеоплейстоценовым отложениям было получено значительное количество датировок абсолютного возраста (термолюминесцентными OSL и IR-OSL методами). Из верхней и, возможно, средней части данной толщи (скважины не вошли в нижнюю часть разреза, представленную галечно-гравийно-песчаными отложениями) получены датировки в  $86 \pm 5,9$ ,  $94,5 \pm 6$ ,  $97,6 \pm 6$ ,  $112 \pm 8$ ,  $114 \pm 6$ ,  $144 \pm 12$ ,  $148 \pm 14$  тыс. лет, указывающие на формирование данных осадков в тазовско-казанцевское время [148].

Средне-верхненеоплейстоценовые аллювиальные образования (all-IIIkz) распространены на рассматриваемой территории незначительно, в редких сохранившихся фрагментах древней речной сети на относительно возвышенных участках в южной и юго-западных частях листа. В связи с тем, что рассматриваемая территория не подвергалась непосредственному воздействию неоплейстоценовых ледников, отдельные участки древних речных долин часто довольно хорошо прослеживаются и дешифрируются на дистанционной основе. Характерным примером является расположенный в юго-западной части листа фрагмент древней речной сети. Он протягивается с юго-востока от долин рек Испиян и Эремит (верхних притоков р. Кангасалах-Уэле) на северо-запад через оз. Арылах и озерно-речные системы долин рек Арылах-Средняя и Илья-Средняя до оз. Улахан-Кюэль. Видимая протяженность этой прadolины составляет около 60 км, а ширина достигает 4 км. Эту долину разделяет гряда субширотного простирания, неотектоническое воздымание которой, видимо, и привело к замыканию долины и деградации данного участка древней речной сети.

Залегают средне-верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения на неровной поверхности дочетвертичных пород и перекрываются льдистой толщей едомного комплекса, верхнечетвертичными и современными озерно-аллювиальными, аллювиальными и озерно-болотными отложениями. Нижняя граница аллювиальной толщи обычно находится ниже уреза рек, но местами отмечена на цоколе высотой до 10–15 м [43]. Представлены эти отложения песками желтовато-серыми, реже буровато-серыми средне- и мелкозернистыми. В основании разреза они разнозернистые с линзами галечников и гравия из устойчивых к выветриванию пород. Возраст данных отложений определяется их положением в разрезе и по геоморфологическим признакам. Предположительно их формирование происходило в течение среднего неоплейстоцена и казанцевского времени позднего неоплейстоцена. На рубеже казанцевского и муруктинского времени началась морская регрессия, приведшая к понижению базиса эрозии, завершению аккумулятивного накопления осадков и началу интенсивного эрозионного вреза. Мощность средне-верхнеплейстоценовых аллювиальных отложений достигает 10 м [79].

Нерасчлененные озерно-аллювиальные и озерные образования (Ia, III–IIIkz) залегают на размытой поверхности дочетвертичных пород и на плиоцен-нижнеплейстоценовых отложениях. На большей части суши они перекрыты комплексом отложений верхнего неоплейстоцена и голоцена. На дневную поверхность они выходят в бассейне р. Уэле и в верховьях р. Средней (правый приток р. Анабар). Абсолютные отметки подошвы осадков изменяются от –40 до +90 м [151]. Представлены озерные и озерно-аллювиальные отложения песками мелко- и тонкозернистыми зеленовато-серого, серого и буровато-серого цвета с горизонтальной или пологонаклонной и косой слоистостью, с примесью редкой рассеянной гальки. В нижней части толщи пески часто содержат линзы и прослои галечно-гравийного материала.

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 на площади листа неоднороден: ближе к кряжу Прончищева в них преобладает пыльца трав и кустарничков [45, 151], в южной части листа доминирует пыльца древесных пород и кустарников [48, 49]. Незначительное количество спор мхов, папоротников и плаунов присутствует во всех спектрах. Характер спорово-пыльцевых спектров также указывает на более холодные условия в начале формирования осадков и на потепление климата ко времени формирования верхней части разреза [45].

Возраст данных образований определяется их положением в разрезе, находками фауны млекопитающих *Ovibos* sp., *Canis lupus* L., *Equus coballus* L., *Bison priscus* Voj., *Rangifer tarandus* L., *Mammuthus primigenius* раннего и позднего типов, а также по сопоставлению с морскими средне-верхнеплейстоценовыми отложениями, имеющими датировки абсолютного возраста.

Формирование этих отложений, видимо, происходило в пределах мелководного, сильно опресненного бассейна подтопления, предположительно в течение всего среднего неоплейстоцена и казанцевского времени позднего неоплейстоцена. Мощность данных отложений достигает 40 м [45].



## Верхнее звено

Образования верхнего звена широко распространены на рассматриваемой территории и представлены широким спектром осадков различного генезиса. На площади листа развиты следующие отложения: озерно-аллювиальные нижней части муруктинского горизонта ( $l_{allmr}^1$ ), аллювиальные ( $^sallmr$ ) и едомные ( $^sL_{ed}llmr$ ) муруктинского горизонта, морские ( $^smllkr$ ), аллювиальные ( $allkr$ ) и озерные и морские ( $l,mllkr$ ) каргинского горизонта, аллювиальные ( $^sallsr$ ) и едомные ( $^sL_{ed}llsr$ ) сартанского горизонта, нерасчлененные верхнемуруктинско-сартанские едомные ( $L_{ed}llmr^2-sr$ ).

**Муруктинский горизонт, нижняя часть.** Озерно-аллювиальные образования нижней части муруктинского горизонта ( $l_{allmr}^1$ ) залегают в районе междуречья Лена–Анабар на морских средне-верхнео-плейстоценовых образованиях и перекрываются льдистыми породами едомного комплекса либо озерными и морскими отложениями каргинского горизонта. Они впервые выделены в разрезе скважин упомянутого выше бурового профиля, пройденного от мыса Мамонтов Клык в море Лаптевых [9].

Наиболее представительный разрез этих отложений вскрыт в скв. С-2, расположенной в 11 км от берега, в интервале глубин 54,3–58,5 м. В нижней части разреза отложения представлены косым переслаиванием мелко- и тонкозернистых песков с песками, насыщенными обломками древесины размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Средняя часть разреза представлена песками с массивной текстурой (без растительных остатков). В верхней части разреза повторяется косослоистое переслаивание песков с песками, насыщенными обломками древесины. Остатки морской фауны в данной толще не обнаружены. На глубине 58,3 м обнаружены створки диатомей пресноводных бентосных видов, характерных для мелководных пресноводных озер. Мерзлотная текстура данных отложений массивная, видимого льда нет. Это означает, что отложения не промерзали сингенетично, а были заморожены после осадконакопления. Косая слоистость осадков свидетельствует о накоплении отложений в динамичной среде в условиях значительного обмеления бассейна в середине–конце муруктинского времени. После регрессии морского бассейна к северу формирование осадков происходило в мелководном пресноводном водоеме, а характер последовательности их накопления в разрезе (от косослоистых осадков к массивным и опять к косослоистым), видимо, свидетельствует о двух этапах понижения уровня моря в начальный период муруктинского оледенения.

**Муруктинский горизонт.** Аллювиальные отложения муруктинского горизонта ( $^sallmr$ ) предполагаются по сейсмоакустическим данным в пределах основных палеодолин на шельфе. Ввиду отсутствия как датировок, так и микрофаунистических данных, возраст отложений определен по положению в разрезе. Отложения залегают в пределах палеодолин, врезанных в кровлю морских отложений казанцевского горизонта, и перекрываются морскими отложениями каргинского горизонта. Литологический состав предполагается по аналогии с описанными выше аллювиальными образованиями казанцевского горизонта, вскрытыми на суше. Отложения, ско-

рее всего, представлены песками желтовато-серыми, реже буровато-серыми, средне- и мелкозернистыми. В основании разреза возможны линзы галечников и гравия. Мощность отложений – до 4 м.

Едомные образования муруктинского горизонта ( ${}^{\text{S}}L_{\text{ed}}\text{lllmr}$ ) установлены по сейсмоакустическим данным в центральной части листа, где они выходят к поверхности морского дна в пределах безымянной возвышенности. Последняя, скорее всего, является термоэрозионным останцом, который возник на месте разрушенного острова (или группы островов), сложенного криогенными образованиями. По сейсмоакустическим данным отложения этого комплекса на акватории (в Лаптевском районе) залегают непосредственно на отложениях среднего–верхнего неоплейстоцена и перекрываются льдистыми породами едомного комплекса либо озерными и морскими отложениями каргинского горизонта. На поверхность дна они выходят на обширных шельфовых поднятиях – термоденудационных останцах в центральной и восточной частях листов с глубинами моря 10–15 м. На остальной части шельфа отложения перекрыты различными комплексами: от каргинского горизонта до голоцена. Залегают на морских отложениях казанцевского горизонта.

Данные отложения коррелятны нижней части верхнемуруктинских–сартанских едомных отложений ( $L_{\text{ed}}\text{lllmr}^2\text{-sr}$ ), описанных ниже в пределах континентальной и прибрежной части листов. Литологический состав и криогенное строение предполагается на основании сопоставления с последними. В составе данного комплекса отложений предполагаются серовато-коричневые и темно-серые алевриты, глинистые алевриты, супеси и суглинки. Они разбиты многочисленными сингенетическими прожилками и жилами льда, толщина которых варьирует от первых миллиметров до нескольких метров. Мощность едомных отложений достигает 50–60 м.

**Каргинский горизонт.** Отложения каргинского горизонта на площади листа представлены аллювиальными ( $\text{allkr}$ ), нерасчлененными озерными и морскими ( $\text{l,mlllkr}$ ), а также морскими мелководными ( ${}^{\text{S}}\text{mlllkr}$ ) осадками.

Каргинский аллювий ( $\text{allkr}$ ) на рассматриваемой территории имеет незначительное распространение. Он развит фрагментарно по рекам Анабар и Уэле, где слагает аккумулятивные или эрозионно-аккумулятивные третьи надпойменные террасы высотой 25–35 м, а также встречается в эрозионных врезках современных рек, прорезающих данные отложения. Каргинские аллювиальные отложения залегают на дочетвертичных породах, средне-верхне-неоплейстоценовых озерно-аллювиальных и озерных осадках и на ледовом комплексе верхнемуруктинско-сартанских едомных образований, в который они вложены. Перекрываются каргинские аллювиальные отложения озерно-аллювиальными и аллювиальными верхне-неоплейстоцен-нижнеголоценовыми и современными озерно-болотными и аллювиальными осадками. Представлены они песками и супесями с прослоями галечников, илов и торфов с обломками древесины.

Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из каргинских аллювиальных отложений на сопредельной территории листа S-49, характеризуются преобладанием пыльцы кустарников с примесью зерен древесных пород, трав, спор

и мхов. Это свидетельствует о формировании отложений в межледниковое время в условиях тундры и лесотундры в климатической обстановке, близкой современной [42]. Принадлежность данных отложений к каргинскому горизонту обуславливается положением в разрезе и радиоуглеродными датировками. Из аллювиальных отложений р. Савва-Юрюнг (левый приток р. Мус-Хая, у восточной кромки листа S-49) авторами были отобраны образцы растительных остатков. Радиоуглеродная датировка, полученная в аналитическом центре ВСЕГЕИ по этим остаткам, дает возраст 24,6 тыс. лет. В обнажении на правом берегу р. Салга в 6,5 км выше устья по растительным остаткам из песков, перекрытых едомной толщей, получена датировка 26 тыс. лет [151]. Также значительное количество радиоуглеродных датировок каргинских аллювиальных отложений имеется по соседнему листу S-49 [42]. Мощность каргинских аллювиальных отложений достигает 12 м.

Нерасчлененные озерные и морские образования каргинского горизонта (l,mlllkr) развиты на приморской низине севернее кряжа Прончищева. Они залегают на ледовом комплексе верхнемуруктинско-сартанских едомных образований, в которые они вложены, а также, возможно, и на нижнемуруктинских озерно-аллювиальных и средне-верхнеоплейстоценовых морских отложениях и перекрываются образованиями ледового комплекса и современными озерно-болотными и аллювиальными осадками. Представлены они, в основном, песчаными фракциями с прослоями алевритов. Эти отложения формировались одновременно с ледовым комплексом пород. Однако ледовый комплекс накапливался в водоеме, где осадки синхронно промерзали в результате осушения мелководной акватории или при налегании льда водоема на его дно при ежегодном зимнем замерзании. Выделяемые каргинские отложения накапливались в таком водоеме, где глубина была достаточной для сохранения осадков в талом состоянии с последующим эпигенетическим промерзанием пород. Водоем был практически пресноводным, но сохранял гидравлическую связь с морем. Каргинские озерные и морские отложения на площади листа вскрываются в скв. С-1 бурового профиля на мысе Мамонов Клык (на глубине 36–45 м), где они представлены горизонтально- и волнистослоистыми песками и алевритами. Их возраст охарактеризован ОСЛ датировкой в  $30,5 \pm 2$  тыс. л. н. с горизонта 24 м от устья скважины или в 2 м выше современного уровня моря [148]. На глубине 40 м обнаружен ход илоода. С глубины 36 м фиксируется засоленность осадка, которая увеличивается к забою скважины. Таким образом, формирование каргинских отложений происходило в морском водоеме, постепенно переходящем в пресноводный залив. К востоку от рассматриваемой территории в дельте р. Лена каргинские отложения пресноводного бассейна прилегают с северо-востока к о. Сардах и состоят из горизонтальнослоистых песков, ОСЛ-возраст которых составил  $45,6 \pm 3,5$  тыс. л. н. [9]. Мощность отложений достигает 12 м.

Морские образования каргинского горизонта (<sup>s</sup>mlllkr) предполагаются в шельфовой части листа, где они постепенно фациально замещают озерные и морские нерасчлененные отложения каргинского горизонта. Отложения залегают на морских отложениях казанцевского горизонта и едомных отложениях муруктинского горизонта и перекрываются аллювиаль-

ными и едомными отложениями сартанского горизонта, а также морскими отложениями голоцена.

Выделяемые на шельфе морские каргинские осадки, скорее всего, представляют собой отложения морского мелководного ледовитого бассейна, накопление которых происходило при активном влиянии ледового разноса, торошении льда, образовании стамух и припая. Как показывают данные донного пробоотбора на смежных листах [147], отложения представлены серыми, зеленовато- или темно-серыми микритами алевро-песчано-глинистого состава. В пределах островов и прибрежной части шельфа отложения представлены мелководными ингрессионными прибрежно-морскими фациями, которые сложены разнозернистыми (преимущественно тонко- и мелкозернистыми) песками, серыми, желтовато-серыми неслоистыми, участками линзовидно- и горизонтальнослоистыми. Содержат прослой (до 5 см) и линзы хорошо окатанного гравийно-галечного материала, редкие включения намывного растительного детрита, плавника и торфа. Мощность отложений достигает 50 м.

**Сартанский горизонт.** Едомные отложения сартанского горизонта ( ${}^{\text{S}}L_{\text{ед}}\text{lll}\text{sr}$ ) выделены по сейсмоакустическим данным на акваториальной части листа из состава нерасчлененного на суше верхнемуруктинско-сартанского комплекса отложений. Отложения залегают на поверхности морских и озерных каргинских, едомных муруктинских отложений и перекрыты морскими образованиями голоцена. Литологический состав предполагается по аналогии с едомными сартанскими отложениями суши. В составе этого комплекса следует ожидать преимущественно пылеватые осадки синкриогенного строения: алевриты, глинистые алевриты, а также пески и супеси с сингенетичными полигональными жильными льдами. Мощность едомных отложений достигает 40 м.

Аллювиальные отложения сартанского горизонта ( ${}^{\text{S}}a\text{lll}\text{sr}$ ) 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. Поэтому были использованы сейсмоакустические характеристики коррелятных отложений по смежным областям шельфа. 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 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 алевритами желтовато-серыми, реже буровато-серыми, средне- и мелкозернистыми. В основании разреза возможны линзы галечников и гравия. Мощность отложений – до 10 м.

**Муруктинский, верхняя часть и сартанский горизонты нерасчлененные.** Нерасчлененные образования верхней части муруктинского и сартанского горизонтов на рассматриваемой территории представлены комплексом едомных отложений ( $L_{\text{ед}}\text{lll}\text{mr}^2\text{-sr}$ ). Эти отложения широко разви-

ты на территории листа и располагаются на равнинных водораздельных (до абс. отм. 80–90 м) и приводораздельных участках и понижениях. Они залегают на дочетвертичных породах, образованиях среднего и верхнего неоплейстоцена и перекрываются верхнеплейстоцен-голоценовыми аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями, а также современными аллювиальными и озерно-болотными осадками. Эти образования представлены серовато-коричневыми и темно-серыми алевритами, глинистыми алевритами, иногда глинами, часто песчаными, супесями. 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 – 4–5 м. Прослеживаются они на глубину до 15–20 м. На Терпейской низменности, где в разрезе этих льдистых образований преобладают суглинки, на отдельных участках жилы сливаются в сплошную ледяную толщу, в которой суглинки залегают в виде столбов [43]. 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 эоловых, озерных, озерно-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 и Терпейской низменностей характерно содержание многочисленных костных остатков крупных млекопитающих верхнепалеолитического комплекса с мамонтом позднего типа [43]. По последним OSL-датировкам, формирование едомного ледникового комплекса на суше и в прибрежной части началось примерно 60 тыс. лет назад, в позднемуруктинское время [9] и завершилось в конце сартанского времени. Мощность едомных отложений достигает 50–60 м.

## ГОЛОЦЕН

Отложения голоцена представлены аллювиальными (aH), озерными и болотными (l, pH), аллювиально-морскими (amH), морскими (<sup>s</sup>mH), волновыми (mvH) и флювиальными (mfH) образованиями, а также морскими волновыми отложениями нижней и верхней частей (mvH<sup>1</sup>) и (mvH<sup>2</sup>) голоцена.

Морские волновые образования нижней части голоцена (mvH<sup>1</sup>) слагают террасовую поверхность высотой 12–15 м и ингрессионно входят в долины рек. На мысе Терпьяй-Тумса эта терраса высотой около 15 м и шириной до 1–1,5 км хорошо выражена среди окружающих ландшафтов своим красновато-коричневым цветом. По долине р. Урасалах она прослеживается на расстоянии до 13 км от моря, где выклинивается, переходя в отдельные эрозионные останцы и далее в днище долины реки. В устьевой

части р. Урасалах данная терраса вложена в аласы и очень четко выражена в рельефе в виде насыпи с шириной площадки до 20 м. В устье р. Нуччи-Джиелях она имеет ширину до 500 м и высоту 15–16 м и прослеживается вверх по течению на несколько километров. Здесь терраса выработана в отложениях ледового комплекса [143].

Залегают морские волновые раннеголоценовые образования на озерных и морских каргинских отложениях, породах ледового комплекса и дочетвертичных породах и перекрывается позднеголоценовыми морскими волновыми осадками. Представлены данные отложения песками, песками с прослоями ила и алевритами. Часто в них содержится примесь растительных остатков, обломков ракушек и плавника. Спорово-пыльцевые спектры указывают на то, что данные отложения формировались в более теплом, чем современный, климате. В них доминирует пыльца кустарников (ольховник, карликовая береза) с примесью древесных пород (береза, ольха, сосна). Пыльца трав и кустарничков представлена верескоцветными, злаками, осоками, полынями и разнотравьем. Среди спор встречаются мхи, папоротники и разнообразные плауны таежных и тундровых видов. В своей верхней части спорово-пыльцевые спектры отражают начавшееся похолодание климата [151].

Возраст этих отложений определяется по положению в разрезе и подтверждается радиоуглеродной датировкой в  $5470 \pm 30$  л. н. (КJA 25106) по растительным остаткам, содержащимся в песках, слагающих морскую террасу в устье р. Урасалах [143]. Видимая мощность песчаных морских отложений раннего голоцена – до 10 м.

Морские волновые образования верхней части голоцена ( $mN^2$ ) 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. Терраса высотой 2,5–3 м к востоку от мыса Мамонтов Клык по плавниковой древесине датирована  $1070 \pm 70$  и  $930 \pm 70$  л. н.

На сопредельной территории (на листе S-51) на юго-западном побережье залива Куба по растительным остаткам из террасы высотой 5–8,5 м получена датировка  $3620 \pm 60$  л. н. Мощность морских позднеголоценовых образований – от 2 до 4 м.

Морские образования ( $^6mH$ ) широко развиты на севере картируемой области, где они плащеобразно перекрывают отложения широкого возрастного диапазона (от среднего до верхнего неоплейстоцена). Характер волновой картины позволяет предположить наличие неслоистых отложений в составе этого комплекса. Литологический состав голоценовых отложений предполагается на основании донного пробоотбора. Практически повсеместно морские голоценовые осадки представлены темно-серыми илами, алевритами, с тонкими горизонтальными прослоями и линзами разнотернистых песков в нижней части разреза и растительного детрита. Мощность отложений достигает 10 м.

Морские волновые образования (mvH) установлены в северо-западной прибрежной части листа. Они представлены илистыми глинами, алевритами, песками разнотернистыми с примесью зерен угля. Их мощность – до 15 м.

Морские флювиальные образования (mfH) развиты в северо-западной прибрежной части листа. Они представлены алевритами и песками преимущественно мелкозернистыми; их мощность – до 15 м.

Голоценовые аллювиально-морские отложения развиты у восточной, прибрежной кромки листа и представлены образованиями дельтовой и эстуариевой фаций (am<sub>d</sub>H, am<sub>e</sub>H).

Аллювиально-морские образования дельтовой фации (am<sub>d</sub>H) формируют дельту р. Оленёк и представлены специфическими минерально-органогенными осадками. Они представлены переслаиванием неразложившихся растительных остатков (до 95 % от объема, в основном зеленых мхов и осок с примесью древесины) с алевритами и песками. Слоистость осадков горизонтальная и волнистая, что указывает на отложение их в бассейне. Формирование этих осадков связано с повышенным уровнем приемного водоема – моря Лаптевых, которое и определяло процессы осадконакопления, в частности, осаждение специфических органо-минеральных отложений в условиях пресноводных бассейнов, отчлененных от морского бассейна значительными массивами островов – останцов ледового комплекса пород, в настоящее время в значительной мере исчезнувших [9]. 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 5 м.

Аллювиально-морские отложения эстуариевой фации (am<sub>e</sub>H) представлены переслаиванием неразложившихся растительных остатков, песков и алевритов. Такого типа отложения повсеместно развиты в эстуарии р. Оленёк ниже пос. Таймыль. Возраст растительной «слоёнки», слагающей о. Менелях в низовьях р. Оленёк, 2250 ± 80 л. н. (ЛУ-6147) на высоте 8,5 м над урезом воды и 2830 ± 80 л. н. (ЛУ-6148) на высоте 4,5 м над урезом воды в реке. Видимая мощность отложений – до 6 м.

Аллювиальные образования (aH) слагают I надпойменную террасу, высокую и низкую поймы, ложа русел рек и ручьев. Высота I надпойменной террасы – от 4–6 м по долинам малых рек и до 8–10 м – по крупным. В большинстве случаев терраса аккумулятивная, сложена переслаиванием песков, супесей, суглинков, часто со значительной примесью растительных остатков и торфов. Пески преимущественно мелкозернистые или разнотернистые, желтовато-серые, реже буровато-серые, косо-, линзо- и горизонтально-слоистые с суглинистыми прослойками и растительным детритом по наслоению. Торф осоково-гипновый, слабо-разложившийся, минерализованный, иногда с древесными остатками. Он залегает 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. Аллювий поймы на равнинной части территории – песчано-алевритовый, в русловой фации – с прослоями галечников, а в старичной – с прослоями суглинков, растительного детрита, торфа, с эпигенетическими жилами льда. Вблизи кряжа Прончищева, в русловой фации преобладают галечники, 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 и абсолютными датировками радиоуглеродным методом. По торфу, растительному детриту и древесине получены даты по  $C^{14}$  – от 3 до 9 тыс. лет [151, 43]. Мощность голоценовых аллювиальных отложений достигает 14 м.

Озерные и болотные (l,plH) отложения широко распространены практически по всей территории листа. Они выполняют многочисленные термокарстовые котловины, сформировавшиеся в поле развития позднео-плейстоценовых отложений, содержащих жильные льды. Представлены они глинистыми алевритами, 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 алевритам и илам. Венчается разрез обычно торфами мощностью от 0,5 до 3,5 м [172].

Состав диатомовой флоры и единичные находки остракод свидетельствуют, что накопление осадков происходило в мелких пресноводных замкнутых зарастающих водоемах [43]. Спорово-пыльцевые спектры нижней части этих отложений отражают существование кустарниковой тундры, в которой преобладали полыни, гречишные, злаки и разнотравье. Кустарники представлены ольховником и карликовой березой. Среди спор встречаются мхи, папоротники, редкие плауны и плаунки. Появление вверх по разрезу пыльцы древесных пород (ели, березы, ольхи и сосны) указывает на потепление в атлантическое время. Радиоуглеродные датировки по растительным остаткам дают возраст от 3300 до 8600 лет. Мощность озерных и болотных отложений в большинстве случаев – не более 4–5 м, в крупных озерных впадинах на Терпейской низменности достигает 20 м [151].

### **НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, САРТАНСКИЙ ГОРИЗОНТ, ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ– ГОЛОЦЕН, НИЖНЯЯ ЧАСТЬ**

К нерасчлененным отложениям верхней части сартанского горизонта и нижней части голоцена относятся аллювиальные ( $alllsr^2-H^1$ ) и озерно-аллювиальные ( $lalllsr^2-H^1$ ) отложения.

Озерно-аллювиальные образования ( $lalllsr^2-H^1$ ) широко развиты на картируемой площади к югу от кряжа Прончищева, в бассейнах рек Уэле и Буолкалаха. В долинах рек их покров отвечает уровню II надпойменной террасы высотой 12–25 м. Залегают они на разновозрастных осадках – средне-верхнео-плейстоценовых аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных отложениях, верхнемуруктинско-сартанской едомной толще, кар-

гинском аллювии, а также на дочетвертичных породах. Перекрываются эти отложения современными аллювием и озерно-болотными образованиями. Представлены озерно-аллювиальные отложения песками тонкозернистыми, горизонтальнослоистыми, алевролитами, супесями, иногда глинистыми, с прослойками глин, гравия, растительного детрита и торфов, местами в песках встречается мелкая галька. Обнаруженная в них диатомовая флора характерна для неглубоких пресноводных водоемов. Палинологические спектры отложений довольно бедные, в группе трав и кустарничков преобладают злаки, осоки, верескоцветные и разнотравье. Деревья и кустарники представлены редкими зёрнами пыльцы карликовой березы, древовидной березы, 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 теплomu голоценовому [151]. На сопредельном листе S-49 в данных отложениях были встречены кости поздне-неоплейстоценовых млекопитающих и пресноводные моллюски [42]. Возраст этих осадков определяется геоморфологическим положением в совокупности с характером спорово-пыльцевых комплексов. Мощность отложений – до 10 м.

Аллювиальные образования ( $allsr^2-H^1$ ) развиты на исследуемой территории незначительно. Они слагают II надпойменную террасу рек Уэле, Кангалас-Уэле, Буолкалах и др. Представлены эти отложения песками с прослоями супесей и суглинков, иногда с примесью редкой рассеянной гальки и гравия, алевролитами с прослойками растительного детрита и торфа и прослоями полигонально-жильного льда. Вблизи кряжа Прончищева основание разреза часто сложено галечниками и гравийниками. Диатомовая флора довольно бедная и представлена единичными формами пресноводных диатомей. Исключение составляют комплексы диатомей из старичных озер. В нижней части разреза диатомовая флора холодноводная, изменение ее состава вверх по разрезу указывает на потепление климата. Спорово-пыльцевые спектры схожи с выделенными в одновозрастных озерно-аллювиальных отложениях [151]. Радиоуглеродное датирование растительного детрита из данных отложений (по территории листов S-50 и S-49) дало даты от 7,4 до 16 тыс. лет [42, 151]. Возраст этих осадков определяется по положению в разрезе, радиоуглеродным датировкам и данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов. Мощность отложений достигает 10 м [151].

### НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

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

Элювиальные и делювиальные образования (e,d) развиты на водоразделах и склонах в верхней части кряжа Прончищева и на слаборас-

члененных водоразделах, окаймляющих Уэленскую впадину. 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.

Делювиальные и солифлюкционные образования (d,s) развиты по склонам кряжа Прончищева, речным и озерным берегам в местах выходов слаболитифицированных докайнозойских пород и на слаборасчлененных возвышенных водоразделах. Они представляют собой суглинисто-супесчано-щебнистый, с песком и дресвой плащ с поверхностью, осложненный оплывами, натечными буграми и буграми пучения. Мощность делювиальных и солифлюкционных образований – 1–3 м, редко – до 5 м.

Элювиальные (e) отложения развиты на относительно плоских и слабовыпуклых вершинах кряжа Прончищева 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 1 м.

---

---

## ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Литологическая карта поверхности морского дна акватории листа S-50 построена по данным гранулометрического анализа 127 проб, отобранных в течение двух полевых сезонов; из них 102 пробы отобрано дночерпателем и 25 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 (масштаб 1 : 200 000 и 1 : 500 000).

В пределы листа S-50 входит мелководная юго-западная часть моря Лаптевых. Рельеф дна акватории выровненный, сглаженный, с большим количеством песчаных банок. Глубины превышают 50 м лишь в отдельных понижениях рельефа – палеорусле рек Анабар и Оленёк. Берега преимущественно отмелье, сложенные песчаными, алеврито-песчаными осадками.

Современные терригенные отложения акватории представлены обводненными неуплотненными, иногда текучепластичными осадками с редкими включениями ракушечного детрита и донно-каменного материала, представленного галькой, гравием, дресвой и щебнем. Цвет алеврито-пелитовых осадков в основном с оттенками коричневого (серовато-, зеленовато-коричневые) и серого (зеленовато-, коричневато-серые), песчаные осадки преимущественно бурого и серо-бурого цвета.

Источниками поступления терригенного материала 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 изученной акватории 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.

Для побережья моря Лаптевых свойственно широкое развитие рыхлых четвертичных отложений, в строении которых участвуют ископаемые льды. Они представлены в основном алеврито-глинистыми разностями и дают много продуктов термоабразионного разрушения. Скорости развития термоабразии составляют от 4 до 25 и более м/год [96]. Это определяет начальный ход осадкообразования в прибрежной зоне. Предположительно, объем поступающего материала незначительно уступает тому, что поставляют реки, так как

основная масса речного стока (до 70 %) приходится на связанный со снеготаянием весенний паводок [96]. Поставщиками осадочного материала в изученную акваторию являются реки Анабар и Оленёк. 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 (рис. 10).

*Песок.* Максимальные концентрации песчаных частиц в осадках отмечаются в районах поступления осадочного материала в бассейн. Это, в основном, прибрежные мелководные зоны (содержание песка 75–80 %), а также приподнятая зона водораздела древних затопленных долин рек Анабар и Оленёк. Здесь содержание песчаной фракции достигает концентраций 85–95 %. Эти участки соответствуют интенсивному воздействию водных масс на дно, приводящему к перемыву осадков, выносу более мелкозернистого материала и концентрации песчаного. Сравнительно невысокое содержание песка в осадках прибрежной зоны наблюдается вблизи устьев рек Анабар и Оленёк. С этих участков побережья в море поступает более мелкозернистый материал. В пониженных участках морского дна, в древних затопленных долинах рек содержание песчаной фракции не превышает 10–15 %.

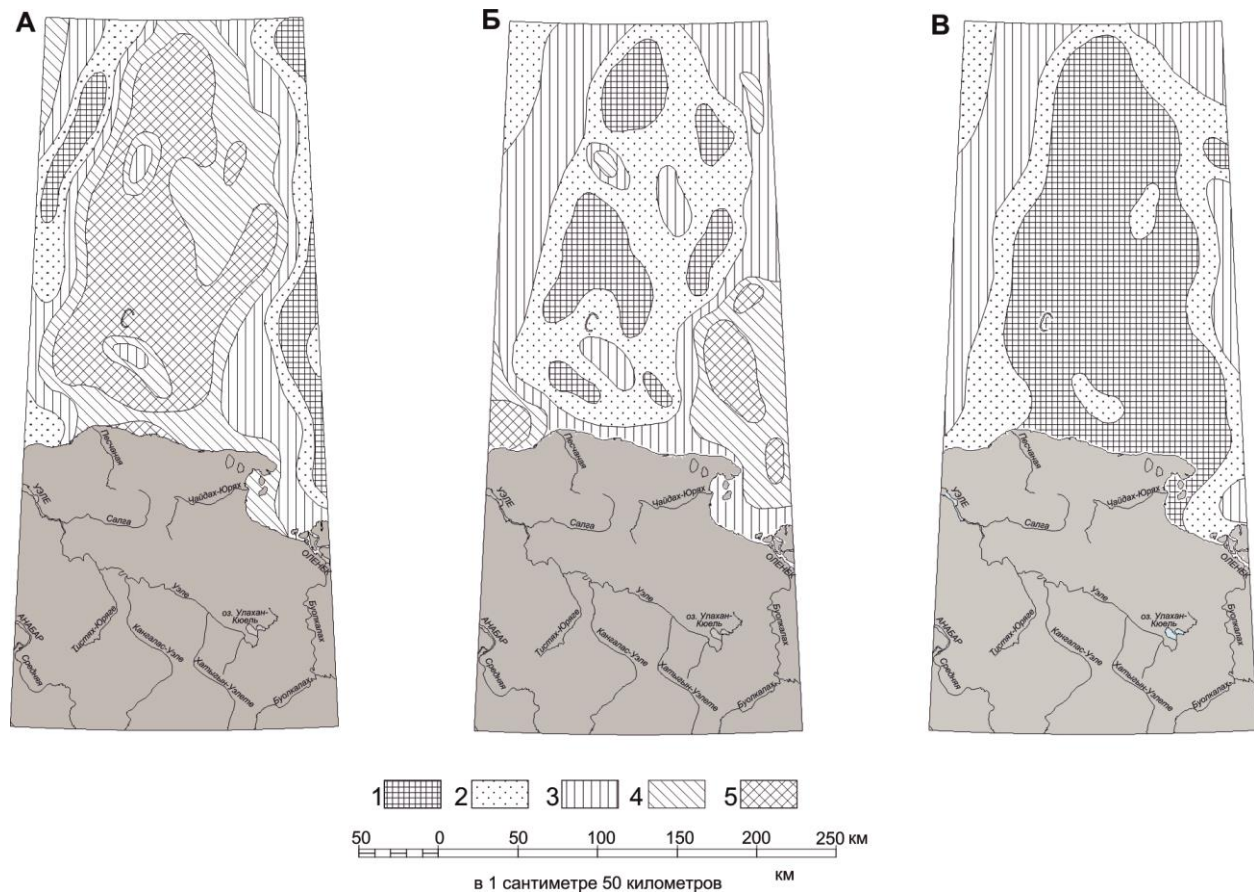
*Алеврит.* Зоны максимального обогащения осадков алевритами располагаются на некотором удалении от берегов, образуя небольшие поля с содержанием алевритовой фракции более 75 %, местами – более 85 %.

*Пелит.* Близ областей питания, в зонах активного воздействия водных масс на дно и берега, содержание пелитовой фракции не превышает 10 %, а иногда даже 5 %. С увеличением глубины моря содержание пелита в осадках возрастает до 55–68 %. Такие осадки развиты в древних затопленных долинах рек, а также в понижениях морского дна.

Расчет значений основных статистических параметров, таких как средний размер частиц, стандартное отклонение и сортированность осадка, позволяет делать более обоснованные 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 [121]. На акватории преобладают осадки мелкоалевритовой размерности (0,01–0,05 мм).

Стандартное отклонение ( $\sigma$ ) – параметр, отражающий статистический смысл распределения частиц по среднему размеру. Характеризует меру устойчивости во времени гидродинамики среды [121]. Значения, превышающие фоновые на 2–3  $\sigma$ , 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.



**Рис. 10. Распределение гранулометрических фракций.** (Составила М. С. Пармонова).

А – песок (1,0–0,1 мм), среднее значение 51,4 %; Б – алеврит (0,1–0,01 мм), среднее значение 30,3 %; В – пелит (0,01–0,001 мм), среднее значение 17 %.

Доля фракции в осадке: 1 – незначительная (0–10 %); 2 – сопутствующая (10–25 %); 3 – дополняющая (25–50 %); 4 – преобладающая (50–75 %); 5 – господствующая (более 57 %).

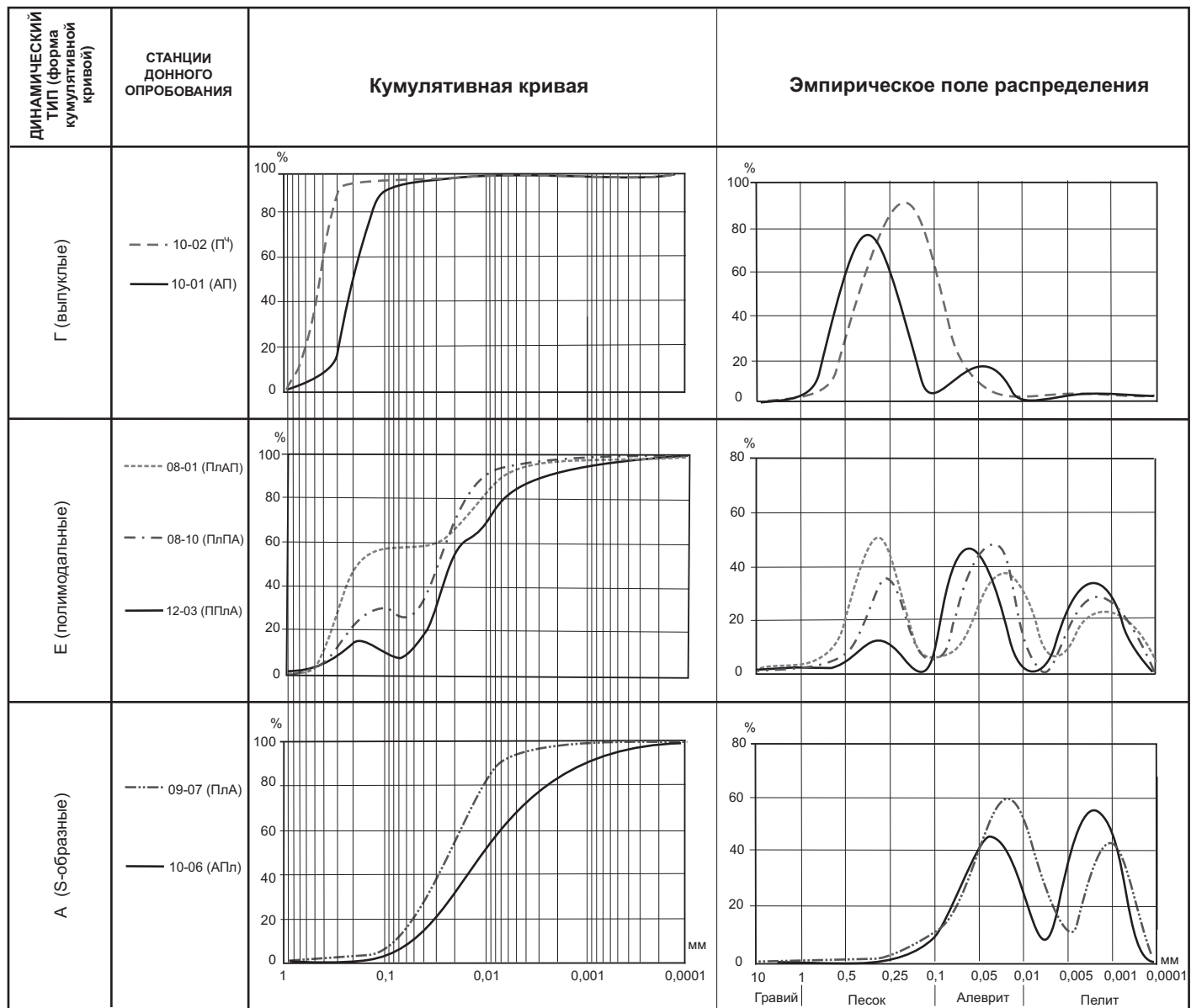


Рис. 11. Зависимость гранулометрического состава осадков от гидродинамических условий.  
(Составила М.С. Пармонова).



Сортированность осадка. Как показатель меры сортированности был рассчитан коэффициент нормированной энтропии. Коэффициент ( $H_g$ ) предложен С. И. Романовским [121] 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 по методике, предложенной В. И. Гуревичем [162], позволяющие выделить динамические типы донных отложений без расчета скоростей придонных течений.

Все многообразие кумулятивных кривых сведено к трем типам: Г, Е, А (рис. 11).

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, частично при размыве и аккумуляции в условиях нестабильной, преимущественно умеренной, гидродинамической активности. Гранулометрический состав осадков – 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.

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 морского дна выделены осадки трех гранулометрических типов: моногранулярные, бигранулярные и тригранулярные [107].

**Моногранулярные (однородные) осадки**, сложенные на 75 % и более одной доминирующей фракцией, представлены песками и алевритами. На долю моногранулярных осадков приходится более 40 % площади изученной акватории. Среди моногранулярных осадков выделяются моногранулярные чистые (33 % 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<sup>ч</sup>)* широко развиты в пределах листа S-50 до глубин 30 м. Размерный состав

песков мелко-среднезернистый, минеральный состав – кварц-полевошпатовый.

Пески распространены в прибрежной зоне между устьями рек Анабар и Оленёк. Содержание песчаной фракции составляет 75–84 %, из примеси присутствуют алеврит 15–20 % 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. Плохая сортировка песков обусловлена разномерностью материала, поступающего с побережья. Также пески широко распространены далее к северу на приподнятых участках водораздела древних затопленных долин рек Анабар и Оленёк. Содержание песчаной фракции в этих осадках превышает 85 %, в отдельных пробах достигая 94 %. Эти пески отличаются более высокой степенью сортировки. 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 ( $H_r = 0,05–0,25$ ). Средний размер частиц соответствует крупному (0,05–0,1 мм) алевриту.

Часто с районами развития песков связаны повышенные количества биогенного материала, а также в небольшом количестве содержится донно-каменный материал (галка, гравий, дресва, щебень).

*Моногранулярные алевриты (А) и моногранулярные чистые алевриты (А<sup>ч</sup>)* закартированы в юго-восточной и юго-западной части акватории.

Алевритовыми осадками покрыта площадь дна, примыкающая к Анабарскому заливу, на глубинах до 20 м. Высокое содержание алеврита в осадках (более 75 %) обусловлено выносом мелкозернистого материала р. Анабар. В виде примеси присутствует пелит (15–20 %) и песок (10–15 %).

В юго-восточной части листа контуры алевритов вытянуты вдоль бровки древней затопленной речной долины р. Оленёк, где глубины не превышают 20–25 м. Эти осадки распространяются вслед за зоной развития песчаных отложений и представляют собой одну из ступеней механической дифференциации осадочного материала, сносимого с побережья, которая отвечает сравнительно слабому волновому воздействию на дно.

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 ( $H_r = 0,26–0,32$ ), характерна выпуклая форма кумулятивной кривой, осадки соответствуют динамическому типу Г.

*Бигранулярные (переходные) осадки* сложены преобладающей (от 50 до 75 %) и дополняющей (25–50 %) группой фракций. Эти отложения занимают 36 % площади и представлены песчаными, алевритовыми и пелитовыми разновидностями.

*Алевритовые пески (АП)* достаточно широко развиты на акватории до глубин 25 м, местами – до 35 м. Гипсометрически выше алевритовых песков располагаются моногранулярные пески, а ниже – песчаные алевриты и алев-

ритовые 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. Осадки умеренно сортированные ( $H_g = 0,34–0,45$ ).

*Песчаные алевриты (ПА)* широко распространены в юго-восточной части акватории на выходе из Оленёцкого залива, а также выделены на выходе из Анабарского залива, где высокое содержание алевритовой фракции в осадке обусловлено выносом мелкозернистого материала речным стоком. Они связаны фациальными переходами с алевритовыми песками, моногранулярными алевритами и алевритовыми пелитами. Также небольшое поле песчаного алеврита выделено среди песков, занимая локальное понижение рельефа. Содержание алевритовой фракции в осадке изменяется от 54 до 65 %, песчаной – от 32 до 45 %, примесь пелита составляет менее 10 %. Средний размер частиц равен 0,008–0,002 мм.

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

*Пелитовые алевриты (ПЛА)* располагаются в верхних частях склонов 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 %.

*Алевритовые пелиты (АПл)* являются своеобразным индикатором древних затопленных речных долин, т. к. площади их распространения почти точно совпадают с контурами долин. Верховья долин рек Анабар и Оленёк являются участками аккумуляции пелитовых алевритов. Причиной этого является значительное снижение подвижности придонных слоев воды в отрицательных формах рельефа, где глубины превышают 30 м. Содержание пелитовой фракции в осадке составляет 50–70 %, алеврита – 20–47 %, примесь песка – 2–10 %.

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), 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 % каждой, сопутствующие – от 10 до 25 %. Они занимают 22 % площади листа.

На карте выделяются следующие разновидности миктитов: пелито-алеврито-песчаные (ПлАП), алеврито-пелито-песчаные (АПлП), пелито-песчано-алевритовые (ПлПА), песчано-пелито-алевритовые (ППлА), алеврито-песчано-пелитовые (АППл) и песчано-алеврито-пелитовые (ПАПл). Эти осадки связаны фаціальными переходами между собой, бигранулярными и моногранулярными осадками. Средний размер частиц равен 0,007–0,02 мм. Кривые распределений характеризуются многовершинным строением с максимумами в соответствующих разностях. Кумулятивная кривая Е-типа указывает на формирование осадков в условиях нестабильной преимущественно умеренной гидродинамики, где происходит перемешивание, транспортировка материала, ухудшается сортировка осадка ( $Hr = 0,58–0,78$ ).

### **Минералогическая характеристика 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. Повышенное содержание минералов тяжелой фракции (более 30 %) отмечено в песчаных осадках на незначительном удалении от берега. Среднее содержание тяжелой фракции в поверхностных осадках составляет 17 %.

Основными минералами тяжелой фракции являются моноклинные пироксены, обыкновенная роговая обманка, минералы группы эпидота, гранат, черные рудные, циркон и пирит. Остальные минералы встречаются в количествах, не превышающих 10 % (табл. 3).

*Моноклинный пироксен* присутствует повсеместно во всех пробах в виде призматических зерен, со сглаженными краями, угловатых или угловато-окатанных, дымчатых или бледно-коричневых, чистых от включений и содержащих рудные вростки размером от микрочастиц до 0,1–0,5 мм, расположенные в основном вдоль спайности. Относится к группе авгитов. Крайне редко отмечаются зерна бледно-зеленого цвета, относящиеся к группе диопсидов (проба 04-11). Иногда по моноклинному пироксену развивается мелкочешуйчатый биотит буро-зеленого цвета (пробы 09-01; 11-01). Крайне редко отмечаются зерна с хорошо выраженной отдельностью. В пробе 02-01 встречаются сростки пироксена с лейстами плагиоклазов.

*Ромбический пироксен* присутствует в небольшом количестве, в отдельных пробах в виде призматических зерен, плеохроирующих в зелено-розовых тонах, чистых от включений.

*Эпидот-цоизит* присутствует в виде окатанных, полуокатанных, иногда угловатых зерен, бесцветных или фишашково-зеленых, чистых либо содержащих массу газово-жидких включений, а также массу рудных вростков. Нередко зерна сильнотрещиноваты (проба 04-12).

## Минеральная характеристика поверхностного слоя донных отложений

Тяжелые минералы	Содержание, %		Среднее значение, %
	min	max	
Моноклинные пироксены	12,4	74,0	47,2
Ромбические пироксены	0,0	5,6	1,1
Обыкновенная роговая обманка	2,9	27,0	12,2
Группа эпидот-цоизита	0,5	15,0	5,2
Гранат	1,3	14,7	5,9
Циркон	1,2	10,9	4,5
Турмалин	0,0	0,9	0,1
Титанит	0,0	3,4	0,7
Рутил	0,0	1,4	0,4
Неопределенные титанистые минералы+лейкоксен	0,0	4,0	1,0
Апатит	0,2	3,8	1,0
Черные рудные	0,0	44,6	11,9
Пирит	0,0	51,8	7,0
Гидроокислы железа	0,0	1,7	0,2
Доломит	0,0	0,6	0,1
Сидерит	0,0	0,4	0,1
Выход тяжелой фракции	1,3	61,5	17,1

*Роговая обманка* присутствует в виде призматических зерен со сглаженными краями либо в виде угловато-окатанных и окатанных зерен, окрашенных в зеленые тона разной интенсивности. Крайне редко отмечаются зерна, окрашенные в буро-коричневые тона. В целом зерна чистые от включений, но иногда содержат редкую рудную вкрапленность, а также отмечаются зерна с большим количеством рудных вrostков (проба 02-07).

*Гранат* присутствует в большом количестве во всех пробах в виде угловатых, угловато-окатанных зерен, бесцветных, иногда желтоватых, розоватых, с раковистой и гладкой поверхностью. Редко встречаются зерна с «ямчатой» поверхностью, напоминающей следы растворения (пробы 04-04; 04-12; 11-01; 10-02).

*Циркон* присутствует во всех пробах в виде полуокатанных и хорошо окатанных зерен, бесцветных, иногда розоватых, чистых от включений и содержащих рудную вкрапленность, а также вrostки других минералов, в частности рутил (проба 11-01). Нередко цирконы содержат газовой-жидкие включения округлой и овальной формы. Иногда отмечаются сростки цирконов с рудными минералами.

*Рутил* присутствует в виде окатанных зерен коричневого цвета, частично лейкоксенизированных. Иногда отмечаются коленчатые двойники (проба 03-02).

Ореолы повышенного содержания циркона, граната и минералов титана приурочены к песчаным осадкам зоны водораздела древних затопленных долин рек Анабар и Оленёк. Концентрации титана достигают  $14 \text{ кг/м}^3$ , граната – более  $7 \text{ кг/м}^3$ , циркона – более  $6 \text{ кг/м}^3$ .

*Хромитинелиды* присутствуют крайне редко в виде угловато-окатанных зерен буро-коричневого цвета, изотропных.

*Турмалин* присутствует редко в виде призматических зерен, плеохроирующих в бесцветно-бурых тонах.

*Биотит* присутствует в виде чешуек коричневого цвета, обычно со сглаженными краями, содержащих рудную вкрапленность.

*Пирит* присутствует очень редко в виде гроздевидных агрегатов либо в виде зерен с неровной, бугорчатой поверхностью.

*Черные рудные* присутствуют почти во всех пробах в виде угловато-окатанных зерен черного цвета. Черные рудные относятся к группе магнетита, титаномагнетита или ильменита. Отдельные зерна бывают лейкоксенизированы.

*Апатит* присутствует повсеместно в очень небольшом количестве в виде полуокатанных, окатанных зерен, замутненных мельчайшими рудными включениями.

Все остальные минералы, встречающиеся в данных пробах, присутствуют в единичных знаках.

На основании распределения в поверхностных осадках минералов тяжелой фракции выделены две терригенно-минералогические провинции.

**Чернорудная – пироксеновая провинция.** В ее пределах выделено три подпровинции.

Подпровинция с эпидот-цоизитом, цирконом и лейкоксеном выделена на мелководье п-ова Таймыр. В ее формировании принимали участие палеозойские и мезозойские породы, слагающие полуостров и подстилающие четвертичный чехол на мелководье.

Подпровинция с гранатом и цирконом выделена в Анабарском районе.

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

**Пироксеновая провинция** с черными рудными минералами, гранатом и эпидот-цоизитом приурочена к площади развития на дне бассейна под четвертичным чехлом палеогеновых и неогеновых образований.

Таким образом, на изученной акватории широко развиты моногранулярные осадки (в основном песок) и осадки переходного типа, среди них преобладающим типом осадка является алевритовый песок. Осадки акватории в основном хорошо и умеренно сортированы.

На процессы современного осадконакопления в акватории, кроме рельефа дна и гидродинамики среды, определяющую роль оказывает речной сток рек Анабар и Оленёк. На отдельных приподнятых участках дна моря происходит перемыв донных отложений. Специфической чертой, присущей данному региону, является наличие многомесячного ледового покрова, который позволяет тонкозернистому материалу осаждаться на незначительных глубинах.

## МАГМАТИЗМ (НЕСТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ)

Интрузивные образования занимают ограниченную площадь на листе S-50. Они представлены раннетриасовыми комплексами: катангским долеритовым в Анабаро-Тунгусской СФО и прончищевским базальт-долеритовым в Прончищевско-Нижнеленской СФО, отражающими среднекаменноугольно-триасовый этап тектономагматической активизации региона.

**Катангский долеритовый комплекс** ( $\beta T_1 kt$ ) выделен в 1962 г. на Сибирской платформе М. Л. Лурье, В. Л. Масайтисом и А. Л. Полуниной [102]; назван по старому названию трех крупных правых притоков р. Енисей. Петротип представлен недифференцированными интрузиями долеритов.

На рассматриваемой площади, по аналогии со смежной с запада территорией, к этому комплексу относится силл плагиопорфировидных долеритов размерами  $1,5 \times 2$  км, закартированный на левобережье р. Анабар в юго-западном углу листа и залегающий в средне-верхнепермских отложениях сагымунгурдахской свиты. Слагающие его долериты характеризуются плагиопорфировидной структурой в сочетании с пойкилофито-интерсертальной структурой основной массы. Они сложены (%): плагиоклазом (лабрадор № 60–65 во вкрапленниках и андезит-лабрадор № 45–50 в основной массе) – 40–45, моноклинным пироксеном (авгит) – 30–40, оливином – 1–2, рудным минералом (магнетит) – 2–3, вулканическим стеклом и продуктами его замещения (иддингсит-хлоритовый агрегат) – 5–15. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, рутилом и сфеном.

По химическому составу долериты относятся к низкокремнеземистым ( $SiO_2$  – 47,3 %) разновидностям основных пород нормальной щелочности ( $Na_2O + K_2O$  – 3,11 %) натриевой серии ( $Na_2O/K_2O = 6,6$ ) мезо-меланократовым ( $f' - 21-22$ ) низкоглиноземистым ( $al' - 0,7$ ) умеренно железистым (Кф – 66 при  $MgO - 6,26\%$ ) умереннотитанистым ( $TiO_2 - 1,56\%$ ).

**Прончищевский базальт-долеритовый комплекс** ( $\beta T_1 pr$ ) представлен дайками и силлами долеритов и их плагиопорфировидных разновидностей, а также субвулканическими телами в виде эруптивных трубок взрыва, сложенных туффизитами, туфами и туфобрекчиями базальтового и трахибазальтового состава.

Интрузии комплекса прослеживаются узкой полосой вдоль северной окраины хр. Прончищева, где приурочены к ядру геоантиклинали, сложенному осадочными породами пермского возраста. На этой территории зафик-



сировано [152] девять даек, два силла и три трубки взрыва. Встречаются дайки северо-западного, субмеридионального, северо-восточного и субширотного простирания. Они имеют простую и сложную форму (с раздувами и апофизами), крутопадающие рвущие контакты. Длина тел колеблется от первых десятков метров до 3,4 км, мощность даек – от 3 до 25 м.

Вмещающие породы пермского возраста в зоне экзоконтакта шириной до 3 м ороговикованы, осветлены, нередко пиритизированы.

Силлы мощностью не более 3–5 м, видимой длиной 300–500 м, залегающие в пермских породах, также сложены долеритами и плагиопорфировидными долеритами. В кровле тел отмечены миндалекаменные разновидности.

Трубки взрыва представляют собой субвулканические тела овальной (удлиненной в северо-западном направлении) и изометрической формы. Две из них, обнаруженные на водоразделе рек Юньюгэс-Юреге–Песчаная в виде останцовых возвышенностей размером  $130 \times 270$  м и  $450 \times 870$  м, сложены туфами и туфобрекчиями. В сложении третьей (на левобережье р. Песчаная) участвуют как туфы, так и долериты. Последние приурочены к центральной части тела. Вмещающие породы в зоне контакта катаклазированы.

Долериты характеризуются пойкилофито-интерсертальной, толеитовой, долеритовой, микроинтерсертальной структурой, а в краевых частях интрузивных тел нередко гиалопилитовой. Они сложены (%): плагиоклазом (лабрадор № 50–65 во вкрапленниках и андезин № 35–50 в основной массе) – 35–45, моноклинным пироксеном (авгит, ферроавгит) – 30–40, оливином – от 1–2, редко до 10, рудным минералом (магнетит и ильменит) – до 5–7, вулканическим стеклом и продуктами его замещения (иддингсит-хлоритовый агрегат) – 5–25. По пироксену развивается уралит, карбонат, биотит, иддингсит-хлорит. Оливин замещен иддингситом. Акцессорные минералы представлены цирконом, гроссуляром, апатитом, рутилом и сфеном. Породы нередко в значительной мере карбонатизированы, альбитизированы.

Туфы и туфобрекчии лито-кристалло-витро-кластические на 60–80 % общего объема слагаются несортированными обломками долеритов и плагиопорфировидных долеритов (10–15 %), измененных (альбитизированных) эффузивов основного состава с девитрифицированным вулканическим стеклом (50–80 %), ороговикованных песчаников, алевролитов (до 20 %), кварца (5–7 %), плагиоклаза (до 3 %), единичных зерен калиевого полевого шпата, моноклинного пироксена, рудного (до 5 %). Цемент (20–40 % общего объема породы) представлен карбонатно-кремнисто-глинисто-лепидохлоритовым агрегатом, содержащим рудный минерал, а так же пепловый, туфовый, лавовый и гидрхимический (хлорит кальцитовый) материал. По данным В. Н. Боброва [151], в протолочках установлены циркон, гроссуляр, хромдиопсид, апатит, анатаз, турмалин, магнетит, ильменит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и пирротин.

Химический и геохимический составы пород приведены в табл. 4–5.

Долериты относятся к низко-умереннокремнеземистым разновидностям основных пород ( $\text{SiO}_2$  – 46,4–49,9 %) нормальной и повышенной щелочности преимущественно натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$ ) умеренно калиевого типа. Среди них различаются: 1) умеренножелезистые умереннотитанистые ( $\text{Kf}$  – 62–64,  $\text{TiO}_2$  – 1,06–1,56 %) мезо-меланократовые ( $f'$  – 17–21); 2) высокожеле-

## Химический состав пород прончищевского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Номер образца	1034/3	1034/1	1001	1034/2	142/1	107/3	105/8	84/8	84/9	7097	116/1	7057/1
SiO <sub>2</sub>	46,4	38,5	47,3	53	47,52	49,9	48,46	47,49	44,02	44,61	36,1	35,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,6	15,8	14,8	14,4	15,23	15,73	14,84	13,8	14,43	17,15	17,1	11,6
TiO <sub>2</sub>	1,56	1,88	1,81	1,43	1,4	1,06	1,81	1,8	2,14	1,97	1,97	3,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,97	4,2	3,22	6,09	3,27	1,96	3,99	7,08	5,84	12,45	5,29	5,82
FeO	4,84	5,63	9,89	4,91	9,22	8,23	9,43	7,21	7,42	4,92	5,34	3,36
MnO	0,18	0,31	0,2	0,16	0,19	0,16	0,2	0,19	0,21	0,19	0,29	0,41
MgO	6,47	2,5	6,26	4,53	7,42	6,54	6,25	6,21	4,18	4,77	2,77	2,32
CaO	12,4	16,9	10,4	4,88	10,51	11,32	9,95	9,9	10,3	2,67	15,29	17,55
Na <sub>2</sub> O	2,58	2,49	2,7	3,15	2,32	2,33	2,27	2,16	2,2	4,99	3,27	1,98
K <sub>2</sub> O	0,4	0,5	0,41	1,5	0,37	0,82	0,51	0,35	0,35	0,15	0,32	2,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,18	0,18	0,16	0,15	0,14	0,2	0,22	0,21	0,24	0,2	0,98
SO <sub>3</sub>					0,15	0,14	0,11	0,017	0,22	0,02	0,04	0,24
ППП	3,7	10,4	1,65	5,12	2,32	2,01	1,93	3,07	8,17	5,78	11,81	14,53
Σ	99,8	99,9	100	100	100,17	100,39	99,95	99,4	99,69	99,8	99,74	99,65
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	>4	>4	>4	2,1	>4	2,8	>4	>4	>4	>4		
Кф	62		70	74	64	62	68	71	78	80		
f'	18,7		22	17	21	17,7	21	20	21	24		
al'	18,7		0,67	0,8	0,75	0,83	0,7	0,7	0,65	0,8		

1–3, 5–8 – долериты и габбродолериты; 1, 5, 6 – умеренножелезистые; 2, 3, 7, 8 – высокожелезистые (2 – карбонатизированные); 9 – феррогаббро-долерит; 10 – альбитизированный магнетитовый феррогаббродолерит; 4 – туф; 11, 12 – туфобрекчия из трубок взрыва. Номера 1–4 – из коллекции М. Г. Папина; номера 5–12 – из коллекции В. Н. Боброва [151].

## Содержание микроэлементов в породах пронищевского комплекса

Номер образца	1034/3	1034/1	1001	1034/2
V	280	360	300	250
Cr	300	220	180	160
Co	47,4	50,5	44,6	37,4
Ni	107	93,3	79	70
Cu	147	169	135	111
Zn	80	150	120	50
Rb	12,3	10,5	14,3	43,2
Sr	294	435	212	212
Y	26,7	30,9	30,7	27,3
Zr	67,1	63,5	97,7	101
Nb	10	10	12	10
Mo	2,5	3	3	2,5
Ag	0,03	0,05	0,05	0,04
Sn	2	2	2,5	2,5
Ba	1100	670	260	640
La	9,81	12,1	9,94	19,4
Ce	21,9	24,9	23,4	41,1
Pz	2,86	3,51	3,35	5,17
Nd	12,3	14,9	15,9	20,3
Sm	3,7	4,82	4,38	4,94
Eu	1,4	1,63	1,48	1,41
Gd	3,86	4,82	5,06	4,73
Tb	0,69	0,97	0,93	0,83
Dy	4,18	5,28	5,62	4,69
Ho	1	1,15	1,18	1,06
Er	2,45	3,26	3,36	2,87
Tm	0,37	0,49	0,49	0,43
Yb	2,66	2,61	3,35	2,88
Lu	0,32	0,42	0,48	0,36
Pb	2,67	6,6	5,96	7,8
Σ PЗЭ	66,9	80,86	78,95	104,74
La/Yb	2,5	2,5	2	4
Zn/Yb	2,1	2	3	3,6

зистые (Кф – 68–71) высокотитанистые ( $TiO_2$  – 1,80–1,90%) меланократовые ( $f'$  – 20–22) и 3) ферропороды (Кф  $\geq$  75) высокотитанистые ( $TiO_2$  до 2,14% и более) меланократовые ( $f'$  – 20–24).

Судя по данным В. Н. Боброва [151], среди проанализированных долеритов ( $n = 19$ ) преобладают высокожелезистые разновидности пород (до 60% от

общего количества). Подчиненное значение имеют умеренножелезистые и ферродолериты. Последние слагают как отдельные части интрузивных тел (дайка на левобережье р. Песчаная, дифференцированная от высокожелезистых до ферродолеритов, обр. 84-8, 84-9), так и самостоятельные тела. Альбитизированные разновидности их (обр. 7097) близки по составу к альбититам железорудных месторождений на Сибирской платформе.

По химическому составу умеренножелезистые разновидности долеритов наиболее близки среднему составу долеритов катангского комплекса [83], но отличаются пониженными концентрациями MgO (Кк – 0,6) и более значительными содержаниями Na<sub>2</sub>O (Кк – 1,4–1,5), а также более высокой степенью окисленности железа. Высокожелезистые долериты и ферропороды отличаются от долеритов катангского комплекса пониженными содержаниями окислов магния (Кк – 0,5) и калия (Кк – 0,55) и повышенными концентрациями окислов железа (Кк – 1,2–1,3), особенно Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, титана (Кк – 1,6), натрия (Кк – 1,4–1,5) и фосфора (Кк – 1,4). По химическому составу они наиболее близки к породам ангарского комплекса на Сибирской платформе.

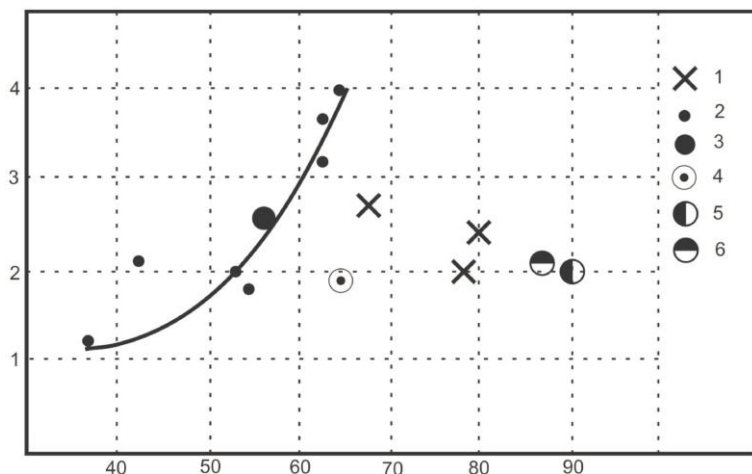
По сравнению с кларками основных пород, породы прончищевского комплекса (табл. 4) характеризуются слабой сидерофильно-халькофильной геохимической специализацией (Co<sub>1,6</sub>Cu<sub>1,6</sub>Ni<sub>1,5</sub>Cr<sub>1,3</sub> для умеренножелезистых и Co<sub>1,7</sub>Cu<sub>1,6</sub>Zn<sub>1,6</sub> для высокожелезистых и ферропород). В породах отмечены повышенные концентрации ниобия (Кк – 1,4–1,7), тиберия (Кк – до 1,7), иттербия (Кк – 1,3–1,6) и молибдена (Кк – до 2,3). Отчетливо дефицитными являются содержания рубидия (Кк – 0,25–0,3), а так же стронция (Кк – 0,5–0,8), лантана и церия (Кк – 0,57–0,7). Концентрации остальных микроэлементов близки к кларкам основных пород.

Породы прончищевского комплекса отличаются от долеритов катангского комплексом повышенными значениями  $\Sigma$  РЗЭ и отношения нормированных по хондриту лантана к иттербию. От пород быррангского комплекса на Таймыре они отличаются повышенными содержаниями  $\Sigma$  РЗЭ и отсутствием значимой дифференциации состава (соотношение содержаний легких и тяжелых РЗЭ). На диаграмме  $\Sigma$  РЗЭ – La/Yb (рис. 12) долериты прончищевского комплекса занимают промежуточное положение между средними составами пород интрузий катангского и кузьмовского комплекса [4].

Таким образом, по химическому и геохимическому составу, интрузивные долериты прончищевского комплекса наиболее близки образованиям ангарского (туринского в Норильском районе) комплекса на Сибирской платформе.

Туфобрекчии по химическому составу соответствуют как базальтам, так и трахибазальтам.

На рассматриваемой территории интрузии прончищевского комплекса не встречаются выше верхнепермских отложений, а на смежной с запада площади они прорывают образования правобоярской свиты [152]. Абсолютный возраст долеритов комплекса, судя по шести определениям К-Аг методом, составляет от 223 ± 9 до 243 ± 10 млн лет [151]. По данным В. Н. Боброва [151], галка основных пород, близких по составу долеритам прончищевского комплекса, обнаружена в конгломератах пастахской свиты верхнеоленёкского подъяруса. На основании этой находки возраст комплекса принимается раннетриасовым.



**Рис. 12.** Диаграмма  $\Sigma$  РЗЭ–La/Yb. Содержания элементов нормированы по хондриту.  
(Составила Н. Н. Нагайцева).

1 – долериты прончищевского комплекса; 2 – долериты быррангского комплекса Таймыра; 3 – средний состав долеритов быррангского комплекса; 4 – средний состав долеритов катангского комплекса; 5–6 – средневзвешенные составы интрузий кузьмовского комплекса (5 – Падунская интрузия, 6 – Аламджакская интрузия). 4–6 – по данным Ю. А. Балашова, 1966.

Выявленные дайки долеритов и эруптивные тела являются, очевидно, остатками корневой системы вулканических образований, подвергшихся эрозии в позднеоленёкское (пастахское) время. По химическому и геохимическому составу они сопоставимы с позднеиндско-раннеоленёкскими вулканитами цветковомысской свиты и левоосиповской толщи на Восточном Таймыре.

---

## МЕТАМОРФИЗМ

**Глиеж.** С угленосными меловыми отложениями связаны термально измененные породы, образовавшиеся в результате подземного возгорания пластов угля. Они приурочены в основном к полю распространения укинской и огонерюряхской свит, реже встречаются в других угленосных свитах. Проведенные специальные исследования [22] показали, что возникшие непосредственно в очаге «горелики» породы 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 свой первичный состав и текстуру в интервале до 50–55 м над кровлей выгоревшей угленосной толщи. В их основании обыкновенные кварц-полевешпатовые 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: появляется 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 состава погружены в гомогенную массу, состоящую из хлорита и хлоритизированного стекла. Это вводит в заблуждение исследователей, принимающих подобную породу за туфопесчаники или туфы. В частности, туфы кислого состава отмечены Г. К. Видмин-Лобзиным на южном склоне кряжа Прончищева и в среднем течении р. Буолкалах (вблизи устья р. Хастах).

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 «трубочного» типа.

---

## ТЕКТОНИКА

Тектонический план территории листа S-50 определяется сочленением в его пределах четырех крупных структур: северной части Сибирской древней (эпикарельской) и южной части Хатангско-Лаптевоморской молодой (эпипозднекиммерийской) платформ, обрамленных фрагментами Таймыро-Североземельской и Верхояно-Колымской складчатых областей. Фундаментом Сибирской платформы являются Анабарский архейско-раннепротерозойский и Оленёкский раннепротерозойский геоблоки. Сибирскую платформу с северо-запада ограничивают Прончищевско-Оленёкская полого-складчатая и Чернохребетнинская складчатая 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 рек Угольная–Лена в сухопутной части и КМПВ, МОВ ОГТ – на шельфе.

Приведенное на схеме глубинного строения земной коры районирование по типам и мощности земной коры хорошо увязывается с опубликованными ранее мелкомасштабными схемами глубинного строения Восточной Сибири (по А. С. Гринсону) [25]. Лист S-50 охватывает частично архейско-раннепротерозойский Анабарский (*I*) и раннепротерозойский (карельский) Оленёкский (*III*) блоки земной коры. На границе блоков выделяется Уджинская межблоковая зона (*II*) или палеорифтогенная система (по Н. С. Маличу) [25]. На листе эта граница проводится по Суолемско-Анабарскому разлому, выделяемому по геофизическим данным. Анабарский и Оленёкский блоки имеют двухслойное строение, первый из них сложен более чем 20-километровым «базальтовым» слоем нижней коры и значительным по мощности (15–18 км) верхним «гранитным»; второй, по результатам моделирования на основе волновых и потенциальных полей, отличается сокращением верхнекорового слоя в северном направлении до 10 км.

Поверхность Мохоровичича ( подошва земной коры) залегает на глубине от 36–38 км в пределах Анабарского блока, 34–40 км – в пределах Оле-





скими станциями не улавливаются. Временными станциями НПО «Севморгео» за полевые сезоны 1985–1988 гг. зарегистрированы многочисленные слабые толчки, которые, по данным Г. П. Аветисова (1996), 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, 94]. 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., отмеченное восточнее территории магнитудой 5,0 (координаты 72,1° с. ш., 126,6° в. д.), по кинематике соответствует сдвигу.

### Сибирская платформа (I)

В границах листа расположена северо-восточная часть Анабарского и северная Оленёкского геоблоков Сибирской платформы, ограниченных на севере Прончищевским и Оленёкским разломами.

Верхнеархейско-нижнепротерозойские образования Анабарского блока представлены гнейсами, гранито-гнейсами пироксеновыми, кальцифирами, гнейсами глиноземистыми и графитовыми, эндербитами, чарнокитами, пегматитами общей мощностью не менее 4700–5500 м. Средняя их плотность – 2,8 г/см<sup>3</sup>.

Оленёкский блок по геофизическим данным слагается зеленосланцево-метаморфизованными вулканогенно-терригенными углеродистыми отложениями, подобными закартированным на Солоолийском выступе, мощностью более 2600 м. Средняя плотность образований верхнего мегаслоя блока – 2,7 г/см<sup>3</sup>.

Структура фундамента проявлена в геофизических полях наиболее отчетливо к югу от Жданихинско-Суолемского разлома, где выделяются Анабарское, Билиро-Уджинское и Саппыйское поднятия, разделенные Среднеуджинской, Кунг-Кюельской и Хастахской впадинами [184, 215, 43].

Анабарское и Билиро-Уджинское поднятия отчетливо выражены в геофизических полях. Билиро-Уджинскому соответствует положительный гравитационный Кылайский максимум и интенсивная магнитная аномалия, а также ряд локальных гравитационных и магнитных аномалий, которые являются отражением основных или ультраосновных пород [184, 215]. Глубина кромки магнитных масс Кылайского максимума составляет 3–3,5 км. К западу от поднятия расположена Среднеуджинская впадина, отраженная отрицательными магнитной и гравитационной аномалиями. Эти структуры, связанные с Уджинской зоной глубинного разлома, очень подвижны. Они прослеживаются вплоть до Прончищевского разлома и являются своеобразным разделом Анабарского и

Оленёцкого геоблоков, влиявшим также на распределение мощностей и фаций рифейско-вендских, палеозойских и мезозойских отложений.

Саппыйское поднятие фиксируется двумя положительными гравитационными и магнитными аномалиями, разделенными узкой отрицательной аномалией силы тяжести. Положительные аномалии, вероятно, обусловлены интрузиями основного или ультраосновного состава. Глубина кромки магнитных масс – 2 км.

Билиро-Уджинское поднятие отделено от Саппыйского Кунг-Кюельской впадиной, которая выражена отрицательными аномалиями (магнитной и гравитационной). Интенсивность отрицательных гравитационных аномалий возрастает в северном направлении. В центральной части Лено-Анабарского прогиба структуры фундамента проявлены слабо. В гравитационном поле выделяются три минимума, вытянутые вдоль современной оси прогиба и отражающие наиболее прогнутые участки фундамента.

Восточнее Саппыйского поднятия расположена крупная Хастахская впадина, отраженная в магнитном и гравитационном полях отрицательными их значениями. В мезозойском чехле эти структуры не выражены.

В составе чехла платформы в пределах листа выделяются четыре тектонических комплекса (ТК): рифейско-вендский, поздневендско-среднекаменноугольный, среднекаменноугольно-триасовый и юрско-кайнозойский. В соответствии с выделяемыми тектоническими комплексами в северной части Сибирской платформы отмечаются фрагменты следующих структур: Тустахская моноклиза (*I-A*), Хатангско-Ленский перикратонный мегапрогиб (*I-B*).

**Рифейско-вендский и поздневендско-среднекаменноугольный ТК** выделяются только на разрезе (см. Геологическую карту дочетвертичных образований) и на территории листа представлены морскими терригенно-карбонатными рядами формаций. Средняя их плотность – 2,67 г/см<sup>3</sup>. Мощности рифейско-вендских отложений меняются по площади: от 510–520 м в пределах Анабарского блока, 1910–2030 м в Уджинской зоне, до 1700–1900 м в пределах Оленёцкого блока. Второй ряд формаций представлен только поздневендско-кембрийской частью мощностью 650–900 м, вышележащие палеозойские образования эродированы во время предсреднекарбонной денудации.

**Среднекаменноугольно-триасовый активизационный ТК** отделен от предыдущих структурным несогласием. В пределах листа на поверхности он выходит на крайнем юго-западе – северном окончании Тустахской моноклизы. Мощность слагающих его осадочных образований варьирует от 470–700 м в пределах Тустахской моноклизы, увеличиваясь в ядре Лено-Анабарского краевого прогиба до 760–1015 м. Породы полого (менее 1–2°) погружаются к северу и нарушены малоамплитудными сбросами.

В составе комплекса выделяется терригенный угленосный песчано-алевролитовый ряд формаций ( $C_2$ - $P_2$ ), формировавшийся в условиях пассивной окраины и перикратонного опускания Сибирской платформы, а также ряд формаций внутриплитных трапповых областей рассеянного рифтогенеза ( $P_2$ - $T_1$ ). Последние представлены пластовыми интрузиями и дайками долерит-габбродолеритовой (катангский комплекс) формации, туфами, лавами правобоярской свиты и

трубками взрыва правобоярского эруптивного комплекса. На прискладчатом крыле Лено-Анабарского прогиба отложения среднекаменноугольно-триасового комплекса заметно нарушены пликативными и дизъюнктивными нарушениями Прончищевско-Оленёкской зоны. Средневзвешенная их плотность колеблется от 2,52 г/см<sup>3</sup> на платформенном крыле до 2,54 г/см<sup>3</sup> в центральной и северной частях прогиба.

**Юрско-кайнозойский ТК** Хатангско-Ленского перикратонного мегапрогиба сформирован тремя структурно-формационными комплексами (СФК): юрско-раннемеловым окраинно-шельфовым, ранне-позднемеловым синорогенным континентальным и кайнозойским (плиоценовым) континентальным. Первым двум СФК отвечают три крупные структуры: Северо-Сибирская моноклинали, или платформенное крыло Хатангско-Ленского мегапрогиба (J-K<sub>1</sub>), Лено-Анабарский краевой (передовой) прогиб (K<sub>1-2</sub>) и Хатангско-Усть-Анабарская мегаседловина (K<sub>1-2</sub>). Граница прогиба с моноклиналию 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 постбарремских молассоидов.

Северо-Сибирская моноклинали (I-B1) складывается 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 517–808 до 1238 м. В пределах моноклинали по геологическим и сейсмическим данным выделяется ряд локальных антиклинальных структур: Тистяхская, Дартасская, Ары-Огорбутская, Уэленская, Хастырская, Аяская (зоны и участки, объединяющие эти структуры, вынесены на схему прогноза нефтегазоносности) и др. [184, 215, 43]. Как правило, они имеют нечеткие очертания. Максимальные их параметры: ширина – 6–10 км, протяженность – 25–40 км, вертикальная амплитуда – первые десятки метров (редко до 100 м). Углы падения на крыльях не превышают 1–2° и обычно составляют десятки минут. В большинстве случаев структуры платформенного крыла прогиба штамповые, отражающие подвижки блоков фундамента. Они преимущественно северо-западного простирания, аналогичного простиранию нижнепротерозойских структур платформенного основания.

Хатангско-Усть-Анабарская мегаседловина (I-B2) выделяется в пределах Хатангско-Ленского перикратонного юрско-мелового мегапрогиба между Жданихинским и Лено-Анабарским меловыми краевыми прогибами. Территория листа охватывает часть мегаседловины с восточным окончанием Усть-Суодемской впадины и Уджинской седловиной.

*Усть-Суодемская впадина* (I-B2<sup>1</sup>) выделяется по полю распространения рассохинской и огневской объединенных свит верхнего апта–альба. Они слагают нижнюю трансгрессивную часть ранне-позднемелового СФК. Впадина почти полностью наследует отрицательную структуру фундамента, отраженную минимумом в гравитационном поле.

*Уджинская седловина* (I-B2<sup>2</sup>) складывается раннемеловой (валанжин-раннеальбской) континентальной регрессивной серией отложений, типичной для Северо-Сибирской моноклинали, но подчиненной уже структуре, сформированной в синорогенный этап. Раннемеловая седловина унаследует Билюро-Уджинское поднятие фундамента.

Лено-Анабарский краевой прогиб (I-B3) представляет собой асимметричную структуру, выполненную ранне-позднемеловыми отложениями двух серий: альбской слабоугленосной песчаной трансгрессивной направленности и альб-сеноманской алевролито-песчаниковой (менгюряхская и чарчкская свиты) с углями рабочей мощности. Молодые меловые осадки приурочены к впадинам-мульдам, осложняющим прогиб. Преобладающую по площади центральную часть прогиба занимают *Буолкалах-Уэленская* (I-B3<sup>1</sup>) и *Таймыльерская* (I-B3<sup>3</sup>) впадины, разделяемые *Молохинской седловиной* (I-B3<sup>2</sup>). Эти структуры простого строения, в которых не отразились или очень слабо проявились структуры фундамента.

Континентальные угленосные толщи Усть-Суодемской впадины и Лено-Анабарского прогиба накапливались в предгорном прогибе, в условиях коллизионной обстановки в смежной Верхояно-Колымской складчатой системе, возникшей на пассивной окраине Сибири, за счет разрушения в основном Верхоянских гор и Сибирской платформы. Суммарная мощность отложений увеличивается от 365 м на южном крыле прогиба до 910 м в наиболее прогнутых участках его осевой зоны. Средняя их плотность – 2,1 г/см<sup>3</sup>.

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.

Дизъюнктивная тектоника в пределах Тустахской моноклизы проявилась в развитии разломов древнего заложения. В осадочном чехле эти структуры наблюдаются в виде единичных или сгруппированных расколов различной ориентировки, без смещения или с небольшими смещениями. Образование (подновление) этих нарушений связано с этапом позднепермской–раннетриасовой тектономагматической активизации с образованием силлов долеритов катангского комплекса и прижерловых вулканических структур правобоярской свиты. Дизъюнктивные нарушения в юрско-меловом комплексе наиболее широко развиты на прискладчатом крыле Лено-Анабарского прогиба и связаны с верхоянскими движениями. Видимо, именно с этим этапом связано преобразование углей в каменные и их возгорание с формированием полей «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.

## **Верхояно-Колымская складчатая область (II)**

На площади листа область представлена Восточнотаймырско-Оленёкской складчато-надвиговой системой (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 раннекиммерийской Таймырской складчато-надвиговой системой.

## *Восточнотаймырско-Оленёкская складчато-надвиговая система (II-A)*

Данная система как западная часть фундамента молодой платформы, в пределах суши представлена Прончищевско-Оленёкской полого-складчатой зоной, сопряженной с Лено-Таймырской областью пограничных поднятий шельфа, а также Чернохребтинской складчатой зоной, протягивающейся в акваторию моря Лаптевых с п-ова Таймыр (лист S-49). Особенностью складчато-надвиговой системы в целом является вещественный состав слагающих ее формаций окраинно-шельфового происхождения, отличный от собственно верхоянского – отложений континентального склона. В соответствии с этим границы Восточнотаймырско-Оленёкской 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 [43].

Прончищевско-Оленекская полого-складчатая зона (II-A1) с узкими линейными структурами протягивается с правого берега Анабарской губы через хр. Прончищева в устье р. Оленёк. От Лено-Анабарского прогиба она отделяется Прончищевским и Оленёкским взбросо-сдвигами. В соответствии с кулисообразным положением разломов, ограниченных на севере кайнозойским региональным сбросом (Терпейским разломом), выделяются Прончищевская и Оленёкская ветки складок. Они разделяются Кюлеляхской пулл-апартовской синклиналью, в ядре которой вскрываются синорогенные ранне-позднемеловые угленосные континентальные образования. Западнее Прончищевская ветка разделяется на две [151]: Муус-Хаинскую, продолжением которой являются Белогоро-Тигянские полого-складчатые структуры, и собственно Прончищевскую – с продолжением на полуостровах Паксинский и Нордвик. В пределах Терпейской низменности, по геофизическим данным, фундамент Чекальского грабена и Лыгыйского горста Хараулахско-Таймырской зоны слагается также образованиями, близкими Прончищевским, образующими третью ветку, протягивающуюся на запад, к о. Большой Бегичев и п-ову Таймыр.

Прончищевско-Оленёкская полого-складчатая зона слагается тремя структурно-формационными комплексами: среднекаменноугольно-пермским терригенным сероцветным мощностью 1890–3040 м, триасовым туффиново-терригенным пестроцветно-сероцветным алмазонасным мощностью до 590–785 м и юрско-раннемеловым терригенным сероцветным мощностью 1205–1740 м, которые образуют единый тектонический комплекс. Все серии стратифицированных формаций этих 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 раннекиммерийской фаз складчатости. Серии образуют трансгрессивно-регрессивные ритмы более высоких порядков, мощности которых в целом увеличиваются к северо-востоку. Складки с юрскими отложениями фиксируют, видимо, древнюю

кромку шельфа, по которой, как наиболее ослабленной зоне, завершились складчато-надвиговые процессы. Пермские отложения пронизаны дайками и силлами долеритов, субвулканическими телами в виде эруптивных трубок взрыва, сложенных туффизитами, туфами и туфобрекчиями базальтового и трахибазальтового состава. Интрузивные тела совместно с вмещающими породами смяты складчатыми движениями на границе триаса и юры.

В целом зона характеризуется развитием линейных и брахиформных складок с углами падения крыльев  $20\text{--}30^\circ$  субширотного и северо-западного простирания, осложненных продольными взбросами и субширотными левосторонними сдвигами, вдоль которых наблюдается резкое увеличение углов падения пород до  $60\text{--}75^\circ$ .

В пределах кряжа Прончищева складчатая зона представлена несколькими складками, осложненными надвигами, взбросами и сдвигами. Прончищевская антиклиналь, в которой вскрываются пермские, триасовые и юрско-нижнемеловые отложения, – наиболее крупная; сохранилось лишь ее юго-западное крыло. Эта часть структуры осложнена взбросо-надвигами с углами падения сместителей, наклоненных в северных румбах,  $40\text{--}60^\circ$ . Вдоль плоскостей сместителей породы кливажированы, милонитизированы, развальцованы, встречаются мелкие прожилки кальцита. Наиболее смяты пермские и триасовые образования. Западнее Прончищевской антиклинали расположена Муус-Хаинская антиклинальная складка, вытянутая в субширотном направлении и слагаемая в ядре триасовыми отложениями. В своде они залегают полого, а на крыльях погружаются под углами  $10\text{--}15^\circ$ . Складку осложняют надвиги, во фронтальной части которых наблюдается резкое увеличение углов падения пород до  $70\text{--}80^\circ$ . Смещение чешуй по надвигам достигает 800 м [43]. Севернее этой антиклинали расположена пологая синклиналь, выполненная юрскими отложениями и открытая в сторону моря.

В пределах Оленёкской ветки наиболее хорошо изучена Улахан-Юряхская антиклиналь [43], вытянутая в северо-западном направлении на 60 км, согласно простиранию складок мезозойд. В поперечном сечении она представляет собой асимметричную складку с дугообразным, близким к сундучному, профилем, с почти горизонтальным узким сводом, сложенным нижнетриасовыми отложениями. Северо-восточное ее крыло крутое ( $60\text{--}70^\circ$ ), южное – более пологое ( $30\text{--}40^\circ$ ). Ширина складки (по подошве юрских отложений) – 9–10 км, амплитуда – около 200 м. На глубине, в пермских слоях, складка осложнена разрывами амплитудой от первых десятков до 150 м. Как антиклинальная структура складка отчетливо выражена в терригенном пермo-триасовом комплексе. В основании структуры выделяется карбонатная ордовикско-силурийская толща, залегающая, судя по Усть-Оленёкской скважине, на рифейских образованиях. Между ними предполагается срыв. Аналогичное строение имеют более мелкие антиклинальные складки в Оленёкской ветке. Они перемежаются с подобными им по размерам синклинальными складками, образуя серию параллельных кулис северо-западного простирания, и представляют собой самые простые формы деформаций осадочного чехла вдоль окраины складчатой зоны, которые местами осложнены разрывами типа взбросов и надвигов с вертикальными смещениями до 200 м.

Кюлеляхская брахисинклиналь отделяет Улахан-Юряхскую антиклиналь от Прончищевской, приурочиваясь к гравитационному минимуму – «перешейку» между положительными аномалиями антиклиналей. Синклиналь, сложенная угленосными терригенными породами лукумайской и укинской синорогенных свит, вытянута в северо-западном направлении на 35 км. В поперечном сечении она представляет собой асимметричную складку с дугообразным профилем. Ее северо-восточное крыло пологое ( $20\text{--}40^\circ$ ), южное – сорвано Оленёкским левым сдвигом, горизонтальное перемещение по которому оценивается в 30 км. Ширина складки (по подошве лукумайских отложений) – 2–3 км. Отложения, ее слагающие, обычно формируются в межгорных прогибах. В данном случае начало его формирования связывается с образованием структуры типа «пулл-апарт» при первых баррем-альбских сдвиго-надвиговых деформациях и смятии их с превращением в асимметричную синклиналь при завершающих складчато-сдвиговых деформациях в позднем мелу.

Чернохребетнинская складчатая зона (II-A2) западнее рассматриваемого листа (на суше) характеризуется развитием линейных и брахиформных складок с углами падения крыльев  $20\text{--}30^\circ$  северо-восточного простирания, осложненных продольными взбросами и широтными левосторонними сдвигами верхоянского направления. Она слагается двумя структурно-формационными комплексами: среднекаменноугольно-пермским терригенным сероцветным мощностью 3000–3420 м и триасовым терригенным пестроцветно-сероцветным слабоугленосным мощностью до 1480 м. Серии стратифицированных формаций формировались преимущественно в морских условиях, образуя трансгрессивно-регрессивные ритмы более высоких порядков. Базальные кешинская и цветковомысская свиты нижнего триаса на мысе Цветкова содержат потоки трахибазальтов, а также ряд туфовых пачек. Выходы вулканогенных образований левоосиповской толщи с высокожелезистыми базальтами и дацитами развиты на ограниченных участках с преобладанием пород жерловой фации. Каменноугольно-пермские отложения пронизаны силами трахидолеритов и долеритов смятых совместно с вмещающими породами раннекимерийскими (на границе триаса и юры) складчатými движениями.

### **Хатангско-Лаптевоморская эпипозднекимерийская платформа (III)**

Данная геоструктура представлена на территории листа своей юго-западной частью и ограничена на юге Прончищевско-Оленёкской зоной эшелонированных левых сдвигов, сопровождающихся надвигами, а на западе – структурами Южно-Быррангской зоны, принадлежащей к Таймыро-Северо-земельской складчатой области.

Большинство исследователей вслед за А. Ф. Грачевым, Р. М. Деменицкой и А. М. Карасиком [60] традиционно считают, что в пределах Лаптевского шельфа существует рифтовая система, промежуточная между срединно-океаническим хр. Гаккеля и Момским континентальным рифтом.

Б. И. Ким с соавторами [26] также указывают, что «структура Лаптевского седиментационного бассейна включает в себя систему линейных рифтоген-

ных грабенов с осадочным выполнением позднемиоценового–миоценового возраста, перекрытую покровным плиоцен-четвертичным комплексом». Со ссылкой на эту работу Л. И. Красный [97] 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 [68].

Фундаментом молодой Лаптевоморской платформы являются складчатые образования Верхояно-Колымской складчатой области. Прончищевско-Оленёкская складчатая зона, картируемая на материке, – передовая зона складок, принадлежащая к Восточнотаймырско-Оленёкской ранне-позднекимерийской складчатой системе. Кайнозойские образования Терпейской низменности врезаны по региональному Терпейскому сбросу в складчатые образования мезозоя и относятся к чехлу молодой платформы, «кайнозойской впадине моря Лаптевых», по В. Н. Боброву [151] или «Лаптевской области кайнозойского рифтогенного обрушения», по Р. О. Галабале [43].

В соответствии с Легендой Лаптево-Сибироморской серии [195], к осадочному чехлу шельфа относят аптско-верхнемеловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

Р. О. Галабала [43] 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, выразившимся в растяжении земной коры, обрушении и рифтообразовании, в условиях которых формировался кайнозойский чехол. С этим этапом развития Р. О. Галабала связывает геодинамическую перестройку региона, когда режим горизонтальных напряжений, сжатия и скучивания сменился 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 в исследованном районе не вскрыты, но установлены вдоль Быковской протоки дельты Лены [43] и Булунской впадине [53], где они представлены преимущественно континентальными: озерными, озерно-болотными, озерно-аллювиальными, аллювиальными и, вероятно, лагунными отложениями.

В связи с этим в пределах Терпейской низменности выделяется кайнозойский предположительно континентально-морской терригенный структурно-формационный комплекс общей мощностью 815–1035 м, отвечающий на тектоническом отношении этапу формирования молодой платформы на границе складчатой системы и глубоководной впадины. Для данного типа окраинно-шельфовых обстановок характерно образование грабенов, поднятий, горстов и впадин, наследующих структуры складчатого фундамента.



На прилегающем шельфе кайнозойский СФК имеет мощность до 4,2 км и подстилается ниже-верхнемеловыми–нижнепалеоценовыми 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 ограничен в кровле региональным несогласием, сформированным на рубеже от позднего мела до раннего–среднего палеогена. С несогласием 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 (см. схему тектонического районирования по осадочному чехлу, масштаб 1 : 5 000 000). В рамках карты выделены две субрегиональные структуры: Лено-Таймырская область пограничных поднятий и Западно-Лаптевская рифтовая система.

### *Лено-Таймырская область пограничных поднятий (III-A)*

В пределах рассматриваемой территории, по геофизическим данным, в составе Лено-Таймырской области пограничных поднятий выделяются Притаймырский выступ и Хараулахско-Таймырская зона горстов и грабенов.

Впервые Лено-Таймырская область охарактеризована геологами «Севморгео» В. А. Виноградовым, Е. К. Зацепиным и другими 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 [177].

На тектонической схеме Р. О. Галабалы [43] выделялась Лено-Таймырская зона пограничных поднятий, включающая Хараулахско-Таймырскую систему контрастных горстов и грабенов; Притаймырский выступ и Туматский выступ (восточнее границ листа S-50). На представленной авторами «Тектонической схеме» сохранены собственные названия всех этих элементов.

Притаймырский выступ (III-A1). В рамках карты выступ представлен клиновидным блоком, ограниченным двумя сбросами: Восточно-Петровским разломом, срезающим палеозойские структуры Южно-Быррангской складчатой зоны, и Притаймырским, который отделяет следующую, погруженную ступень, относящуюся уже к Западно-Лаптевской рифтовой системе. Разломы выражены градиентами поля силы тяжести. Выступу в целом соответствует положительное гравитационное поле, повышенными значениями которого (более 25 мГал) в западной части оконтуривается горст, с глубокой залегания складчатого фундамента менее 4 км, а пониженными значениями – грабен, расположенный на границе с Таймырской складчато-надвиговой системой.

Хараулахско-Таймырская зона горстов и грабенов (III-A2). 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 [43], 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 сбросу, ограничивающему кайнозойский бассейн, примыкают *Чекальский* (Ш-А2<sup>8</sup>) и *Тонгусский* (Ш-А2<sup>10</sup>) *грабены*. От *Прончищевского* (Ш-А2<sup>6</sup>) *грабена*, простирающегося севернее через всю площадь листа на 250 км, они отделены *Лыгыйским* (Ш-А2<sup>7</sup>) и *Чайдахским* (Ш-А2<sup>9</sup>) *горстами*. Внешнюю часть зоны обрамляют *Цветковский* (Ш-А2<sup>1</sup>), *Песчаный* (Ш-А2<sup>2</sup>) и *Усть-Оленёкский* (Ш-А2<sup>3</sup>) *горсты*. Третью ветвь грабеновых структур Хараулахско-Таймырской зоны представляет *Сахский* (Ш-А2<sup>4</sup>) *грабен*, клиновидно вырождающийся южнее о. Песчаный. Между Сахским и Прончищевским грабенами расположен *Оголохский* (Ш-А2<sup>5</sup>) *горст*.

Глубина залегания поверхности складчатого основания, установленная сейсморазведкой, в пределах выступов варьирует от 1,1–1,5 км на вершине Цветковского горста, до 1,5–2,0 км в сводах Песчаного и Усть-Оленёкского горстов. Сложены горсты, как и в обнаженной на суше части Прончищевско-Оленёкской полого-складчатой зоны, дислоцированными в разной степени комплексами среднего карбона–перми, триаса и юры, 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 подошва «постверхоянского» осадочного чехла прослеживается на глубине от 3–4 км в Сахском до 2–3 км в Прончищевском. На склонах горстов и в днищах грабенов в составе складчатого основания могут присутствовать юрско-нижнемеловые толщи, а в осадочном чехле – верхнемеловые отложения. Вершинные части горстов перекрыты только кайнозойскими отложениями.

Отраженные в сейсмической записи характерные черты строения поздне-кimmerийского фундамента Хараулахско-Таймырской зоны, как продолжения погребенных под верхнемеловыми–кайнозойскими отложениями складчато-надвиговых структур Восточнотаймырско-Оленёкской системы, были показаны на рисунках к главе «Сейсмостратиграфическая характеристика осадочного чехла».

Во многих местах ниже поверхности складчатого основания (рис. 2–6) прослеживаются границы, характеризующие его внутреннюю слоистость и резко несогласные по отношению к подошве чехла (профили 200711, ПК 800-1600; 200717, ПК 2500-3300). Они показывают денудационный срез сводов антиклиналей или запрокинутых моноклиналиных блоков и различную напряженность дислокаций отложений на разных участках.

### ***Западно-Лаптевская рифтовая система (Ш-Б)***

Западно-Лаптевская рифтовая система (или Лаптевский мегарифт, по Т. А. Андиевой, 2008) служит стержневой структурой молодой (эпипоздне-кimmerийской) Хатангско-Лаптевоморской платформы (или Лаптевского

бассейна, который относится к типу бассейнов торцевых пассивных окраин). Эта рифтовая система со сложным внутренним строением в той или иной мере связана с развитием Евразийского суббассейна. Об этом свидетельствует как общее утонение земной коры до 25–23 км в осевых частях бассейна моря Лаптевых, выраженных глубокими грабенами, так и раздробленность осадочного чехла многочисленными сбросами и сбросо-сдвигами.

На площади листа эта область характеризуется погружением позднекимерийского основания бассейна, довольно резко нарастающим западнее системы сбросов: Арынского, Песчаноостровского и Притаймырского разломов, смещенных поперечными сдвигами, наиболее значительным из которых (со смещением свыше 40 км) служит Дунайский разлом. В структуре Западно-Лаптевской рифтовой системы здесь выделяются фрагменты Западно-Лаптевского прогиба, Восточно-Таймырской ступени, Южно-Лаптевской зоны прогибов, Трофимовской зоны поднятий и Усть-Ленской рифтовой зоны.

Западно-Лаптевский прогиб (Ш-Б1) расположен между Притаймырским выступом и периклинальным замыканием Трофимовской зоны поднятий, на площади листа представлен своей южной частью. Складчатый позднемезозойский «фундамент» залегает в прогибе на глубине 7–8 км.

Восточно-Таймырская ступень (Ш-Б2) выделяется как погребенное продолжение Центрально-Таймырского шва и ограничена глубинными разломами (Северным и Хатангским), которые выражены субширотными линейными магнитными аномалиями. Ранее эта зона выделялась Р. О. Галабалой как «Хатангский блок поперечных структур» [43]. Она остается наименее изученной сейсморазведкой, однако имеющиеся данные позволяют допустить, что эта ступень служит порогом, который ограничивает с севера Южно-Лаптевскую зону прогибов. Складчатое основание погружается от 1,5–3 км в западной части ступени, прилегающей к Лено-Таймырской области, до 7 км в пределах перемычки между Западно-Лаптевским прогибом и грабенами Южно-Лаптевской зоны.

Южно-Лаптевская зона прогибов (Ш-Б3) отличается максимальным погружением складчатых комплексов основания бассейна до 10–14 км. С большой мощностью осадочного чехла, возможно, связан и невыразительный характер аномального магнитного поля, представленного положительным фоном от 0 до 25 нТл. С запада на восток, в строении Южно-Лаптевской зоны выделяются: *Восточно-Песчаная ступень* (Ш-Б3<sup>1</sup>), *Арынско-Витязевский грабен* (Ш-Б3<sup>2</sup>), *Исайско-Ребековский горст* (Ш-Б3<sup>3</sup>), *Оленёкский* (Ш-Б3<sup>4</sup>) и *Поповский* (Ш-Б3<sup>5</sup>) *грабены*, разделенные между собой узкой перемычкой.

Основание эпипозднекимерийского чехла залегает на глубине от 3 до 5,5 км в пределах Восточно-Песчаной ступени; по изогипсе 7 км обрисовывается северная периклиналь Исайско-Ребековского горста с цепью локальных выступов, с глубинами 5–6 км. Стержневой структурой Южно-Лаптевской зоны является Арынско-Витязевский грабен, в северной, разветвляющейся на два трога, части которого локализуется глубокая (до 14 км) впадина треугольной в плане формы размерами 80 × 70 км. В Оленёкском и Поповском грабенах, представляющих собой линейные структуры шириной 20–25 км, основание погружено до отметок 9–10 км. В гравитационном поле структуры

Южно-Лаптевской зоны отражаются линейными аномалиями: Арынско-Витязевский грабен – цепью слабо отрицательных (0–5 мГал) значений поля силы тяжести, Оленёкскому и Поповскому грабенам соответствует линейный минимум (< 10 мГал) положительных значений. Разделяющий грабены Исайско-Ребековский горст выражен максимумами 15–20 мГал.

Трофимовская зона поднятий (Ш-Б4) представлена северным окончанием, с глубинами залегания складчатого основания в сводах осложняющих ее локальных поднятий 5,5–6 км.

Усть-Ленская рифтовая зона (Ш-Б5) практически полностью расположена восточнее рамки листа, заходя на площадь незначительным фрагментом, в пределах которого основание чехла зафиксировано на отметках 8,5 км.

*Отложения нижне-верхнемелового СФК* практически полностью компенсируют глубокие впадины и грабенообразные прогибы как Лено-Таймырской области пограничных поднятий, так и прилегающей к ней части Западно-Лаптевской рифтовой системы.

В структурном плане отражающего горизонта L2 (карта базы данных), связанного с поверхностью дат-палеоценового перерыва, в сглаженном виде угадываются очертания Притаймырского выступа и Песчаного горста Хараулахско-Таймырской зоны. Полностью компенсирована, с образованием положительных форм в виде структурных носов, северная часть Сахского грабена и Западно-Лаптевский прогиб. Наиболее погруженными областями в Южно-Лаптевской зоне прогибов остаются северные части Арынско-Витязевского и Оленёкского грабенов, а также и Поповский грабен. Максимальная глубина залегания горизонта в этих грабенах –2800 и –3800 м соответственно. Мощность нижнего СФК в Оленёкском грабене составляет 6–7 км, достигая 10–11 км в центре северной впадины Арынско-Витязевского грабена. Такая же мощность меловых толщ (до 6 км) отмечена в Охотнинской впадине Восточно-Таймырской ступени, которая расположена на продолжении западного трога Арынско-Витязевского грабена.

На северо-востоке площади листа S-50 в Усть-Ленской рифтовой зоне глубины рассматриваемой поверхности достигают 4000–4200 м, при этом мощность нижнего комплекса существенно меньше, чем в грабенах Южно-Лаптевской зоны: здесь она не превышает 4 км. Барьером, который отделяет Усть-Ленскую рифтовую зону от западной части рифтовой системы моря Лаптевых с грабенами ранней стадии заложения, наследующих межгорные прогибы (с преобладанием в разрезе меловых отложений), служит Трофимовская зона поднятий. Как положительный элемент, наследующий структуру складчатого основания, проявлен также Исайско-Ребековский горст.

Горсты и грабены Хараулахско-Таймырской зоны и Южно-Лаптевской зоны прогибов ограничены сбросами северо-северо-западного простирания и сбросо-сдвигами северо-восточного и субширотного простирания. Амплитуда сбросов на уровне кровли комплекса составляет 200–300 м, достигая 1,5–2 км на границе с раннекиммерийским блоком Таймырской складчато-надвиговой системы.

По отражающему горизонту L2 выявлены или намечены по отдельным профилям 26 локальных структур, часть из которых значительных размеров.

В пределах Песчаного горста предположительно локализуется структура Песчаная по изогипсе  $-1200$  м с размерами  $25 \times 17$  км и амплитудой  $200$  м. Одна из зон концентрации локальных структур, в которой сосредоточено девять поднятий, расположена на Восточно-Песчаной ступени и в бортовой части Арынско-Витязевского грабена.

В пределах Исайско-Ребековского горста намечается локальная структура Анастасьевская по изогипсе  $-1800$  м с размерами  $30 \times 24$  км и амплитудой  $100$  м, к северу от которой выделяется цепочка из восьми структур меньшего размера. В Трофимовской зоне поднятий выявлена локальная структура Николаевская по изогипсе  $-2800$  м с размерами  $25 \times 12$  км и амплитудой  $600$  м и два поднятия меньших размеров. Эти поднятия пересечены профилем в пределах Притаймырской ступени, небольшие структуры выявлены также в бортовых частях Оленёкского и Усть-Ленского грабенов.

*Отложения кайнозойского СФК* отличаются нарастанием мощности в восточном направлении от  $0,6$  км до  $4,2$  км и охарактеризованы несколькими отражающими горизонтами, наиболее выразительным из которых (опорным) является сейсмический горизонт L4, отождествленный с границей размыва в среднемиоценовых отложениях.

Характерный блоковый рельеф поверхности сейсмического горизонта L4 отражает очередной импульс растяжения со сдвигом и смещением активности тектонических процессов в восточном направлении, вероятно, связанный с ускорением спрединга в Евразийском суббассейне в среднем миоцене.

На юго-западе эпипозднекиммерийской платформы, в Лено-Таймырской области, над Оголохским горстом в рельефе поверхности L4 выражен выступ по изогипсе  $-500$  м. На месте Песчаного горста в контуре этой же изогипсы локализовано поднятие, а севернее – над бортом Сахского грабена – впадина, в которой глубина залегания горизонта L4 достигает  $1000$  м.

В Южно-Лаптевской зоне прогибов центр осадконакопления смещается в северо-восточном направлении, где в Поповском грабене наблюдается максимальная (до  $1700$  м) глубина залегания горизонта «L4». Более сглаженные очертания по этому горизонту в Западно-Лаптевской рифтовой системе приобретают Восточно-Таймырская ступень и Трофимовская зона поднятий. В ее пределах оконтурены две крупные локальные структуры: Николаевская по изогипсе  $-1200$  м с размерами  $20 \times 10$  км и амплитудой более  $100$  м и не названная структура по изогипсе  $-1100$  м с размерами  $20 \times 20$  км, с амплитудой  $100$  м.

На месте Исайско-Ребековского горста сохраняется Анастасьевская структура, замкнутая по изогипсе  $-700$  м. Ее размеры –  $18 \times 12$  км, амплитуда – до  $100$  м.

#### **Таймыро-Североземельская складчатая область (IV)**

На площади листа расположен небольшой фрагмент входящей в эту область Таймырской складчато-надвиговой системы (IV-A), представляющей собой пояс линейных пликвативно-дизъюнктивных дислокаций северо-восточного простирания, в которых участвуют породы от протерозоя до триаса включительно. В свою очередь, в пределах листа S-50 она представлена самой восточной частью Южно-Бырангской складчатой зоны (IV-A1).

Южно-Бырянская складчатая зона (IV-A1) с позднего рифея являлась частью Сибирской платформы, сложенной платформенными вулканогенно-карбонатно-терригенными образованиями мощностью более 10 км.

Южно-Бырянская зона сложена образованиями двух тектонических комплексов, соответствующих двум основным циклам ее структурно-вещественной эволюции: поздневендско-раннекаменноугольному и среднекаменноугольно-триасовому.

К поздневендско-раннекаменноугольному тектоническому комплексу относятся глинисто-карбонатные осадки мощностью более 3000 м среднедевонского–раннекаменноугольного возраста. Они слагают ядра крупных антиклиналей и тектонические блоки в юго-восточной части горной гряды Бырянга; на рассматриваемой площади не обнажены.

Основная часть Южно-Бырянской зоны слагается среднекаменноугольно-триасовым тектоническим комплексом, в составе которого выделяется мощная (более 5000 м) слабоугленосная паралическая терригенная серия среднего карбона–перми, пронизанная интрузиями позднепермско-триасового возраста.

Южная граница зоны представлена Чернохребетнинским надвигом, по которому отложения среднекаменноугольно-триасового тектонического комплекса надвинуты на образования одноименной складчатой зоны Восточно-таймырско-Оленёкской складчато-надвиговой системы (II-A2) [44].

---

## 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 и 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 юго-западе территории листа западнее Суодемско-Анабарского разлома, по геофизическим данным, предполагается распространение мрамор-гранато-гнейсовых комплексов Хапчанского геологического района Анабарского геоблока. К северо-востоку от него развиты преимущественно нижнепротерозойские комплексы Оленёкского геоблока, видимо, близкие образованиям Сололийского выступа, которые представлены зеленосланцево-метаморфизованными вулканогенно-терригенными углеродистыми отложениями, смятыми в изоклинальные складки субмеридионального простирания мощностью более 2600 м. Отложения прорваны интрузиями гранитоидов и габбро-диорит-сиенитов. Возраст прорывающих эти отложения пегматитов и биотитовых гранитов колеблется от 1839 до 2080 млн лет. Уджинская магнитная аномалия, при асимметричном своем строении образующая дугу, близкую Камчатской, возможно, свидетельствует о субдукционном характере взаимоотношения Оленёкского и Анабарского геоблоков. К завершению архейско-раннепротерозойского цикла вся территория листа входила в состав Северо-Азиатского кратона. Разнопорядковые

структурные швы, разделявшие гетерогенные блоки северо-западного простирания, оказались унаследованными при последующих тектонических преобразованиях региона.

### **Рифейско-ранневендский цикл**

Материалы по смежным регионам свидетельствуют, что рифейско-ранневендский цикл характеризовался образованием на пенепленизированном архейско-нижнепротерозойском складчатом основании существенно карбонатного осадочного чехла, формировавшегося в хатакратонных платформенных условиях в пределах Анабарского геоблока мощностью до 510–520 м и авлакогенно-перикратонных – в пределах Оленёкского геоблока мощностью до 1910–2030 м.

В пределах Оленёкского поднятия, по Р. О. Галабале [43], а также в глубоких скважинах вскрыта нижняя часть разреза рифейско-ранневендских отложений. Их формирование происходило в условиях относительно мелководной морской среды, часто в весьма динамичных обстановках. На стабильных участках севера Сибирского континента накапливались терригенно-карбонатные осадки, в составе которых преобладали доломиты – свидетели повышенной солености бассейна, с широким распространением рифовых построек строматолитов. При углублении морского бассейна и удалении береговой линии (хатыспытское, нелегерское и хараютехское время) формировались осадки, обогащенные органическими остатками, вплоть до образования битуминозных пород. Морские условия осадконакопления эпизодически сменялись выходом на поверхность морского дна и появлением существенно терригенных осадков. Перерывы в осадконакоплении имели место в раннеарымасское и раннедебенгдинское время среднего рифея, в хатыспытское время среднего–позднего рифея и в венде.

В пределах подвижных зон (Билиро-Уджинское поднятие) формировавшиеся карбонатные толщи чередовались с вулканогенно-осадочными образованиями, выполнявшими, по-видимому, прогибы типа тафрогенных. На остальной части Сибирского континента вулканогенные толщи формировались эпизодически в периоды поднятий, оживления подвижек по разломам в виде подводных извержений, образования лавовых покровов и внедрения межпластовых интрузий преимущественно основного состава.

Начало среднего рифея ознаменовалось не только излияниями субщелочных базальтовых лав, но, по-видимому, и внедрением на отдельных участках кимберлитовых тел, поставлявших пиропы, единичные знаки которых встречены в гравелитах уктинской свиты на р. Лена.

Интенсивный вулканизм, проявившийся в поздневендское время, по-видимому, также сопровождался образованием кимберлитовых диатрем, продукты разрушения которых сказались на появлении значительного количества пиропов в базальных верхневендско-кембрийских конгломератах [155]. Существовавший в предпоздневендское время континентальный режим выразился в незначительных размывах, местами в формировании коры выветривания и карстообразовании.



## Поздневендско-раннекаменноугольный цикл

Данный цикл на территории севера Северо-Азиатской плиты характеризуется формированием крупных платформенных структур в условиях режима пассивной континентальной окраины и гомогенизации условий осадконакопления на всей территории листа. 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, среднеордовикско-силурийский и позднесилурийско-раннекаменноугольный. На рассматриваемой площади из формаций этих этапов присутствуют лишь верхневендско-кембрийские и среднеордовикско-силурийские отложения (только на разрезе). Девонско-раннекаменноугольные отложения, предположительно, могут быть развиты в пределах современной акватории моря Лаптевых.

На большей северо-восточной части Сибирской платформы [43], в том числе на южном склоне Оленёкского поднятия за пределами характеризуемого района, на протяжении всего позднего венда–кембрия осадконакопление проходило в условиях открытого относительно глубокого моря. Накапливались известняки, мергели, а также аргиллиты, содержащие большое количество органического материала (ботомские, амгинские, аясуканские и сакские битуминозные сланцы). В исследуемом районе с конца раннего–начала среднего кембрия существовал мелководный бассейн с повышенной соленостью, в пределах которого формировались прибрежные рифовые фации, представленные в основном доломитами, водорослевыми доломитами и доломитовыми брекчиями. Формировавшаяся суша располагалась, видимо, в современной акватории (кембрий отсутствует в Усть-Оленёкской скважине).

В позднем кембрии зона накопления мелководных рифогенных осадков смещалась к югу, вплоть до южного склона современного Оленёкского поднятия. Такое смещение было связано с вовлечением в поднятие современного северного обрамления Лено-Анабарского прогиба. По-видимому, восходящие движения отразились в формировании многочисленных мощных подводно-оползневых брекчий типа олистостром в силигирских отложениях Оленёкского поднятия. Предполагается, что в позднекембрийское время береговая линия моря располагалась примерно вдоль северного борта современного Лено-Анабарского прогиба, а севернее существовала область размыва.

О развитии региона в ордовикское, силурийское и девонское время очень мало данных. В низовье р. Оленёк (скв. 2370) кембрийские отложения полностью размыты. Здесь непосредственно на вендских слоях залегают среднеордовикские слои. Это может свидетельствовать о проявлении каледонских фаз активизации или тектоническом характере контакта в скважине. Учитывая почти полную сохранность кембрийских отложений в Чарчкской и Хастакской скважинах, располагающихся несколько южнее, можно предполагать, что интенсивному предсреднеордовикскому размыву подвергались сравнительно небольшие районы, куда, вероятно, входили территория Восточно-таймырско-Оленёкской складчатой зоны, а также значительная часть шельфа. На остальной территории происходил слабый размыв или существовал мелководный бассейн, который в пределах современного шельфа в среднем–

позднем ордовике преобразовался в относительно глубоководный открытый морской бассейн.

В силурийское время существовали относительно глубоководные обстановки с накоплением осадков доманикового типа (ранний силур). По Р. О. Галабале [43], эпизодически морской бассейн расширялся к югу. Судя по находкам силурийских кораллов в гальках кремневых пород, встречающихся на Сибирской платформе в базальных конгломератах пермских и юрских отложений, раннесилурийская трансгрессия (особенно в лландовери) распространялась далеко вглубь платформы. Но устойчивый морской режим на протяжении ордовика, силура и в девоне существовал только на большей части современного шельфа и на северной окраине современного Верхоянья. При этом юго-западная граница ордовикского–раннекаменноугольного морского бассейна была явно тектонически обусловленной. За ее пределы в сторону платформы силурийские, девонские и каменноугольные моря «выплескивались» только в периоды максимальных трансгрессий. Территория современной северо-восточной части Сибирской платформы представляла собой денудационную равнину. Редкие трансгрессии разрушали ранее сформированные образования. Например, нижнедевонские отложения незначительной мощности (3–9 м) на правобережье Лены залегают на коре выветривания по верхнекембрийским доломитам.

На северной окраине Верхоянья накопление средне-верхнедевонских отложений происходило в относительно глубоководных морских условиях. В позднем девоне формируется осадочно-вулканогенная толща, которая обнажается восточнее в районе дельты р. Лена. В фаменский век происходило некоторое обмеление моря, отразившееся в образовании известковистых песчаников с желваками фосфоритов и появлении в них галек фосфоритов и кремней.

Завершают разрез карбонатной толщи турнейские битуминозные известняки, залегающие согласно на девонских. Эта толща формировалась в условиях расширения морского бассейна, его ингрессии в сторону платформы. В составе нижнекаменноугольных отложений (крестяхская свита) отмечаются вулканомиктовые песчаники и витрокластические туфы риолитов. Отдельные участки современных Лено-Анабарского прогиба и Сибирской платформы в позднем девоне и карбоне претерпевали значительное поднятие и размыв. Здесь с этим этапом связывается внедрение даек основных пород и кимберлитообразование [43].

### **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-раннекиммерийской Таймырской складчато-надвиговой системы. Процессы активизации и складчатости были обусловлены повторно-коллизийными процессами при надвигании Карского геоблока с северо-запада на Северо-Азиатский континент. Для этого же цикла в пределах рассматриваемой территории перикратонное опускание континента на

восток тесно увязывается с началом формирования пород верхоянского комплекса [82]. На листе проявлены три этапа цикла: среднекаменноугольно-позднепермский, позднепермско-раннетриасовый и ранне-позднетриасовый.

**В среднекаменноугольно-позднепермский этап** на территории листа на склоне Анабарской антеклизы (включая Билиро-Уджинское поднятие) при сохранении на Сибирском континенте режима пассивной континентальной окраины формируется буроугленосный конгломерато-песчаниково-алевролитовый ряд формаций внутриконтинентального мелководья мощностью до 660 м юго-западнее рассматриваемой площади с базальным аргиллитом-песчаниковым горизонтом средне-позднекаменноугольного возраста (ханарская свита). На юго-западе листа отмечаются терригенные отложения лишь верхней части этого ряда мощностью до 50 м (потокойская свита).

В сторону Прончищевско-Оленёкской складчатой зоны мощности терригенного ряда формаций после Уэленского уступа – бровки Сибирской платформы – резко увеличиваются до 1890 м, достигая 3000 м, по геофизическим данным, в море Лаптевых. Среднекаменноугольно-пермский ряд формаций на этой площади формировался в условиях прибрежных аккумулятивных равнин; реки давали крупные конусы выноса, которые иногда заливались морем, ингрессировавшим со стороны Верхоянья и к концу ранней перми полностью перекрывшим исследованную часть континента. Колебательные тектонические движения этого этапа отражались в частой смене морских трансгрессий и накоплением осадков разной мористости, регрессиями, перерывами осадконакопления, а иногда размывами территории. Предтатарская эпоха характеризуется тектонической активизацией, отражающей проявление герцинских фаз тектогенеза на Таймыре. Формируются первые линейные полого-складчатые структуры широтного простирания.

**Позднепермско-раннетриасовый этап** характеризуется развитием процессов внутриплитного траппового рассеянного рифтогенеза, сопровождаемых интенсивным базитовым магматизмом, сменяющимся магматизмом горячих пятен с фациальной зональностью с запада на восток, – сменой континентальных условий вулканизма и осадкообразования на морские. На рассматриваемой территории отражением начала траппового вулканизма на западе в поздней перми является формирование вулканомиктовой терригенной толщи (мисайлапская свита) на Прончищевской площади, крупнейшая регрессия моря на всей континентальной части района, а также широкое развитие процессов выравнивания и денудации. Начало индского века характеризуется внедрением силлов и даек долеритов катангского комплекса, сменяющегося излиянием лав основного и, возможно, кислого состава (правобоярская свита) и внедрением даек и силлов, а также формированием трубок взрыва базальт-долеритового состава. Этот этап магматической деятельности приурочен условно к поясу стратовулканов восточного края Сибирской платформы, который протягивается от Восточного Таймыра к краю Прончищева, площадь западнее Билиро-Уджинского поднятия и на юг территории вдоль восточного края Анабарского геоблока. В наиболее прогнутых участках формировались индские лагунные вулканомиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты. По химическому составу и содержанию микро- и редкоземельных элементов, рассматриваемые базальты соответствуют натри-

евым разновидностям толеитовых базальтов, по соотношению гафния, тантала и тория – базальтам деструктивных (нарушенных) окраин континентальных плит (по Д. Вуду, 1979) [117]. Туфы отвечают трахиандезито-базальтам, андезито-базальтам и андезитам калиево-натриевой серии высококалиевого типа. Трахириолит-порфиры, обнаруженные в перекрывающих базальты правобоярской свиты нижнеюрских конгломератах, по химическому составу принадлежат рифтогенному внутриплитному типу кислых пород (на диаграммах П. Маньяка и Ф. Пикколи, 1989; Пирса–Харриса–Тиндля, 1984) [117].

**Ранне-позднетриасовый этап** характеризуется формированием морских отложений, начиная с оленёкского века располагающихся условно восточнее отмеченного выше вулканогенного пояса, перекрывая его на отдельных участках. Эммерсивный режим (пенепленизации) характерен для района Анабарского геоблока.

В начале оленёкского века море трансгрессирует со стороны арктического бассейна вглубь Сибирской платформы, перекрывая вулканомиктовые индские и более древние выветрелые пермские отложения. В морском бассейне отлагались мощные глинистые толщи с прослоями битуминозных известняков в основании. К концу оленёкского века море постепенно мелеет и регрессирует к северо-востоку. В среднем и позднем триасе существовало открытое к востоку море, береговая линия которого заметно реагировала на тектонические события в виде частых трансгрессий и регрессий. Эти события отразились в строении анизийских и ладинских разрезов чередованием песчаных и алевролитовых толщ, появлением континентальных прослоев, местных размывов и регрессий моря за пределы современного континента к началу карнийского века. Наиболее активные тектонические подвижки происходили в районе Центрального Таймыра после интенсивной позднепермской–раннетриасовой вулканической деятельности, сопровождавшиеся накоплением моласс в межгорных впадинах и складко- и горообразованием, завершившимся в конце ладинского века.

Вероятно в это же время поднятию и складчатости подверглись прилегающие к Таймыру и Сибирской платформе части характеризуемой площади: Восточнотаймырско-Оленёкской складчато-надвиговой системы, Лено-Таймырской области пограничных поднятий и Восточно-Таймырской ступени шельфа.

Со среднетриасовым временем на Сибирской платформе связано формирование ультраосновных и щелочно-ультраосновных интрузий. На возможное присутствие их на рассматриваемой территории указывают глыбы гипербазитов, найденные в Прончищевском районе и на побережье Оленёкского залива.

В начале поздне триасовой эпохи произошла новая трансгрессия моря, которая была пульсационной. Это нашло отражение в двухкратной смене морских (преимущественно глинисто-алевритовых) осадков с богатой фауной прибрежно-морскими, лагунными и континентальными осадками. Лагуны и прибрежные равнины граничили с морским бассейном, располагавшимся в пределах современного моря Лаптевых и Верхоянья. С поздне триасовым временем на Сибирской платформе связано формирование многочисленных кимберлитов. Грубообломочные базальные слои каждого из двух поздне-

триасовых ритмов вмещают россыпи алмазов и их спутников. Как показали прогнозно-минерагенические исследования, проведенные в 2009 г. в пределах восточной части Усть-Оленёк-Улаханюряхского района, алмазоносные горизонты имеют неоднородное строение. На отдельных участках, в частности, карнийский горизонт представлен лапиллиевыми туфами жерловой фации ультраосновных(?) пород, туфогравелитами, туфопесчаниками, сформировавшимися в прибрежно-морских условиях за счет фреато-магматической деятельности.

Кроме того, с этим временем связывается корообразование на Сибирской платформе, проходившее в условиях теплого влажного климата с формированием зрелого элювия, вплоть до бокситов. Глубокое выветривание пород, особенно покровов траппов и кимберлитовых трубок, обусловило высвобождение большого количества магнетита, алмазов и их спутников и других минералов, которые сносились реками на приморские равнины и в море.

В целом ранне-среднетриасовая терригенная серия мощностью 535–980 м, сформированная в условиях прибрежно-континентального окраинно-шельфового мелководья, отвечает ряду формаций осадочных бассейнов пассивной континентальной окраины на границе с континентальным склоном.

### **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 Восточнотаймырско-Оленёкским позднекиммерийским складчатый 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 этап 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 ассиметричном передовом прогибе с максимальными мощностями отложений в его ядре. Третий этап 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-регрессивных серии с последовательным увеличением мощностей отложений регрессивных членов вплоть до образования континентальных угленосных фаций: геттанг-раннеааленская, позднеааленско-оксфордская, титон-берриаская и берриас-(валанжин)-аптская.

К началу *геттанг-раннеааленской стадии* вся территория листа была выведена на поверхность и характеризовалась мощными континентальными процессами корообразования и пенеппенизации. В это время были весьма активны денудационные процессы, приводившие к разрушению более древних пород (в том числе пород кристаллического фундамента на Анабарском щите, позднедевонско-раннекаменноугольных и триасовых кимберлитов, пермско-триасовых интрузий), что привело к возникновению повышенных содержаний золота и алмазов в составе нижнеюрских отложений. Накопление преимущественно алеврито-глинистых осадков шло в основном в северо-западной и юго-восточной части Лено-Анабарского прогиба и на западе Прончищевского района, постепенно смещаясь на юг (зимняя и аиркатская свиты). Северное окаймление Восточно-Сибирской платформы, где формировались юрские отложения, являлось шельфовой областью. Геттанг-плинсбахское время можно считать временем расширения морского бассейна и аккумуляции морских осадков на территории листа S-50 (зимняя свита – до 179 м, кыстыкюряхская свита – до 40 м).

В позднем плинсбахе (аиркатская свита – 286 м, джангыйская свита – 110–130 м) площадь моря достигла своего максимума. В это время на большей части севера Восточной Сибири (практически вплоть до Анабарского щита) преобладали мелководные прибрежно-морские условия осадконакопления, для которых характерно постоянное переотложение осадочного материала. В то же время сохраняется мощный вынос реками терригенного материала на внешний шельф. Вся западная половина листа находилась в области сноса (авандельте) крупной речной системы (аиркатская свита), а восточную его часть занимал крупный залив, где седиментация шла в условиях, в большей степени отвечающих открыто-морским (джангыйская свита). Влияние этого речного выноса ощущалось на протяжении всей ранней юры. Благодаря этому богатство фауны и дисперсность материала довольно сильно меняются в пределах листа.

В начале раннего тоара произошла стабилизация в осадконакоплении: пространство аккомодации речных долин свелось к минимуму [69]. Поэтому вынос рек сильно упал; реки выносили в море глинистые частицы, тонкую взвесь, коллоидные растворы и т. д., что позволило накапливаться глинам китербютской свиты (14–31 м) практически повсеместно на внешнем шельфе. В платформенной части прогиба также преобладают глинисто-алевритовые породы этого возраста. Изменение уклона континентального склона в середине раннего тоара (эренская свита – 110 м), поздний тоар – начало аалена (хоргонская свита – 15–30 м) временно усилило снос терригенного материала с континента (курунгская свита – 14–166 м). В тоарской части курунгской свиты характерен трансгрессивный горизонт со своеобразными конденсированными слоями (от 0,1 до 1,0 м), в которых элементы разновозрастной фауны находятся совместно или трудноотделимы друг от друга. Кроме того, отмечаются черные битуминозные сланцы, формировавшиеся за счет желто- и синезеленых водорослей и высших растений – аллохтонного терригенного органического материала, отлагающегося в нормальных морских условиях при влажном теплом климате.

В аалене приплатформенное крыло прогиба, судя по почти повсеместному отсутствию осадков, являлось областью, где преобладали транзитные обстановки осадконакопления. Это говорит о том, что эвстатическое поднятие центральной части платформы прекратилось. Вынос материала с нее в ааленраннем байосе был минимальным, и осадконакопление шло в основном на внешнем шельфе (нижняя пачка арангастахской свиты, с перерывом в основании) и на территории части шельфа, открытой в сторону океана (келимярская серия, 225–305 м). Р. О. Галабала [43] считает, что в это время было похолодание, и определенную роль в осадконакоплении играли плавающие льды. Они приносили в морской бассейн крупные валуны и глыбы кварца, кварцитов, диабазов, а также галечников. Последние встречаются спорадически в верхах разрезов келимярской серии в виде гнезд неправильной формы.

*Позднеааленско-оксфордская стадия* характеризуется увеличением наклона внешней части шельфа. В начале этого процесса между платформенным крылом Хатангско-Ленского перикратонного мегапрогиба и его осевой частью возникла область перегиба (Уэленская зона) – область дна бассейна, где угол наклона поверхности дна оказался аномально высоким (3–4°). Здесь начали формироваться весьма специфические склоновые фации, имеющие клиноформное строение (придельтовая часть р. Средняя, бассейн р. Анабар, арангастахская свита – 16,7 м). Ключевую роль в формировании этих фаций играли фораминиферо-водорослевые сообщества, образывавшие участки поверхностей твердого дна и удерживавшие толщу в стабильном состоянии, предохраняя ее от разрушения и от оползания вниз по склону. Благодаря этому клиноформные фации первоначально арангастахской свиты получили возможность постепенно выдвигаться в сторону открытого океана, наращивая мощность, уменьшая количество песчаного материала в своем составе и теряя свою клиноформную структуру по мере того, как перегиб компенсировался осадконакоплением в ходе этого процесса. Сохранялись в неизменности только три особенности описываемой толщи: известковые водорослевые постройки, наличие раковин остракод и аномальное развитие сообществ секретионных фораминифер, часто доминирующих в разрезах (арангастахская свита) как по количеству раковин, содержащихся в отложениях ааленбайосского возраста, так и по их видовому разнообразию. Эти фациальные особенности распространялись в северо-восточном направлении. Наследницей этих фациальных особенностей можно считать киевскую свиту чекуровской серии (55–60 м), которая на территории Лено-Оленёкского района также имеет в своем составе биогермы фораминиферо-водорослевых сообществ, приуроченных, как и в арангастахской свите, к наиболее песчаным частям разреза, где и формировались, по всей видимости, поверхности твердого дна. Возраст этой свиты – батский.

В келловее процесс опускания на территории бассейна р. Анабар и в Прончищевском районе постепенно затухает (переход от глинисто-алевритовой пачки к пачке с преобладанием песчаников в урюнгтумусской свите). Восточнее опускание шельфа в келловее–оксфорде достигает своего максимума. На Оленёкской протоке в это время формируется толща, состоящая из шарообразных известковых стяжений, по литологическому составу отвечающих матриксу, в который они заключены (алевролит глинистый известко-

вый). Диаметр стяжений – 4–6 см. По мнению Д. К. Комиссарова, породы с такой необычной текстурной особенностью могут получиться из осадков, формирующихся в условиях скатывания их комков вниз по склону (станюрхская свита).

В позднекелловей-оксфордское время и, возможно, в кимеридже произошло осушение большей части территории листа. Отложения этого времени представлены сильно обохренной толщей (нерасчлененные отложения верхней юры – 9,5–22,5 м). По количеству и по мощностям на платформенной части прогиба преобладают слои песчаных отложений и попадаются участки сохранившихся кор выветривания (палеопочв). Ландшафт, судя по всему, был представлен в это время болотистой равниной, местами затопленной обширными, но мелководными бассейнами. Р. О. Галабала [43] по строению станюрхской свиты на северном обрамлении Лено-Анабарского прогиба выделяет, по крайней мере, три цикла осадконакопления, происходивших в раннем, позднем келловее и в оксфордский век. При этом максимальная трансгрессия моря имела место в раннем келловее. Трансгрессии чередовались с регрессиями, крупными седиментационными паузами, размывами и корообразованием. На остальной территории вплоть до волжского века господствовали денудационные процессы, формировалась кора выветривания.

*Титон-берриасская стадия* образует третий, завершающий морской трансгрессивно-регрессивный ритм.

В раннем титоне происходит затопление территории Прончищевского района и Лено-Анабарского прогиба. В это время по всей 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 зернами кварца (30–60 %) и копрофоссилиями из более древних слоев и выпавшими из раствора стяжениями  $P_2O_5$  (30–50 %) и кристаллами глауконита (10–20 %). Кроме этого, 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-нижнеберриасские слои практически не алмазоносны. Область затопления на территории листа была распространена повсеместно и выходит за его южную кромку. Толща битуминозных глин пахсинской свиты (100–150 м) и богатой органикой глинистой пачки, перекрывающей богатый стяжениями фосфора слой буолкалахской свиты (5–7 м), – результат гравитационной дифференциации, возникшей при переотложении осадков в ходе абразионной деятельности моря.

В позднетитон-берриасское время на территории Прончищевского района и к западу от этой территории продолжали накапливаться алеврито-глинистые отложения (пахсинская свита), а на платформенной части прогиба и в Лено-Оленёкском районе формируются толщи чередования песчаников и алевролитов буолкалахской (60–230 м) и чонкогорской (230–300 м) свит. Существовавший морской бассейн в это время являлся относительно глубоко-



водным, но уже во второй половине берриаса отмечено пульсирующее постепенное его сокращение. Западнее территории листа S-50 картируется харабильская свита позднего берриаса–раннего валанжина, которая трансгрессивно перекрывает отложения палеозоя, триаса, средней и верхней юры и выклинивается на данной территории.

На протяжении берриаса вся территория листа была представлена умеренно глубоководной и мелководной областями. Морской бассейн находился в зоне гумидного умеренно теплого климата, в котором присутствует 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 ‰.

*Берриас-(валанжин)-аптская стадия* – регрессивная в целом для юрско-раннемелового этапа. В отличие от более ранних эпох, когда море регрессировало к северо-востоку, в начале мела оно постепенно отступает на запад – в сторону Енисей-Хатангского прогиба. Наиболее молодые валанжинские морские осадки установлены на всей территории листа. Мощности их асимметрично (в отличие от предыдущих стадий) меняются с минимальных на юго-западе (кигиляхская свита – 40–140 м) на платформенном крыле к максимальным в осевой зоне прогиба (кигиляхская свита – до 260 м) и незначительным в Прончищевско-Оленёкской складчатой зоне (нангналахская толща – 30–180 м). На востоке формировались прибрежно-континентальные осадки, образовавшие там озерно-аллювиальную равнину, отдельные участки которой эпизодически заливались морем (кигиляхская и кюсюрская свиты). В валанжинское время вся территория листа характеризовалась неустойчивой гидродинамической обстановкой, происходила смена морских условий на лагунно-морские, а впоследствии – полный переход на настоящие лагунные бассейны, типичные в дальнейшем для готерива [176].

В период с готерива по низы альба, включая апт, на всей территории листа происходил процесс континентального осадконакопления. В пределах площади плащеобразно формируются слабоугленосные толщи, мощности которых незначительно варьируют от 140–205 м на платформенном крыле (кюсюрская, сиктяхская, огнерюряхская свиты объединенные), 240–385 м – в осевой зоне прогиба и до 75–280 м – в складчатой зоне (салгинская свита).

Возрастные и вещественные аналоги этих толщ (балагачанская, тигянская и сангасалинская свиты Енисей-Хатангского прогиба) также характеризуются относительным постоянством на всей площади и близким суммарным порядком мощностей 225–320 м. Можно сделать предположение, что климат, который существовал на тот момент на данной территории, соответствует современному влажному, умеренно теплomu климату [12, 13].

Также следует отметить и существование теплого морского Арктического бассейна, который добавлял в атмосферу некоторое количество тепла в летний сезон и значительно повышал зимние температуры, не давая им опускаться ниже нулевой отметки.

**Ранне-позднемеловой синорогенный этап** характеризуется, начиная с альба (лукумайская свита), а на соседней с запада территории – с апта (рассохинская свита), отложением мощных преимущественно аллювиальных косо-слоистых молассоидных толщ, отражающих начало складко- и горообразова-

ния в Верхоянье и его Восточнотаймырско-Оленёкском окончании. Они перемежаются с аллювиально-озерными обычно угленосными горизонтально-слоистыми осадками.

Р. О. Галабала [43] считает, что этот процесс начался с баррема – формирования сиктяхской свиты, которая параллелизуется им с тигянской, развитой в пределах Енисей-Хатангского прогиба. При этом подчеркивается, что материал для сиктяхской и огонерюряхской свит поступал еще за счет размыва Сибирской платформы. Размыв гор, сдвиговые движения с формированием пулл-апартовских межгорных впадин в Прончищевско-Оленёкской зоне, резкая дифференциация рельефа начинаются в лукумайское время, нарушая структуру нижележащих плащеобразно валанжин-барремских отложений. Альб-сеноманские отложения, сохранившиеся в пулл-апартовских структурах и в ядре Лено-Анабарского прогиба, включают в себе признаки транзитных обстановок осадконакопления: малые мощности (первые десятки, чаще в пределах первых сотен метров), при преобладании грубозернистого материала в составе пород и при наличии линз брекчий (лукумайская свита), галек и валунов переотложенных пород. Большое количество границ размыва и перерывов в осадконакоплении (укинская и менгюряхская свиты) также указывает на «транзитное» происхождение этих отложений.

Судя по находкам в альбских слоях галек с отпечатками карнийских пелеципод и 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 [156, 157]. 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 привносилось золото, обломки кислых и основных пород.

Возможно, сносимый с гор обломочный материал аккумулировался 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 мощности 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.

Отмечается [43], что особенно интенсивно складко- и горообразование в Верхоянье и в пределах Прончищевско-Оленёкской его ветви происходило в поздне меловую эпоху. С сеноман-маастрихтским временем, по-видимому, связано образование главных сдвигов и надвигов Прончищевско-Оленёкской зоны и складчатых юрско-раннемеловых структур.

Осадков того времени, за исключением самых низов разреза позднего мела, в Лено-Анабарском прогибе не сохранилось. Однако степень метамор-

физма углей в самой молодой чарчкской свите свидетельствует о былом существовании там довольно мощной верхнемеловой толщи, которая в кайнозойе была размыта. Приблизительные расчеты, даже с завышением геотермического градиента до  $4^\circ$  на 100 м, указывают на то, что для возникновения температуры в  $80^\circ\text{C}$ , 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 возможно, 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.

**Палеоген-четвертичный посторогенный этап.** Конец позднемеловой эпохи знаменуется затуханием тектонических движений и выравниванием рельефа, которые продолжались в палеоцене [43]. За этот промежуток времени горная страна была значительно сnivelирована, и на обширных площадях в условиях теплого влажного климата формировалась мощная кора выветривания. В результате этого территория Северо-Сибирской низменности, кряжа Прончищева представляла собой невысокую слаборасчлененную полого-наклонную к северу равнину, в пределах которой происходили интенсивные процессы химического выветривания. Коры выветривания мощностью 25–30 м формировались как на Среднесибирском плоскогорье, так и в Прончищевско-Оленёкской складчатой зоне. Возможно, эта поверхность выравнивания простиралась на весь современный Лаптевский шельф, и именно ей соответствует отражающий горизонт L2.

Кайнозойская история развития шельфа связывается с раскрытием Евразийского суббассейна, начало которого предполагается около 56 млн л. н., в конце палеоцена [75].

Начало активизации тектонических движений проявилось в позднем палеоцене, судя по строению разреза наиболее древних палеогеновых отложений во впадинах на соседних территориях (Согинский грабен). На преобладающей части региона в палеоцене существовала денудационная равнина, которая в эоцене претерпевала общее дифференцированное погружение. 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 км. Континентальные фации, развитые в регионе, на шельфе постепенно сменяются дельтовыми и прибрежно-морскими.

В конце эоцена–начале олигоцена на континенте, по-видимому, 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. 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 [79]. На шельфе 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 междуречья Лена–Анабар (или повышения уровня моря) территория низменности покрывается водами мелководного бассейна. Выведенные в результате длительной денудации в миоцене–плиоцене на дневную поверхность мезозойские и палеозойские породы были непосредственно перекрыты плиоцен-нижнеоплейстоценовыми осадками на подавляющей части территории. Накопление осадков в бассейне протекало в сложной фациальной обстановке, в которой сочетались условия сильно опресненных участков и областей с нормальной соленостью. Литологический состав отложений и характер их накопления указывает на то, что формирование этих осадков, по-видимому, происходило в мелководных морских условиях со значительным влиянием речного стока [79, 151, 43]. 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 [79].

Оживление тектонических движений в раннеоплейстоценовое время привело к общему подъему территории. Мелководный плиоцен-раннеоплейстоценовый бассейн покидает пределы междуречья Лена–Анабар, и регион вступил в новую фазу длительной денудации. В это время преобладающим процессом рельефообразования является глубинная эрозия. К этому периоду относится заложение основных мегаформ современного рельефа и крупных речных долин, многие из которых ныне используются современными

ми реками. Речные долины глубоко врезаются (глубина вреза р. Оленёк в низовье составила 80–120 м), в результате чего современная континентальная часть территории подверглась размыву [43]. В низовьях рек Уэле, Анабар, на междуречье Кангалас-Уэле–Хатыгын-Уэлете, а также в бассейне нижнего течения р. Буолкалах в это время существует низменная денудационная равнина. Несколько более расчлененный рельеф был в пределах кряжа Прончищева. Денудационными процессами была в значительной мере уничтожена плиоцен-ранненеоплейстоценовая аккумулятивная равнина.

Начиная со среднечетвертичного времени (тобольский век) врез рек в пределах Северо-Сибирской низменности почти полностью прекратился. Это было обусловлено как среднечетвертичной трансгрессией моря, так и некоторой стабилизацией тектонических движений на континенте [43].

Рассматриваемая территория, по видимому, не подвергалась непосредственному воздействию неоплейстоценовых ледников, которые в максимумы оледенения вплотную подступали к рассматриваемой территории. Неоплейстоценовые покровные оледенения развивались к западу от площади листа, 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 [125]. Вопрос о границах распространения ранненеоплейстоценовых покровных ледников остается открытым. Наиболее древние морены, обнаруженные на западной сопредельной территории, скорее всего, относятся к самаровскому оледенению, которое было максимальным на севере Сибири. В ширтинское межледниковье воды залили большую часть Северо-Сибирской низменности [42]. Вероятнее всего, комплекс отложений среднего звена и казанцевского горизонта верхнего звена начал формироваться именно в данный период. По различию в литологическом составе отложений, наличию морских моллюсков, различных комплексов микрофауны и составам диатомовой флоры установлено, что к северу от кряжа Прончищева существовали прибрежно-морские условия осадконакопления, а к югу от кряжа формирование отложений происходило в мелководном, сильно опресненном бассейне подтопления с влиянием речного стока. Таким образом, кряж Прончищева являлся естественным рубежом между двумя различными обстановками осадконакопления [79]. Последние исследования подтвердили морские условия осадконакопления толщи средневерхненеоплейстоценовых отложений к северу от кряжа Прончищева. Об этом свидетельствуют найденные в ней обломки раковин морских моллюсков, морские диатомовые водоросли и их значительная засоленность. Современные возрастные датировки отложений термолюминесцентными OSL и IR-OSL методами указывают на то, что формирование верхней (и возможно, средней) части данной толщи происходило в тазовско-казанцевское время [148].

Климат на протяжении средне-верхненеоплейстоценового этапа развития был близок к современному. Относительные потепления чередовались с похолоданиями, что устанавливается по смене холодных степей или тундр лесотундрами и лесными ландшафтами, реконструированными на основе спорово-пыльцевых спектров [79].

В раннемуруктинское время произошло снижение уровня моря. На осушившейся прибрежной шельфовой части моря Лаптевых началось формирование озерно-аллювиальной нижнемуруктинской толщи осадков. Во время муруктинского оледенения покровные ледники, сформировавшиеся к западу от территории листа (на Анабарском щите и Таймырском полуострове), скорее всего, подходили вплотную к западной границе листа, не заходя на рассматриваемую территорию. Они не оказывали непосредственного воздействия на рассматриваемую территорию, 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, размытых уже в позднем голоцене, и на месте которых в настоящее время наблюдаются обширные мелководные банки [118, 9]. Вокруг островов-останцов формировалась муруктинская генерация палеодолиной сети, отлагались аллювиальные осадки. По последним данным, накопление едомного комплекса пород с характерным сингенетичным жильным льдом началось на данной территории в позднемуруктинское время, с рубежа около 60 тыс. лет назад [9].

В каргинское время происходит проникновение морских вод в пределы Приморской низменности, но уже в значительно меньшем масштабе, чем в средне-верхнеплейстоценовый этап развития. По побережью Приморской равнины на высоте 20–30 м участками наблюдается террасовидная поверхность каргинского возраста. Последние данные по буровому профилю от мыса Мамонтов Клык в прибрежной части моря Лаптевых свидетельствуют, что в каргинское время здесь существовали морские условия осадконакопления, сменившиеся на пресноводные. По-видимому, речной сток сильно опреснил прибрежный бассейн, отчлененный от основного морского бассейна значительными массивами островов-останцов ледового комплекса пород, сформировавшихся на осушенной в муруктинское время прибрежной части и в настоящее время в значительной мере исчезнувших [9, 118]. На сопредельной территории листа S-49 по побережью Хатангского залива также развиты морские террасы каргинского возраста [42].

За пределами проникновения морских вод в каргинское время формируется III надпойменная терраса высотой 25–35 м.

В сартанское время из-за понижения уровня моря береговая линия отступила далеко на север за пределы картируемой области. Береговая линия моря располагалась далеко к северу от картируемой площади – на отметках более 100 м ниже современного уровня моря [43] или по другим данным, на отметках около 40 м ниже современного уровня моря [67]. Сартанское оледенение было значительно более слабым, чем муруктинское; ледники, сформировавшиеся к западу от листа имели значительно меньшие размеры, но также оказывали влияние на рассматриваемую территорию. В сартанское время здесь существовали перигляциальные условия, продолжалось формирование комплекса льдистых едомных образований, на осушившемся шельфе происходило формирование сартанской генерации палеодолиной сети.

В конце сартанского времени в долинах начала формироваться II надпойменная терраса и озерно-аллювиальная толща. С этим временем связано начало трансгрессии моря.

Существовавший в сартанское время арктический климат в начале голоцена сменился на более теплый. Именно в начале голоцена в лаптевоморском секторе Арктики имел место климатический оптимум голоцена. Вследствие потепления климата на территории суши начинается активное развитие термокарста с образованием озерных котловин, завершается формирование II надпойменной и озерно-аллювиальной террас. Уровень моря повышается до 15 м выше современного, о чем свидетельствует раннеголоценовая морская терраса, ингрессионо входящая в долины рек, начинает формироваться дельта р. Оленёк [103]. По крупным рекам формируется I надпойменная терраса и продолжают формироваться отложения аласов.

Во второй половине голоцена вновь отмечается некоторое похолодание, ограничившее развитие термокарста. В долинах начинает формироваться пойма, а по небольшим рекам завершается формирование I надпойменной террасы. Уровень моря постепенно снижается до современного; возможно, снижение происходило в два этапа, о чем свидетельствуют две позднеголоценовые морские террасы высотой 5–8 и 2–3 м с соответствующим возрастом в 3620 лет и 930–1070 лет [103]. Колебаниями уровня моря в это время с амплитудой не менее 5 м обусловлено строение эстуарных и дельтовых террас низовьев р. Оленёк, сложенных органогенно-минеральными осадками (неразложившиеся зеленые мхи, пушица, древесина, песок). Последнее заметное повышение уровня моря в этом районе имело место в первой трети XIX века, что уже отмечено в картографических представлениях об этой территории.

---

---

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа S-50 находится на сочленении трех крупных морфоструктур – акватории моря Лаптевых, Северо-Сибирской низменности и кряжа Прончищева, который, вместе с едва заходящим на территорию листа западным окончанием кряжа Чекановского, структурно является крайней северо-западной частью Оленёкской ветви Верхоянской складчатой области. Современный рельеф характеризуется прямой унаследованностью от древних геологических структур.

Большую часть территории суши листа занимает Уэленская равнина – крупная депрессия субширотного простирания, относящаяся к восточной окраине Северо-Сибирской низменности. Это цокольная позднечетвертичная аккумулятивная равнина, сформировавшаяся на денудированной поверхности субгоризонтально залегающих меловых отложений. Абсолютная высота равнины колеблется от 10–30 м в пониженной центральной части и до 80–100 м по периферии. Она представляет собой обширную слабонаклонную, плоскую или пологоволнистую поверхность. По периферии она сформирована льдистой едомной толщей, а в центральной пониженной части – озерно-аллювиальными и аллювиальными осадками. Поверхность равнины осложнена термокарстовыми котловинами и долинами водотоков. Ближе к юго-западной, южной и юго-восточной границам листа, на высотах 80–100 м аккумулятивный плащ истончается, и равнина становится практически цокольной.

С севера Уэленскую равнину обрамляет кряж Прончищева (высотой до 291 м), протягивающийся от Анабарского залива на западе до устья р. Оленёк на востоке. Он сложен моноклинально залегающими терригенными мезозойскими породами, предопределившими куэстово-грядовый характер рельефа кряжа. В северной своей части он представлен четко выраженными в рельефе параллельно вытянутыми цепями куэстовых гряд субширотного простирания. Северные, обращенные к морю, склоны хребта круто поднимаются над низкой аккумулятивной Приморской равниной, прилегающей к берегу моря Лаптевых, южные – полого спускаются к долине р. Уэле. На крутых северных склонах часто развиты обвально-осыпные процессы, иногда встречаются нивальные цирки и ниши. В плане цирки подковообразные или серповидные, площадью 1–3 км<sup>2</sup>, глубиной 20–50 м. Южная часть кряжа Прончищева также является цепью куэстовых гряд, но в связи с тем, что слагающие его пласты пород имеют здесь более пологое залегание, «куэстовость» рельефа менее выражена. Хребет прорезан речными долинами, глубина вреза которых достигает 100–150 м.



Приморская равнина протягивается вдоль побережья моря Лаптевых, поверхность ее довольно ровная и наклонена к северу от кряжа Прончищева к морю. Наклон равнины обусловлен тем, что южная часть равнины (высотой до 60–70 м), примыкающая к кряжу, сформирована на относительно возвышенной льдистой едомной толще. Далее к северу равнина располагается на террасовидной поверхности морских и озерных каргинских отложений (высотой 20–30 м), а у побережья на морских террасах – раннеголоценовой (высотой 12–15 м) и двух позднеголоценовых (высотой 2–3 м и 5–8 м), переходя к берегу моря на широкие пляжи и осушки. Поверхность равнины осложнена термокарстовыми котловинами и прорезана узкими долинами рек. Морские берега в самой западной части, где равнина становится цокольной, – обрывистые, абразионные высотой до 30–40 м, а в восточной части – первые метры.

Рельеф дна моря Лаптевых в границах листа отличается чрезвычайно пологими уклонами. Глубины в 10 м появляются только на удалении 10–13 км от береговой линии. Плоская поверхность дна сложена алевритами, песчаными алевритами и органическим материалом (растительные остатки, мамонтовая кость), сносящимися сюда в результате разрушения ледового комплекса пород (едомы), продолжающегося со значительными скоростями (до 5–8 м/год). Несмотря на значительные скорости осадконакопления, акватория продолжает углубляться из-за продолжающегося вытаявания льда, в огромных количествах (до 80 %) содержащегося в отложениях ледового комплекса пород. Поэтому на месте исчезающего берега и островных массивов остаются мелководные банки, но они заметно углубляются в течение десятилетий. По данным гидрографии и гранулометрического состава пород, слагающих поверхности дна, доказывається, что в недавнем прошлом (поздний неоплейстоцен–голоцен) южная часть моря Лаптевых представляла собой значительные массивы или барьеры островов с изолированными почти пресноводными заливами и губами [9]. Многолетнемерзлые породы под водами моря залегают в приурезовой полосе у поверхности дна; по мере удаления от берега их кровля погружается до 40 м на расстоянии до 12 км. Но здесь она уже довольно высокотемпературная (около  $-1^{\circ}\text{C}$ , в отличие от  $-12^{\circ}\text{C}$  в толще, вскрывающейся в береговых уступах) и мощность ее не превышает нескольких десятков метров. То есть в сторону моря «вечномерзлая» толща выдается в виде козырька, который значительно тонен на расстоянии до 15 км от береговой линии.

## РЕЛЬЕФ СУШИ

По морфогенетическим и возрастным признакам на территории суши листа S-50 выделяются следующие генетические типы рельефа: структурно-денудационный, эрозионно-аккумулятивный и аккумулятивный.

### Структурно-денудационный рельеф

На рассматриваемой территории структурно-денудационный рельеф развиг в пределах кряжа Прончищева и западного окончания кряжа Чекановского, а также на Уэленской равнине (преимущественно по ее периферии) и представлен различными генетическими категориями. Возраст структурно-

денудационного рельефа определяется по началу расчленения древних (мел-палеогеновых) поверхностей выравнивания, которое продолжается по настоящее время.

*Рельеф, образовавшийся в результате препарировки моноклиально залегающих пластов осадочных пород (P-Q<sub>n</sub>)*, развит в пределах кряжа Прончищева и западного окончания кряжа Чекановского. Он предопределен складчатой структурой мезозойской северной окраины Верхоянья. Данный тип рельефа представлен хорошо выраженными в рельефе цепочками куэстовых гряд, сформировавшимися в результате денудационной препарировки различных по прочности моноклиально залегающих терригенных мезозойских пород. В северной части кряжа Прончищева куэстовые гряды выдержаны по простиранию, их параллельно вытянутые цепи протягиваются в субширотном направлении практически на всем протяжении кряжа. Его северные крутые, обращенные к морю, склоны возвышаются на 70–200 м над низменной аккумулятивной Приморской равниной, прилегающей к берегу моря Лаптевых. Максимальные абсолютные отметки кряжа здесь колеблются от 153 до 291 м. Южные склоны, спускающиеся к долине р. Уэле, – пологие; их крутизна зависит от падения пластов и колеблется от 3–5° до 10–12°. Куэстовые гряды расчленены мелкими поперечными седловинами и речными врезами. Аналогичный куэсто-грядовый рельеф также развит на западном окончании кряжа Чекановского, заходящем с востока на территорию листа – на гряде Тас-Туруорбут-Хаята, максимальные высотные отметки которой колеблются от 100 до 158 м. Южная часть кряжа Прончищева также представлена цепью куэстовых гряд, но более пологих вследствие субгоризонтального залегания формирующих их пород. Северные, более крутые склоны возвышаются здесь над окружающей местностью на первые десятки метров, южные пологие склоны гряд сильно расчленены эрозионным врезом. Максимальные абсолютные отметки кряжа здесь колеблются от 130 до 182 м.

*Рельеф, образовавшийся в результате препарировки субгоризонтально залегающих пластов осадочных пород (P-Q<sub>n</sub>)* развит преимущественно на периферических водораздельных возвышенных (высотой до 80–100 м) участках Уэленской равнины. В меньшей степени он представлен на отдельных пониженных (35–60 м) водораздельных участках центральной части равнины, где аккумулятивный четвертичный плащ истончен, и водоразделы покрыты чехлом элювиальных, солифлюкционных и делювиальных образований, которые развиты на денудированной поверхности субгоризонтально залегающих мезозойских пород. Также этот тип рельефа развит на северо-восточном окончании кряжа Прончищева, к северу от гряды Нёлох-Керикете, в районе верховий р. Мус-Хая; абсолютные высотные отметки здесь достигают 110–130 м.

Это пологоволнистый и полого-холмистый рельеф; для него характерны ступенчатость склонов, выраженных сглаженными прерывистыми уступами, сформированными на разных по прочности породах, и умеренная расчлененность с глубиной вреза рек до 60–80 м. Водоразделы пологие, пологоволнистые, покрыты чехлом склоновых образований. Их поверхность часто осложнена мерзлотными формами рельефа – буграми пучения и солифлюкционными оплывами.

## Эрозионно-аккумулятивный рельеф

*Пойма, надпойменные террасы и склоны речных долин* ( $Q_{II-IV}$ ). Наиболее крупными реками на территории листа являются Оленёк, Анабар и Уэле. Река Оленёк на картируемую площадь заходит только своей устьевой частью и при впадении в Оленёкский залив формирует дельту. На том участке, где она прорезает кряж Чекановского, ширина долины достигает 7 км. Долина имеет трапециевидный профиль, ее склоны относительно крутые (до 20–30°), высотой до 120 м. В пределах кряжа Прончищева долины рек глубоко врезаны (до 100–150 м), характеризуются шириной от первых десятков метров до 1 км. На тех участках, где они идут вкрест 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 цепей куэстовых гряд), асимметричны, крутизна их пологого склона близка падению пород [151].

В пределах Северо-Сибирской низменности речные долины отличаются типично равнинным характером. Реки сильно меандрируют, их долины имеют трапециевидный или ящикообразный профиль с пологими или средней крутизны склонами, часто оплывшими, реже с эрозионными обрывистыми склонами. Ширина долины р. Анабар в районе ее притока р. Половинная достигает 6,5 км (а в нижнем течении, на сопредельном листе S-49 – до 8–10 км). При значительной ширине долина характеризуется преимущественно трапециевидным профилем, с высотой склонов до 50 м. На территории листа преобладают крутые, иногда обрывистые берега. Ширина долины р. Уэле в нижнем–среднем течении преимущественно составляет 3–5 км, а в низовье расширяется до 10 км. Берега в основном низкие, оплывшие; в низовьях, ниже впадения р. Салга, высота склонов достигает 25–30 м. Устьевая часть р. Уэле подтоплена и, по сути, является ответвлением Анабарской губы. Долины менее крупных рек, таких как Буолкалах, Песчаная, Урасалах и Средняя имеют ширину от нескольких сотен метров в верхнем и среднем течении до 2–3 км (реже до 4 км) в нижнем течении, с высотой склонов до 30–40 м.

В долинах рек, помимо высокой и низкой пойм, выделяются три уровня террас: I – от 4–6 м по малым рекам до 8–10 м по крупным, II – 12–25 м, III – 25–35 м. Террасы и пойменные уровни часто заболочены и расчленены ложбинами старых русел, в которых развиты старичные озера. По поверхности террас широко развиты полигональные грунты.

В связи с тем, что рассматриваемая территория не подвергалась непосредственному воздействию неоплейстоценовых ледников, на относительно возвышенных участках на юге и юго-западе листа сохранились фрагменты древней речной сети. Отдельные участки долин пра-рек часто довольно хорошо прослеживаются и дешифрируются на дистанционной основе. Помимо упомянутого выше фрагмента древней речной сети, протягивающейся с юго-востока от долин рек Испиян и Эремит (верхних притоков р. Кангасалах-Уэле) на северо-запад до оз. Улахан-Кюэль, также наблюдаются участки пра-долин в верховьях р. Уэле и ее притоков. Ширина пра-долин – от 1–2 до 4 км, их использует и прорезает современная гидросеть. В своем нижнем течении р. Уэле также, вероятно, использует долину пра-реки, возможно Пра-Анабара [151].

## Аккумулятивный рельеф

Данный тип рельефа наиболее широко развит на описываемой территории 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 Приморской равнины и представлен плоскими и пологонаклонными равнинами, развитыми на комплексе морских террас, протягивающихся вдоль побережья Анабарского и Оленёкского заливов и моря Лаптевых. Эти террасы различны по протяженности и ширине и чередуются вдоль побережья с участками абразионных уступов. Наблюдается три уровня аккумулятивных морских террас, сформировавшихся в голоцене: две позднеголоценовые (высотой 2–3 м и 5–8 м) и раннеголоценовая (высотой 12–15 м) [103]. На геоморфологической схеме данные террасы объединены вследствие мелкого масштаба.

Позднеголоценовые террасы имеют плоскую, часто заболоченную, испещренную мелкими озерами поверхность, прорезанную многочисленными протоками. На п-ове Терпьяй-Тумус и в низовьях р. Песчаная они заходят на сушу до 8 км от береговой линии. Раннеголоценовая терраса высотой до 15 м развита как по побережью, так и по долинам рек, куда она ингрессионно вторгается. По долинам рек Урасалах, Юлах-Юрях и Чайдах-Юрях она прослеживается на расстоянии до 13 км от моря. На мысе Терпьяй-Тумус эта терраса высотой около 15 м и шириной до 1,5 км хорошо выражена среди окружающих ландшафтов своим красновато-коричневым цветом. Поверхность террасы плоская, иногда заболоченная, осложненная небольшими озерами.

*Рельеф, созданный совместной деятельностью озер и моря ( $Q_{III}$ )*, развит на Приморской равнине. Он сформировался на отложениях каргинского бассейна, вначале морского, а затем опресненного, но сохранявшего гидравлическую связь с морем [9]. Эти отложения сформировали террасу, участки которой наблюдаются в районах рек Песчаная, Юлах-Юрях, Чайдах-Юрях, Булун-Юрях и Аллах. Терраса имеет плоскую и пологонаклонную поверхность, располагающуюся на высоте 20–30 м. Ее максимальная ширина обычно около 5 км, а в бассейне р. Чайдах-Юрях достигает 10 км. От расположенной гипсометрически ниже раннеголоценовой морской террасы она отделяется нечетким уступом. Данная терраса вложена в льдистые едомные образования, и вследствие этого ее тыловая граница нечеткая. Терраса осложнена многочисленными озерами и расчленена современной гидросетью.

*Слабовогнутые и плоские озерно-болотные равнины ( $Q_H$ )* довольно широко распространены сетью «пятен» разного размера на территории листа в пределах Приморской и Уэленской равнин. Расположены они на абс. отм. от 20 до 80 м. Озерно-болотные равнины сформированы большей частью по голоценовым термокарстовым впадинам, созданным в результате протаивания льдистых пород. Их котловины имеют крутые склоны, плоские или слабобугристые торфяно-глинистые днища, почти всегда с реликтами озер в них. Такие озерно-болотные низины иногда террасированы.

*Плоские и пологонаклонные озерно-аллювиальные равнины ( $Q_{II-H}$ )* развиты в бассейнах рек Уэле, Буолкалах и Средняя. Располагаются они в области раз-

вития озерно-аллювиальных отложений, которые формируют террасовидную поверхность и по высоте соответствуют уровню II надпойменной террасы (12–25 м). Но в бассейне р. Средняя, где они сформировались на отложениях средне-верхнеплейстоценового возраста, они располагаются на абс. отм. до 70 м. Озерно-аллювиальные равнины характеризуются плоским и пологоволнистым рельефом, осложненным многочисленными озерами. По ним часто развиты полигональные грунты и бугры мерзлотного пучения.

*Плоские и пологонаклонные аллювиально-морские равнины ( $Q_H$ )* распространены на островах дельты р. Оленёк и в ее приустьевой части. Это низкая поверхность, расчлененная протоками и старицами, с большим количеством мелких озер, часто заболоченная. Высота ее колеблется от 2 до 5 м. На песчаных поверхностях часто развиты небольшие песчаные гряды и дюны.

*Слабовсхолмленные и пологоволнистые едомные равнины ( $Q_{III-H}$ )* широко распространены на территории листа в пределах Приморской и Уэленской равнин и приурочены к водораздельным пространствам, располагаясь на абс. отм. от 40 до 90 м. Развиты они по поверхности едомных образований – лессовидного криогенного комплекса льдистых осадков, формировавшегося в перигляциальных условиях и имеющего сложный генезис. Окончательной общепринятой точки зрения о генезисе данных образований до сих пор нет. Предположительно они формировались в результате комплекса эоловых, озерных, озерно-болотных, аллювиальных, озерно-аллювиальных, нивационных и солифлюкционных процессов. Поверхность едомных равнин в значительной степени затронута термокарстовыми процессами, проявившимися в образовании озерных котловин, и осложнена формами мерзлотного рельефа – буграми пучения и гидролакколитами.

*Рельеф, созданный комплексом склоновых процессов (Q)* развит в нижних частях склонов кражей Прончищева и Чекановского, на абс. отм. от 60 до 120 м.

В нижней части склонов, на месте их сочленения с верхами равнин, протягиваются шлейфы склоновых образований, формирование которых происходит под действием различных склоновых и мерзлотных процессов: нивационных, десерпционных, солифлюкционных, выветривания, криппа и плоскостного смыва. Наиболее широкие шлейфы развиты по южным частям склонов, являющихся пологой стороной куэстовых гряд. Это наклонные субгоризонтальные поверхности и склоны, расчлененные эрозионными ложбинами и осложненные конусами выносов.

*Делювиально-солифлюкционные 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 цокольных равнин и склоновым частям кражей. Делювиально-солифлюкционные шлейфы, также часто развиты по нижней части склонов речных долин, нивелируя и сглаживая эрозионные врезы. Это наклонные субгоризонтальные поверхности и их склоны, часто осложненные в нижней части оплывами и буграми пучения.

## РЕЛЬЕФ МОРСКОГО ДНА

Шельф моря Лаптевых в границах листа преимущественно мелководный. Наибольшие глубины (40–50 м) сосредоточены в Хатангском желобе, огибающем с востока побережье п-ова Таймыр, а также в северо-восточной части листа (45–65 м). На остальной площади отметки глубин медленно возрастают от береговой линии в северном и северо-восточном направлении, в основном не превышая 20–25 м.

Ранее на площадь моря Лаптевых общие, частные и специальные геоморфологические карты и схемы в масштабе 1 : 2 500 000 составлялись неоднократно [192, 32, 166, 179, 185, 203]. Однако для целей Госгеолкарты геоморфологические построения на этом участке шельфа не проводились. Геоморфологическая схема шельфа масштаба 1 : 2 500 000 для данного листа составлена по аналитическому принципу [132] с использованием приемов системно-морфологического анализа [106].

Основной морфологический каркас рельефа дна на рассматриваемой площади образован линиями выпуклого и вогнутого перегиба. Элементарные поверхности представлены преимущественно площадками (террасами) и разделяющими их уступами. В виде единичных примеров встречаются подножья. Ступенчатое строение дна отражает этапы формирования рельефа шельфа в ходе позднесартанской – голоценовой трансгрессии, последовавшей после глубокой сартанской регрессии, имевшей место около 18 тыс. л. н.

На фоне серий равнин, террас и разделяющих их уступов заметно выделяется Хатангский желоб, а также протяженные долины палеорек, которые лежат на продолжении современных магистральных речных систем – Хатанги, Анабара и Оленёка [24, 101, 146].

На поверхности ступеней встречаются редкие положительные формы высотой 10–15 м, достигающие 25–30 км в поперечнике, преимущественно плосковершинные, изометричные, реже угловатых очертаний. Они представляют собой реликты ранее существовавшей здесь суши, сложенной мерзлыми толщами и размытой в ходе позднесартанской трансгрессии. В желобе, руслах подводных долин, реже в пределах ступеней встречаются линейные переуглубления 10–15 м протяженностью 10–25 км. В большинстве случаев они являются реликтами речной палеосети, существовавшей здесь на субэральном этапе развития территории. Более изометричные депрессии дна могут быть связаны с проявлениями термоденудации и термокарста.

Глубины в Хатангском трогообразном желобе в основном составляют 40–50 м. Он имеет плоское днище шириной 25–30 км; у его восточного склона прослеживается цепочка вытянутых западин, фиксирующих положение реки, которая протекала здесь во время сартанской регрессии.

Крупные речные палеодолины на дне моря Лаптевых имеют днища шириной до 10–12 км, при этом ширина долин между бровками склонов достигает 25–40 км. Более узкой (12–25 км) является долина Пра-Хатанги. Глубина врез паалеодолин в настоящее время составляет 20 м, реже – 25 м. Во время сартанской регрессии он был больше, но при последовавшей затем трансгрессии значительные объемы слабоустойчивых мерзлых пород, слагающих между-речья, были размыты, а днища долин заполнились осадками. Воздействие

трансгрессирующего моря на рельеф различных участков дна было неодинаково ввиду прерывистого хода трансгрессии. Наибольшая переработка субаэрального рельефа происходила на этапах относительной стабилизации уровня моря [101].

Ввиду малого количества геологических данных, генезис рельефа дна определен со значительной долей условности. Выделен структурно-денудационный, денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный рельеф.

### **Структурно-денудационный рельеф**

*Склоны, созданные комплексом денудационных процессов ( $N_2-Q_H$ ).* К этой категории отнесен западный склон Хатангского желоба, приуроченный к разрывному нарушению. Высота этого склона превышает 40 м, уклоны значительны для выровненного шельфа моря Лаптевых и в среднем составляют около 0,0016. Склон первоначально оформился, вероятно, в связи с началом неотектонической активизации в плиоцене. В зависимости от палеогеографической обстановки агенты денудации менялись, но склон продолжил свое развитие, по-видимому, вплоть до настоящего времени. Соответственно, возраст данной поверхности – плиоцен-голоценовый.

### **Денудационный рельеф**

*Морские термоабразионные равнины, выработанные в мерзлых толщах ( $Q_{III_4-N^2}$ )* занимают значительные площади Лаптевоморского мелководья в центральной части листа. Развита они на глубинах 10–25 м, характеризуются ничтожными уклонами и выработаны, в основном, в ходе срезания наступающим позднесартанским морем слабоустойчивых мерзлых толщ. При этом часть мерзлой толщи оказалась под водой и со временем начала испытывать деградацию. Скорости термоабразионного углубления дна оцениваются по-разному и, по отдельным оценкам, могут превышать 20 см/год. Не исключается, однако, что процесс разрушения происходил уже в каргинское время [78]. Учитывая известные факты исчезновения островов на поверхности рассматриваемых равнин в историческое время, возраст этих поверхностей оценивается как позднесартанский–позднеголоценовый.

*Морские термоабразионные склоны подводных возвышенностей и холмов ( $Q_{III_4-N^2}$ )* имеют локальное развитие на поверхности вышеозначенных равнин. Они фиксируют реликты суши, подвергшейся размыву в ходе позднесартанской трансгрессии. Поскольку преобразование этих поверхностей термоабразией происходит и ныне, время формирования определено как поздний сартан – поздний голоцен. В большей степени подвержены переработке подводные склоны южных румбов [78].

*Эрозионные склоны речных палеодолин ( $Q_{III_4}$ )* имеют широкое развитие во всем диапазоне глубин, за исключением современных прибрежных зон, где субаэральный рельеф нивелирован морем. Уклоны эрозионных склонов меняются от 0,001 до 0,0016. Они выработаны реками во время сартанской регрессии, когда море отступало за пределы современного шельфа. Не исключается, однако, что они были заложены ранее в предшествующие регрессив-

ные фазы. В ходе ингрессии, а затем и трансгрессии моря эрозионные склоны могли быть отчасти моделированы термоабразией и термоденудацией, но имеющиеся данные не позволяют это уверенно утверждать. Возраст рассматриваемых склонов – сартанский.

### **Денудационно-аккумулятивный рельеф**

Денудационно-аккумулятивный рельеф представлен тремя категориями, формирование 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, наступавшим позднесартанским морем посредством термоабразии и термоденудации при участии аккумуляции наносов, поступавших в ходе размыва больших объемов мерзлого грунта. Продолжают развитие в настоящее время, в особенности вблизи береговой линии. Возраст – позднесартанский–позднеголоценовый.

*Морские абразионно-аккумулятивные террасы и равнины* ( $Q_{III_4}$ ) в границах данного листа имеют крайне ограниченное развитие на глубинах 25–30 м и 40–45 м. Формирование их связывается с ранними этапами позднесартанской трансгрессии, а именно с фазами, когда имела место временная стабилизация уровня моря.

*Морские абразионно-аккумулятивные склоны* ( $Q_{III_4}$ ) позднесартанского возраста развиты, в основном, в северо-восточной части листа на глубинах 25–55 м, уклоны их составляют около 0,001. По существующим представлениям, они были сформированы в ранние фазы позднесартанской трансгрессии во время относительно быстрого подъема уровня моря.

### **Аккумулятивный рельеф**

Аккумулятивный рельеф представлен четырьмя категориями.

*Аллювиально-морские равнины приустьевых областей современных рек* ( $Q_{H^2}$ ) развиты у современного побережья на взморье дельты р. Оленёк. Глубины моря здесь не превышают 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. Возраст поверхности – позднеголоценовый.

*Морские равнины дна современных заливов и бухт* ( $Q_{H^2}$ ) 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. Развитие этих поверхностей началось с установлением современного уровня моря и продолжается в настоящее время, их возраст – позднеголоценовый.

*Морские и аллювиально-морские равнины в днищах желобов и палеодолин* ( $Q_{III_4-H^2}$ ) развиты на глубинах от 25 м до 50 м и более. Они начали формироваться в ходе позднесартанской ингрессии моря в понижения рельефа, созданные эрозионной деятельностью рек. По мере развития трансгрессии, аллювиальные условия сменялись аллювиально-морскими, а впоследствии –



морскими. Возраст поверхностей данной категории – позднесартанско-позднеголоценовый.

*Делювиально-пролювиальные подножия склонов (N<sub>2</sub>-Q<sub>III</sub>)* Хатангского желоба протягиваются узкой полосой в основании этих склонов в западной части листа. Выделены они по морфологическим особенностям контакта склонов и днища желоба. Формировались одновременно с развитием вышерасположенных склонов за счет поступавших с них осадков. В основном это происходило до того, как здесь окончательно установились морские условия. Возраст данной категории поверхностей – плиоцен–поздний неоплейстоцен.

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. 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 [78]. Абразионные берега объединены с абразионными отмершими. В границах листа преобладают термоабразионные и абразионные берега при подчиненной роли аккумулятивных: созданных волнением и обусловленных устьевыми процессами.

### **История развития рельефа**

Общие представления об истории развития рельефа Лаптевоморского шельфа сложились уже к 1980-м годам [24, 32, 101].

Историю развития бассейна в позднем неоплейстоцене рассматривают как череду регрессивных циклов расчленения рельефа и сменявших их этапов морского выравнивания, степень которого зависела от скорости подъема уровня моря, баланса наносов и неотектонических движений. Основанием для этого послужили реликты субаэрального рельефа, его неравномерная сохранность в сочетании со ступенчатым строением поверхности дна и другие признаки.

В периоды похолоданий в субаэральных условиях происходило формирование мерзлоты. При наступлении моря мерзлые толщи в разной степени подверглись переработке. Последняя сартанская регрессия привела к полному осушению шельфа и расчленению его поверхности долинами крупных рек, реликты которых мы наблюдаем в современном рельефе дна в виде линейных переуглублений. Последующее наступление моря, начавшееся в позднесартанское время, происходило, в первую очередь, путем ингрессии в эти долины. С дальнейшим подъемом уровня море вышло на водораздельные пространства, где стали активно размываться массивы суши, сложенной многолетнемерзлыми породами. С установлением современного уровня моря процессы термоабразии и термоденудации сконцентрировались в зоне современного волнового воздействия в прибрежной зоне материка и островов.

Современные рельефообразующие процессы на дне и берегах обусловлены рядом активных и пассивных факторов [127]. К первым относятся проявления гидродинамического воздействия: ветровые волны, волны зыби, при-

ливные, сгонно-нагонные и постоянные течения. Ко вторым – фоновые характеристики, обуславливающие специфику проявления активных факторов в конкретных геолого-географических условиях: климатические, ледовые и криогенные; а также рельеф дна и берегов, состав и строение рельефообразующих отложений. Характерна выраженная сезонность как активных, так и большой группы пассивных факторов, поскольку большую часть года море покрыто льдом. Широко развиты термоденудация и термоабразия. Происходит постепенное углубление мелководий, которое по разным оценкам составляет от 2 до 5 см/год. Скорости отступления берегов, сложенных многолетне-мерзлыми толщами, в море Лаптевых колеблются в широких пределах: от 0,5 до 6–7 м/год, составляя в среднем около 5,5 м/год [Жигарев, 1997]. Что касается разрушения островов, то с большей скоростью отступают берега южной экспозиции. Воздействие льда на дно проявляется в выпахивании борозд глубиной около 1,5 м, а также в образовании валов.

Рельеф берегов и дна южной части моря Лаптевых в значительной степени определяет современные ландшафты и геоэкологическую ситуацию [26]. На рассматриваемой площади отсутствуют геоморфологические условия для возникновения устойчивых депоцентров и существенных скоплений загрязняющих веществ. Материал, поступающий в водную толщу при разрушении побережья, выносится с шельфа в глубоководные районы в несколько этапов [98]. Трассами для движения потоков осадочного вещества в сторону океана являются подводные долины. По ним же на шельф проникают океанические воды [73].

---

---

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Вся информация о полезных ископаемых листа S-50 представлена на картах полезных ископаемых, закономерностей размещения полезных ископаемых, прогноза на нефть и газ. При их составлении использованы данные ранее проведенных исследований, новые опубликованные и фондовые материалы по листу и сопредельным территориям и результаты полевых работ, выполненных авторами в 2007–2008 гг. Все сведения о полезных ископаемых приведены по состоянию на 1.01.2011 г.

На территории листа S-50 известны девять месторождений и 32 проявления каменного угля, одно проявление и три пункта минерализации железа, один шлиховой ореол галенита и сфалерита, два литогеохимических и 19 шлиховых ореолов золота, два локальных и три площадных ореола платиноидов, одно проявление и 18 пунктов минерализации фосфоритов, одно россыпное проявление, 74 локальных шлиховых ореола алмазов и два их минералов спутников – пирропа и пикроильменита, а также два проявления поделочных камней. Кроме того, на карте полезных ископаемых показаны проявления нефти и газа, газовые ореолы метана и проявления нафтеновых кислот.

На площади рассматриваемого листа выделяются формации полезных ископаемых: нефтяная, газовая, каменных углей энергетических, бурожелезняковая кор выветривания и оолитовая осадочная, фосфоритовая терригенная желваковая, алмазоносных туффзитов кимберлит-лампроитовой серии, алмазоносных и золото-платиноносных россыпей, а также камнесамоцветная россыпная. Полезные ископаемые известны только на континентальной части листа. В Лено-Анабарском прогибе расположены месторождения каменного угля, которые в настоящее время определяют основную промышленную ценность района. По окраинам прогиба известны нефтепроявления, притоки газа и битумопроявления, россыпные проявления алмазов, золота, сопутствующих платиноидов, пункты минерализации железа, фосфоритов, шлиховые ореолы свинца и цинка.

Практический интерес на территории листа могут представлять месторождения и проявления меловых каменных углей, россыпные проявления алмазов карнийского горизонта и коренных источников алмазов туффзитово-кимберлитового генезиса, меньшее значение имеют четвертичные россыпные проявления алмазов, золота, платиноидов. Территория обладает высокими перспективами выявления месторождений газа и нефти.

# ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

## НЕФТЬ И ГАЗ

В Лено-Анабарском прогибе прямые признаки нефти и газа, а также битумопроявления обнаружены в венд-кембрийских, пермских и мезозойских отложениях. На прискладчатом крыле Лено-Анабарского прогиба в пределах *Улахан-Юряхской антиклинали* (V-3-7), скв. Р-1, К-317, К-308 и другими вскрыты пермские отложения, в которых установлены породы со сплошным или пятнистым пропитыванием битумами, а также с его рассеянной вкрапленностью. Содержание осмоленного, реже среднего хлороформенного битумоида «А» (ХБА) составляет 0,1–0,4 (до 0,8 %). На контакте пород перми и триаса в интервале 409–497 м (скв. К-317) в керне трещиноватого песчаника визуально наблюдалась капельно-жидкая темно-бурая вязкая нефть. В скв. Р-1 на глубине 531 м в песчаниках верхней перми отмечался битуминозный кальцит [46]. Коллекторские свойства пород невысокие: пористость 4,7–9,1 %, проницаемость – первые единицы мД. Более широко развиты газопроявления, связанные с верхнепермскими отложениями; газировали скв. О-305, К-306, К-310, К-317 с дебитом до 20 м<sup>3</sup>/сут, а в скв. К-308 в течение трех недель наблюдалось газоводяное фонтанирование с расходом воды 600 м<sup>3</sup>/сут и дебитом газа 20 м<sup>3</sup>/сут. Вода по составу хлоркальциевая, близка к водам Ильинского нефтяного месторождения Белогоро-Тигянского нефтегазоносного района. Химический состав воды (г/дм<sup>3</sup>): Na + К – 4,14, Са – 0,12, Mg – 0,04, Cl – 6,64, SO<sub>4</sub> – 0,005, HCO<sub>3</sub> – 0,17 при общей минерализации 11,1. Газ метановый следующего состава (%): CH<sub>4</sub> (91,58–92,98); CO<sub>2</sub> (0,45–0,56); O<sub>2</sub> (0–1,35); N<sub>2</sub> (6,44–6,57); тяжелых углеводородов (0,01–0,06).

На крыже Прончищева в разрезе глинисто-алевролитовой толщи верхней перми содержание ХБА – 0,15–0,24 %, при содержании C<sub>орг</sub> 0,8–1,35 %. Проницаемость верхнепермских и нижнетриасовых пород не превышает первые единицы мД, при пониженной пористости, что объясняется наложенной карбонатизацией пород в пределах Прончищевско-Оленёкской зоны разломов.

Мезозойские отложения слабобитуминозны. В пределах *Улахан-Юряхской антиклинали* в скв. К-327 из туффицитов индского яруса нижнего триаса получен углеводородный газ, а в перекрывающей пачке мергелей в трещинах и порах отмечена капельно-жидкая нефть бурого цвета (V-3-7). Битум иногда встречается вместе с кальцитом, заполняющим трещины и пустоты в глинистых известняках, залегающих среди линз в аргиллитах. Пористость пород – 2,04–19,65 %, проницаемость – 100–120 мД [46]. Нефтепроявления, выявленные на *Улахан-Юряхской антиклинали*, связаны с трещиноватыми зонами. Характеристика битуминозности более древних отложений, не обнаженных на территории листа S-50, дается по смежным площадям. Вязкие битумы установлены в основании тоарских слоев нижней юры в бассейне р. Келимяр (за южной рамкой листа). В нижнем течении р. Оленёк проявления вязких битумов, близких по составу к мальтам и нефтям, отмечены в прослое сидеритизированных известняков среди глинистых отложений средней юры, где битумы присутствуют в виде примазок и выполняют трещины. Повышенная битуминозность и обогащение органическим веществом характерны также

для пород основания титонского яруса верхней юры на платформенном крыле Лено-Анабарского прогиба [156].

На платформенном крыле прогиба на территории листа S-51 битумопроявления вскрыты скв. Р-50 на левобережье р. Оленёк в устье р. Табын в интервале 890–1050 м. Они приурочены к верхним горизонтам кавернозных доломитов, представляющих собой закарстованную, выветрелую в предпермское время, часть разреза лапарской свиты\* (Є<sub>3</sub>). Битумы выполняют каверны и встречаются в виде налетов и примазок по трещинам.

На смежной с юга территории отложения лапарской свиты выходят на дневную поверхность (северное крыло Оленёкского поднятия).

Содержание битума в кавернозных доломитах здесь достигает 9,81 %. Значения пористости – от 1,92 до 26,42 %, проницаемости – от 0 до 849 мД. Битумы вязкие черные, реже темно-коричневые.

Битуминозность доломитов пятнистая или полосчатая в зависимости от расположения пустот. Они могут быть отнесены к керитам и асфальтам с примесью менее измененного битума типа мальт [95]. На территории листа S-50 породы лапарской свиты находятся на глубине 2000 м. Средний групповой состав битумов (%): масел – 49,5; смолы – 19,2; асфальтенов – 39,3; карбидов – 10,9. По составу битумы могут быть отнесены к керитам и асфальтам с примесью менее измененного битума.

В скв. Р-50 и частично в скв. К-34 вскрыты пермские битуминозные песчаники мощностью 50 м, откуда получены притоки воды с пленкой густого черного битума (0,01–0,12 %) и газа с дебитом 45–50 м<sup>3</sup>/сут. Газоносными являются песчаники нижней части разреза пермских отложений в интервале 840–890 м. Газ бесцветный, состава (%): СН<sub>4</sub> – 73,62; N<sub>2</sub> – 18,72; O – 4,13; СО<sub>2</sub> – 0,39; тяжелых углеводородов – 3,14. В интервалах глубин 728–732 м и 840–844 м керн песчаников содержит капельную нефть. В скв. К-34 повышенное количество битума в песчаниках перми (до 0,86 %) отмечается в 90–100 м ниже кровли пермских пород при мощности вскрытого разреза 124 м. Всего выявлено 10 битумосодержащих горизонтов пермского возраста. В этих горизонтах наряду с твердыми и полужидкими битумами выявлена и капельно-жидкая нефть. Пермские песчаники и алевролиты характеризуются благоприятными коллекторскими свойствами, пористость их в скв. К-34 изменяется в пределах 2–29 %, чаще – более 20 %, проницаемость в среднем выше 100 мД (до 4230).

На смежной с юга территории в пределах Оленёкского поднятия повышенная битуминозность установлена в Чарчыкской скважине в вендских и нижне-средне-кембрийских отложениях, которые подстилают пермские-триасовые отложения Лено-Анабарского прогиба [43].

Отложения туркутской свиты верхнего венда на Оленёкском поднятии наиболее битуминозны 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 %.

---

\* Здесь и далее название свит дано в Легенде Оленёкской серии листов Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 200 000; на листе S-50 эти свиты показаны как вендская система верхний отдел-кембрийская система нерасчлененные.

Битумы черного или коричневого цвета от хрупких до вязких. Растворимость их при горячей экстракции в хлороформе колеблется от 15 до 100 %, в связи с чем их можно отнести к керитам. Средний групповой состав хлороформного экстракта битумов (%): масла – 17,9; смолы – 20,8; асфальтены – 12,2; карбиды – 38,8 [95]. Пористость пород обычно не превышает 10 %, проницаемость 2–19 мД.

В отложениях венд-нижнекембрийской кессюсинской свиты выделяются два слоя, обогащенных битумами. Верхний слой мощностью 10 м представлен оолитовыми известняками, интенсивно пропитанными битумами. Групповой состав хлороформного экстракта битумов (%): масла – 7,8; смолы – 5,5; асфальтены – 4,9; карбиды – 81,8. Нижний слой песчаников, отделенный от верхнего толщей аргиллитов, имеет мощность 2–10 м. Битумы в отложениях кессюсинской свиты черные, углеподобные, хрупкие. Породы кессюсинской свиты на листе S-50 находятся на глубине 2000–2500 м.

В среднекембрийской битуминозной пачке горючих сланцев и известняков мощностью до 10 м содержание битума «А» равно 0,04–0,16 % (иногда 0,3 %), а  $C_{орг.}$  – 7–9 %.

В пределах Лено-Анабарского прогиба выделен ряд газогеохимических аномалий разной контрастности [43]. В долине нижнего течения р. Оленёк (V-3-9) и в приустьевой части р. Буолкалах (V-3-19) по профилю протяженностью 280 км отобрано 130 проб свободного, 23 пробы сорбированного газа и 82 пробы донного грунта. По составу 73 % исследованного газа относятся к азотному и кислородно-азотному, 12 % – к существенно азотному, 15 % – к метаново-азотному, азотно-метановому и метановому газу. Около 70 % проб содержат до 2 %  $CO_2$ . В пробах, отобранных по р. Уэле (V-1-6, V-2-21) и в приустьевых частях ее притоков – р. Салга (V-1-1) и р. Хатыгын-Уэлете (VI-2-5), обнаружены повышенные концентрации углеводородов. Содержание метана составляет 43,8–85,3 % (в среднем 54,8 %), отношение метана к азоту изменяется в пределах 0,89–1,91 (в среднем 1,36). Содержание водорода достигает 0,04 % (VI-2-5).

Гомологи метана свободных и сорбированных газов достигают 0,092 %; среди них этана – 21–64 %, пропана – 25–70 %, бутана – 10,6 %. Концентрация  $C_{орг.}$  в осадках 0,2–0,5 %.

По данным прогнозно-минерогенических исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» в бассейне р. Песчаная газы относятся к метаново-азотному типу; содержание метана составляет 49,31–55,73 %, его отношение к азоту изменяется в пределах 1,02–1,32; отношение  $CH_4/CO_2$  составляет 22,5–28,9. Газ глубинный (коровый), судя по соотношению изотопов  $^4He/^{20}Ne$ , доля мантийного гелия составляет около 0,3 % (IV-1-1, IV-1-2). В устье р. Половинная, вблизи р. Анабар газ существенно метановый (76,09 %), при содержании азота 17,68 %, отношение метана к азоту – 4,3;  $CH_4/CO_2$  – 12,2 (VI-1-9). Южнее, в нижнем течении р. Средняя (правом притоке р. Анабар) в двух газовых пробах содержание метана составляет 48,1–52,9 %, отношение метана к азоту – 1,0–1,23; метана к углекислому газу – 12,2–13,1 (VI-1-9, VI-1-20, VI-1-24). Изотопный состав углерода, метана и его гомологов подтвердили глубинность большей части газа из газопроводов обследованных озер и водотоков (табл. 6).

**Изотопный состав углерода в пробах приповерхностного газа из водотоков, отобранных при маршрутных исследованиях на полевых работах 2008 г.**

№№ п/п	Полевой номер пробы	Пункты отбора проб газа	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰			Примечание
			$\text{CO}_2$	$\text{CH}_4$	$\text{C}_2\text{H}_6$	
8	7	В русле р. Средняя	-38,9	-52,9	-36,8	Изотопы $\delta^{13}\text{C}$ других гомологов метана определялись выборочно
9	2202	Устье р. Песчаная	-38,5	-53,3	-35,8	
10	10	В русле р. Анабар	-27,8	-57,5	н/о	
11	IG-2	Из озера близ р. Песчаная	-19,2	-59,5	-36,7	
12	IG-1	В русле р. Песчаная	-19,6	-53,6	н/о	
13	4	В устье р. Тонобут	-38,1	-63,5	н/о	

Примечание. Привязка пунктов отбора проб газа приведена на Карте фактического материала; дата отбора проб – июль 2008 г.

На Терпейской низменности (IV-2-1, 2, 3, 4; IV-3-1, 2, 3, 4) и в бассейне нижнего течения р. Уэле (V-1-2, 4) в гидрохимических пробах обнаружены гидрокарбонатно-натриевые воды с повышенной минерализацией и присутствием нафтеновых кислот (0,75–1,37 мг/л), которые могут явиться продуктом окисления жидких УВ и служить косвенным показателем вертикальной миграции нефти [151].

На платформенном крыле Лено-Анабарского прогиба битуминозные карбонатные отложения туркутской свиты верхнего венда, венд-нижнекембрийской кессюсинской и верхнекембрийской лапарской свит регионально распространены. Они образуют единую протяженную зону суммарной толщиной 80–160 м битумонасыщения метаново-нафтеновых углеводородов на глубинах от 2000 до 3500 м. Битумы по степени преобразования относятся к керитам и асфальтам с примесью менее измененного битума типа мальт. Вторая зона битумонасыщения с битумами типа мальт, реже асфальтов в породах перми толщиной 50 м располагается над первой на глубинах 500–1500 м. На прискладчатом крыле Лено-Анабарского прогиба битуминозность пород перми и триаса, судя по данным бурения скважин Р-1, К-317, К-308, носит локальный характер.

### ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

**Уголь каменный.** В центральной части территории суши листа S-50 располагается западная часть Оленёкского каменноугольного района. Площадь района ограничена распространением угленосных отложений раннего–позднего мела, выполняющих западную часть Лено-Анабарского прогиба. Пласты каменного угля рабочей мощности (более 0,7 м) приурочены к терригенным континентальным отложениям кюсюрской, сиктяжской, огонерюряжской объ-

единенных свит, лукумайской, укинской свитам нижнего мела и чарчкской свите 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 девять месторождений и 32 проявления каменного угля, а также 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 (*Буолкалахское*, VI-3-5), остальные восемь – с разведанными в 1950–1960-х годах запасами и прогнозными ресурсами высоких категорий, пониженными к настоящему времени до категории  $P_3$ . Угленосные отложения Оленёкского каменноугольного района продолжаются на восток, где их насыщенность пластами промышленной мощности заметно возрастает.

*Месторождение Салганское (V-1-3)* расположено в среднем течении р. Салга и локализовано в отложениях укинской свиты. В пределах месторождения выделяются в широтном направлении три разобщенных проявления угля на протяжении 14 км. На всех проявлениях прослежен в южном направлении на 5–6 км угленосный пласт рабочей мощности 1,1–1,5 м, залегающий субгоризонтально на втором приводораздельном уступе. Угли относятся к классу гелитолитов с содержанием витринита 80–95%. Угли гумусовые, переходные от длиннопламенных к газовым. Зольность углей 10,4%, содержание серы высокое – 0,6%, средняя теплота сгорания – 6782 ккал/кг [183] (табл. 7). Ресурсы углей категории  $P_3$  составляют 100,1 млн т.

*Месторождение Чохо-Юяргское (V-2-16)* расположено в бассейне верхнего течения р. Чохо-Юярге, приурочено к отложениям укинской свиты, в разрезе которой наблюдаются три пласта каменного угля: один в основании и два в верхней части. Нижние пласты слабо обнажены, верхний – прослеживается на 7 км в юго-восточном направлении. Залегание пластов пологое, падение 1–3°, промышленного пласта – 0°40'–1° юго-западное.

Средняя мощность – 1,2–1,9 м, максимальная – 3 м. В пределах месторождения проявлены сбросы северо-западного направления, смещающие пласты углей. Угли от матовых до блестящих, кларено-дюреновые смешанного и фюзено-кларенового состава. Зольность углей – 15,6%, содержание серы – 0,22% [45, 182] (табл. 7). Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  углей месторождения составляют 239 млн т.

*Месторождение Аллахское (V-3-1)* находится в бассейнах рек Аллах, Алексейка и Кирянне и приурочено к отложениям укинской и чарчкской свит. На месторождении в основании укинской свиты вскрыты три угленосных пласта мощностью 2,0; 1,0 и 1,2 м, разделенные пачками переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью 4–7 м. Только нижний пласт выдержан по мощности (2 м) и прослеживается по всей площади месторождения. В верхнем горизонте укинской свиты также выделены три пласта каменного угля, из которых верхний пласт мощностью 1–1,5 м, залегающий в кровле свиты, прослеживается на 15 км, а два других имеют непостоянную мощность и не выдержаны по простиранию. В разрезе первого



## Характеристика качества гумусовых углей месторождений и проявлений Оленёкского каменноугольного района на листе S-50

Месторождение и его номер на карте	Свита и горизонт	W <sup>a</sup> , %	A <sup>d</sup> , %	S <sup>d</sup> общ, %	V <sup>r</sup> , %	Q <sup>r</sup> , ккал/кг	C <sup>r</sup> , %	H <sup>r</sup> , %	(N+S+O) <sup>r</sup> , %	d, г/см <sup>3</sup>
Салганское (V-1-3)	Укинская, I	<u>9,6–10,8</u> 10	<u>5,4–13,6</u> 10,4	<u>0,4–0,8</u> 0,6	<u>37,5–42,8</u> 31,8	<u>6452–6921</u> 6782				
Чохо-Юрягское (V-2-16), проявления (V-2-6, 8, 9, 17)	Укинская, I	<u>5,7–10,0</u> 8,4	<u>6,0–27,9</u> 15,6	<u>0,20–0,25</u> 0,22	<u>32,9–59,0</u> 42,5	<u>6470–7491</u> 6900	<u>71,0–75,1</u> 73,4	<u>3,7–6,2</u> 4,8	<u>17,8–22,2</u> 22,4	
Улахан-Юряхское (V-3-11), проявление (V-3-13)	Укинская, I	<u>5,1–10,9</u> 7,6	<u>12,2–27,6</u> 16,9	<u>0,2–0,3</u> 0,25	<u>29,9–39,2</u> 34,5	<u>5250–7247</u> 6750				
Буолкалахское-Нижнее (V-3-17)	Укинская, нижний	<u>5,1–10,9</u> 7,6	<u>12,2–27,6</u> 16,9	<u>0,2–0,3</u> 0,25	<u>29,9–39,2</u> 34,5	<u>5250–7247</u> 6750				
Буолкалахское-Нижнее (V-3-17)	Чарчкская, I	<u>10,5–15,2</u> 12,8	<u>7,5–10,8</u> 9,3	<u>0,1–0,2</u> 0,17	<u>43,2–46,7</u> 44,6	<u>6204–7491</u> 6847	<u>69,0–75,1</u> 71,8	<u>3,6–6,2</u> 4,6	<u>18,7–26,9</u> 23,6	1,40
Буолкалахское-Нижнее (V-3-17)	Чарчкская, II	<u>9,0–14,3</u> 10	<u>7,7–30,0</u> 20,8	0,2	<u>46,3–50,6</u> 48,4	<u>5755–6357</u> 6056	<u>65,4–70,9</u> 68,2	<u>3,0–4,3</u> 3,8	<u>25,3–30,3</u> 27,8	
Улахан-Кюельское (VI-3-2), Улахан-Кумах-Юряхское (VI-3-7), Буолкалахское (VI-3-5), Хастахское (VI-3-12)	Укинская	4,4–10,7	3,3–24,0	0,2–0,7	27,4–45,6	6478–7660	73,2–81,4	3,3–5,1	14,1–22,3	
Проявления (V-3-10, 16, 18, 20)	Чарчкская, I	<u>10,5–15,2</u> 12,8	<u>7,5–10,8</u> 9,3	<u>0,1–0,2</u> 0,17	<u>43,2–46,7</u> 44,6	<u>6204–7491</u> 6847	<u>69,0–75,1</u> 71,8	<u>3,6–6,2</u> 4,6	<u>18,7–26,9</u> 23,6	
	Чарчкская, II	<u>9,0–14,3</u> 10,0	<u>7,7–30,0</u> 20,8	<u>0,2–0,2</u> 0,2	<u>46,3–50,6</u> 48,4	<u>5755–6357</u> 6056	<u>65,4–70,9</u> 68,2	<u>3,0–4,3</u> 3,8	<u>25,3–30,3</u> 27,8	
	Чарчкская, III	9,5	38,0	0,2	46,1	6221	69,2	4,1	26,7	
	Чарчкская, IV	10,6	8,9	0,2	45,1	6120	71,2	3,6	25,2	

Месторождение и его номер на карте	Свита и горизонт	W <sup>a</sup> , %	A <sup>d</sup> , %	S <sup>d</sup> общ, %	V <sup>r</sup> , %	Q <sup>r</sup> , ккал/кг	C <sup>r</sup> , %	H <sup>r</sup> , %	(N+S+O) <sup>r</sup> , %	d, г/см <sup>3</sup>
Проявление (VI-2-4)	Укинская, гл. 58 м	7,4	5,4	0,5	35,0	7285	77,5	4,7	17,8	1,38
Проявление (VI-2-1)	Укинская, гл. 112 м	7,4–8,3	5,0–6,5	0,3	33,4–36,2	7071–7199	75,7–79,0	4,0–4,7	17,0–19,6	1,40
Проявление (VI-2-3)	Укинская, гл. 121 м	7,2	6,1	0,4	34,9	7428	79,2	4,6	16,2	1,41
Проявление (VI-2-2)	Укинская, гл. 136 м	6,8	4,0	0,2	38,4	7284	77,1	4,09	18,0	1,40
Проявление (VI-3-15)	Кюсюрская+огонер- юрская	8,1–10,3	7,3–9,2	0,3–0,5	39,9–41,1	6883–7372	73,8–76,2	4,7–5,8	20,0–21,5	
Проявления (VI-3-1,4)	Менгюряхская и чарчкская	5,3–9,5	3,4–16,8	0,1–0,3	37,4–46,0	6124–7432	68,6–77,9	4,1–5,1	17,0–27,3	

Пр и м е ч а н и е. Показатели качества угля: W – содержание влаги; A – зольность; S – содержание серы; V – выход летучих веществ, Q – теплота сгорания; C – содержание углерода; H – содержание водорода; (N + S + O) – сумма содержаний азота, серы, кислорода; d – удельный вес. Состояние угля: а – аналитическое, d – сухое, r – рабочее.

угленосного горизонта чарчыкской свиты залегает один пласт угля с изменчивой мощностью от 0,45 до 2,4 м. На месторождении выявлено семь пластов угля общей мощностью 8,1 м. Они приурочены к первому и второму угленосным горизонтам укинской и к первому горизонту чарчыкской свиты. Угли длиннопламенные [182, 46]. Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  углей месторождения Аллахское составляют 1817 млн т.

*Месторождение Улахан-Юряхское (V-3-11)* расположено на левом берегу в среднем течении р. Улахан-Юрях и приурочено к отложениям нижнего угленосного горизонта укинской свиты. На юго-востоке оно граничит с Буолкалахским-Нижним месторождением. Мощность угольного пласта изменяется от 1,7 до 2,4 м (при среднем 2,06 м) протяженность – 20 км. Угли характеризуются средней зольностью – 16,9% и небольшим содержанием серы – 0,25% [46] (табл. 7). Ресурсы каменных углей категории  $P_3$  составляют 862,7 млн т.

Наиболее детально изученным среди месторождений и углепроявлений западной части Оленёкского каменноугольного района является *месторождение Буолкалахское-Нижнее (V-3-17)*. Оно приурочено к пологопадающим на юго-запад под углом 1–3° угленосным горизонтам укинской и чарчыкской свит. В нижнем угленосном горизонте укинской свиты продуктивным является второй пласт мощностью 1,1–1,5 м. Уголь матовый кларено-дюреновый. Верхний угленосный горизонт с одним пластом угля мощностью 1,5–5,1 м имеет сложное строение и разделен прослоями углистого аргиллита на две пачки угля мощностью 2,2 м и 2,35 м. Пласты угля прослежены более чем на 25 км по простиранию. Первый угленосный горизонт чарчыкской свиты содержит до трех угольных пластов, из которых лишь верхний мощностью 1,1–2 м представляет практический интерес. Мощность пласта на правобережье р. Молохо составляет 2,2–2,5 м, на водоразделе рек Буолкалах-Молохо она изменяется от 1,1–1,2 до 2,0 м, на правом берегу р. Буолкалах не превышает 0,7 м. Пласт угля прослежен по простиранию более чем на 20 км. Уголь клареновый с липоидными компонентами. Второй угленосный горизонт чарчыкской свиты включает два угленосных пласта. Нижний пласт характеризуется линзовидным строением с частым замещением по простиранию углистыми аргиллитами. Верхний пласт прослежен по всей территории месторождения. Его мощность изменяется по направлению с юго-востока на северо-запад от 2,5 до 0,7 м. Уголь клареновый с липоидными компонентами [49]. Качественная характеристика углей месторождения по свитам приведена в табл. 7. Ресурсы категории  $P_3$  каменных углей месторождения Буолкалахское-Нижнее составляют 1808 млн т.

*Месторождение Улахан-Кюельское (VI-3-2)* расположено в 7,5 км к юго-востоку от оз. Улахан-Кюель. Месторождение приурочено к отложениям укинской свиты, в разрезе которой открыты четыре пласта мощностью от 0,3 до 2,0 м. Наиболее мощный (2,0 м) продуктивный пласт угля выявлен на глубине 154 м. Залегание углей субгоризонтальное, с углом падения пород 30–40' на север [49]. Характеристика углей дана в табл. 7. Ресурсы каменных углей категории  $P_3$  составляют 216 млн т.

*Месторождение Улахан-Кумах-Юряхское (VI-3-7)* расположено в бассейне правых притоков среднего течения р. Улахан-Кумах-Юрях. Здесь в отложениях укинской угленосной свиты из четырех угольных пластов выделен

второй снизу рабочий пласт мощностью 4–5 м с линзами монтмориллонитовой глины мощностью 0,5 м. Вблизи южной границы месторождения пласт обнажается на дневной поверхности, а у северной границы погружается на глубину 80–90 м. Характеристика углей дана в табл. 7. Ресурсы каменных углей месторождения по категории  $P_3$  составляют 227 млн т.

*Месторождение Буолкалахское (VI-3-5)* расположено на правобережье р. Буолкалах в среднем ее течении. Оно приурочено к трем угольным пластам второго угленосного горизонта укинской свиты. Наиболее продуктивными являются средний пласт мощностью 2,0–3,5 м и верхний – мощностью 2,5–5,0 м, разделенные 4–10 м пачкой алевролитов и аргиллитов [46]. Показатели качества углей приведены в табл. 7. На 1.01.2007 г. на Госбалансе ПИ РФ по Оленёкскому угленосному району, нераспределенному фонду (резерв подгруппы «а» для разрезов) числится по Буолкалахскому месторождению 17,285 млн т по категориям  $A+B+C_1$  длиннопламенных углей ( $B$  – 5,214 млн т,  $C_1$  – 12,071 млн т), при выходе золы 27,7%, содержании серы – 0,3–0,4%, ресурсы углей категории  $P_3$  составляют 632 млн т.

*Хастахское месторождение (VI-3-12)* расположено в правом борту р. Хастах в районе возвышенности Хастах-Лонтохо. На севере оно имеет общую границу с Буолкалахским месторождением, на востоке протягивается на 14 км до рамки листа. В пределах площади месторождения на дневной поверхности обнажаются отложения первого угленосного горизонта укинской свиты с тремя пластами угля, из которых средний является наиболее мощным (1,4–2,4 м) и выдержанным по простиранию. Нижний пласт имеет мощность 0,8 м [49]. Ресурсы каменных углей месторождения Хастахское по категории  $P_3$  составляют 233 млн т.

Из многочисленных углепроявлений, обнаруженных на территории листа S-50, наиболее значимые приурочены к кюсюрской, огонерюряхской, укинской и чарчыкской свитам (табл. 7). В отложениях кюсюрской, сиктяхской и огонерюряхской объединенных свит выделяется от 5 до 11 пластов угля мощностью от 0,05 до 1,2 м, в целом мощность углей редко превышает 0,3–0,4 м (V-2-10, V-2-12, V-2-14, VI-3-15) (табл. 8).

Лишь в бассейне р. Чайдах-Юряге (V-2-5) мощность углей достигает 0,5–0,8 м. В единичных случаях более мощные пласты встречены в верхней части разреза в бассейне р. Тистях – 1,3 м (VI-3-13) и в среднем течении р. Аллах – 1,2 м (V-3-2). Количество пластов углей в разрезе непостоянное. Пласты угля невыдержанные, прослеживаются по простиранию не более чем на 0,5 км и часто замещаются аргиллитами и алевролитами. Угли клареновые с липоидными компонентами и кларено-дюреновые. По степени метаморфизма угли относятся к длиннопламенным. Угли малозольные – 7,3–9,2%, с содержанием серы – 0,3–0,5% (табл. 7).

На долю углепроявлений, приуроченных к укинской свите, приходится более половины из всех известных в районе. В ее разрезе установлено два угленосных горизонта и от трех до шести угольных пластов: нижний и верхний горизонты содержат один–три угольных пласта. Проявления и месторождения углей укинской свиты группируются на юго-востоке площади, на водоразделе рек Хатыгын–Уэлете и в бассейне р. Уэле. Эта площадь находится в пределах Хатыгынской антиклинали с углами падения угленосных пластов  $0^{\circ}20'$ .

## Характеристика угленосных Оленёкского района

Номер проявления	Свита и горизонт	Общее количество пластов	Суммарная мощность пластов угля, м	Примечание
V-2-5	Кюсюрская	1	0,6	
V-2-6	Укинская, I	1	0,7	
V-2-8	Укинская, II	1	0,6	
V-2-9	Укинская, I	1	0,6	
V-2-10	Огонерюряхская	1	0,6	
V-2-12	Сиктяхская	1	0,4	
V-2-13	Огонерюряхская	1	0,6	
V-2-14	Укинская, II	1	0,8	
V-2-15	Укинская, II	1	1,3	
V-2-17	Укинская, I	1	2,7	
V-2-18	Укинская, II	1	0,6	
V-2-22	Укинская, II	1	1,5	
V-3-2	Огонерюряхская	1	1,2	
V-3-10	Чарчыкская, II	2	0,8	
V-3-12	Чарчыкская, I	3	1,2	
V-3-13	Чарчыкская, I	2	2,2	
V-3-16	Чарчыкская, I	1	1,0	
V-3-18	Чарчыкская, III	1	0,8	
V-3-20	Чарчыкская, IV	1	0,7	
VI-2-1	Укинская	1	1,1	В скважине на глубине 112 м
VI-2-2	Укинская	1	1,3	В скважине на глубине 135 м
VI-2-3	Укинская	1	0,6	В скважине на глубине 121 м
VI-2-4	Укинская	1	0,6	В скважине на глубине 58 м
VI-2-6	Укинская	1	1,5	
VI-2-7	Укинская	1	0,6	
VI-3-1	Чарчыкская	1	0,6	
VI-3-4	Чарчыкская	1	1,0	В скважине на глубине 62 м
VI-3-6	Укинская	5	2,5	
VI-3-10	Укинская, I	1	5,5	
VI-3-11	Укинская, I	1	2,0	
VI-3-13	Огонерюряхская	1	1,5	
VI-3-15	Кюсюрская	1	0,4	

В бассейне р. Боронготолох (VI-2-6) и в верхнем течении р. Уэле (VI-2-7) на поверхность выходят по одному пласту углей мощностью 1,5 и 0,45 м соответственно. Севернее, к центральной части прогиба в области развития пород менгюряхской–чарчыкской свит пласт угля укинской свиты мощностью

0,6–1,3 м погружается на глубину 58 м (VI-2-4), 112 м (VI-2-1), 121 м (VI-2-3), 136 м (VI-2-2). В разрезе укинской свиты, западнее Чохо-Юрягского месторождения, средний пласт выклинивается, а два других (один – в основании, второй – в самых верхах свиты) – имеют по простиранию невыдержанное строение и замещаются терригенными породами. Мощность продуктивных пластов составляет в отдельных выходах от 0,4 до 5,0 м (V-2-6, 8, 9, 10, 14, 15, 17, 18, 22). Угленасыщенность свиты уменьшается с востока на запад. На юго-востоке территории наиболее мощные пласты углей приурочены к Селинской и Тас-Кюельской антиклинальным структурам (VI-3-10). Угли укинской свиты представлены различными типами гумитов: клареновым, дюрено-клареновым, кларено-дюреновым, дюреновым и фюзено-ксиленовым. Кроме того, встречаются линзы кеннель-богхеда и богхеда. По степени углефикации угли соответствуют длиннопламенным. В проявлениях укинской свиты угли малозольные – 4,0–6,5 %, с содержанием серы 0,2–0,5 %, с высокой теплотой сгорания 7200–7400 ккал/кг (табл. 7).

Углепроявления чарчкской свиты приурочены к четырем горизонтам. Нижний (I) горизонт содержит от одного до трех пластов угля. Два нижних пласта имеют мощность 0,5–0,7 м и устанавливаются по обломкам угля в бассейне рек Буолкалах и Васька-Юряге (V-3-10, 12, 16, 18, 20).

Верхний, наиболее выдержанный, пласт мощностью 1,0–2,5 м (в среднем 1,5 м) прослежен по 17 скважинам на большой площади в междуречье Буолкалах-Сян-Кирянне (V-3-12, 13, 16). Угли I горизонта клареновые, полублестящие и полуматовые, с невысокой зольностью (до 10,8 %) и низким содержанием серы (0,17 %).

Второй (II) угленосный горизонт чарчкской свиты содержит два пласта угля: нижний пласт мощностью 0,4 м прослежен по высыпкам на правобережье р. Молохо в северо-восточной части территории (VI-3-1), верхний пласт мощностью от 0,7 до 2,5 м (при средней – 1,2 м) развит в бассейне р. Буолкалах (V-3-16, 18). В среднем течении р. Кирянне горными выработками вскрыты два пласта угля: нижний мощностью 0,15–0,20 м и верхний мощностью 0,45–0,7 м. В верхнем пласте угли клареново-дюреновые.

В III угленосном горизонте содержится два угольных пласта: нижний мощностью 0,45–0,5 м и верхний, залегающий в 6–8 м выше, мощностью 0,5–1,1 м (V-3-16, 18). Верхний пласт содержит прослойки аргиллитов и значительное количество минеральной примеси. Нижний пласт сложен зольным углем, верхний – представлен дюреновым углем фюзено-ксиленового состава. Верхний (IV) горизонт находится на возвышенных участках на водоразделе рек Кумах-Ангара–Джюгюлю и Буолкалах–Улахан-Юрях и содержит один угольный пласт мощностью 0,5–0,8 м (V-3-16, 18, 20). 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. Основные сведения об углепроявлениях приведены в табл. 7 и 8.

В разрезе менгюряхской и чарчкской свит отмечается до трех пластов углей, невыдержанных по простиранию, мощностью до 0,6 м. Выходы углей отмечаются в районе оз. Кумах (VI-3-4) и в бассейне р. Молохо (VI-3-1). Угли средней зольности, малосернистые (табл. 7).

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, так как характеризуются низким (ниже рентабельности) выходом смолы – 12 %.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Железо.** На рассматриваемой территории выявлено одно проявление и три пункта минерализации железа. Железородная минерализация встречена в терригенно-вулканогенных отложениях среднего–верхнего триаса и терригенно-карбонатных породах нижней юры.

В триасовых отложениях железородная минерализация приурочена к вулканомиктовым песчаникам анизийского яруса и базальным грубообломочным горизонтам карнийского и норийского ярусов. Минерализация в них представлена магнетитом, хромшпинелидами и ильменитом, которые на отдельных участках слагают до 30 % объема породы, вследствие чего породы обладают повышенной магнитной восприимчивостью и легко обнаруживаются на местности. Породы с железородной минерализацией в триасовых отложениях, особенно анизийские вулканомиктовые песчаники, образуют мощные пачки и прослеживаются по простиранию на десятки километров (IV-2-6). Карнийские и норийские гравелиты и конгломераты с залежами оолитово-бобовых железных руд являются россыпевмещающими отложениями для алмазов. Содержание  $Fe_2O_3$  в триасовых отложениях по данным химического анализа составляет от 8,37 до 45,1 %, в среднем 19,6 % (14 проб, химанализ). Формация – гетит-гидрогетитовых руд аллитных кор выветривания по терригенно-вулканогенным породам.

На кряже Прончищева обнаружено три пункта минерализации с повышенным содержанием железа (IV-1-13, IV-1-15, IV-2-10). Здесь в карбонатно-глинистых конкрециях из отложений плинсбахского яруса установлено содержание  $Fe_2O_3$  от 14,7 до 83,5 % (5 проб, химанализ) [151]. Рудный минерал представлен окисленным тонкораспыленным магнетитом. Распределение конкреций по разрезу неравномерное и составляет всего 1 % объема толщи. Пункты минерализации представляют лишь поисковый интерес. По условиям залегания и составу относятся к гетит-шамозит-сидеритовому типу оолитово-бобовых руд в морских терригенно-карбонатных отложениях.

### ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Свинец, цинк.** На северном склоне кряжа Прончищева выявлен шлиховой ореол галенита и сфалерита (IV-1-12) на площади 60 км<sup>2</sup> [151]. Он располагается в пределах развития верхнепермских отложений, прорванных раннетриасовыми дайками основного состава. Содержание полезных минералов значительное. Коренными источниками галенита и сфалерита в ореоле, скорее всего, являются среднетемпературные кварцевые жилы, локализующиеся в нижнетриасовых дайках и несущие убогую сульфидную минерализацию.

## БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Золото.** На территории листа S-50 выявлены два литохимических локальных ореола седиментогенного золота и 19 шлиховых ореолов разной интенсивности.

Кроме этого, в пределах кряжа Прончищева в среднетемпературных жилах, связанных с раннетриасовыми интрузивными образованиями, обнаружена убогая сульфидная минерализация с тонкодисперсным золотом (ввиду незначительности на карте не показана). Здесь на площади свинцово-цинкового ореола (IV-1-12) в жильном кварце пробирным анализом установлено золото в количестве 0,01–0,2 г/т [151].

По данным литохимического опробования терригенно-карбонатных горизонтов в разрезе юрских пород установлено повышенное содержание золота. В цементе брекчий арангастахской и урюнгтумусской объединенных свит содержание золота составляет 0,36–0,65 г/т, в линзах известняков с прожилками кальцита – 2,0–5,4 г/т (VI-1-22). В глинисто-карбонатной породе с прожилками пирита кигиляхской свиты нижнего мела выявлено содержание 0,57 г/т, а в алевритистой коре выветривания – 1,8–1,92 г/т золота, в цементе конгломератов – 0,85 г/т (VI-1-3). Здесь же в шлихе из современного аллювия встречены платиноиды [214].

Более распространено на площади россыпное золото. Всего выделено 19 шлиховых ореолов, из которых два расположены на кряже Прончищева, 11 находятся в осевой зоне Лено-Анабарского прогиба (из них два локальных), шесть – в пределах приплатформенного крыла Лено-Анабарского прогиба. Россыпное золото встречается на трех площадях: Уджинско-Буолкалахской (приуроченной к платформенному крылу Лено-Анабарского прогиба) Уэленской (в пределах центральной части Лено-Анабарского прогиба) и кряжа Прончищева в Прончищевско-Оленёкской полого-складчатой зоне. Россыпное золото совместно с алмазами и сопутствующими платиноидами обнаружено в современных аллювиальных, средне-верхнечетвертичных, плиоценовых отложениях, в юрско-меловых морских базальных и внутриформационных конгломератах.

В пределах приплатформенного крыла Лено-Анабарского прогиба шлиховые ореолы рассеяния золота приурочены к бассейнам рек Половинная, Хайыргастах, верховьям левых притоков р. Уэле (V-1-8), р. Средняя (VI-1-35), к бассейнам верхних течений рек Нонгноён-Укчарылах (VI-1-31), Кангалас-Уэле (VI-1-38), Арах-Билуре (VI-2-16) и Буолкалах (VI-3-20) [47, 214].

Особенно широко россыпное золото распространено в современном аллювии. Его содержание в пределах ореолов колеблется от 0,2–0,5 г/м<sup>3</sup> (V-1-8; VI-1-31, 38; VI-2-16) до 0,5–2,1 г/м<sup>3</sup> (V-1-8, VI-3-20). Наиболее высокие концентрации золота (1,6–2,1 г/м<sup>3</sup>) установлены в 8, 14–17 км от устья р. Половинная, приустьевом отрезке (2 км) р. Дьартас, в 12 км от устья р. Содимыха и в верховьях р. Буолкалах [47]. Максимальные концентрации золота приурочены к галечным косам крупных рек и экзотическим галечникам нижних горизонтов озерно-аллювиальных отложений, залегающих в основном на водоразделах в южной части территории. Кроме того, по данным спектрозолотометрического анализа, содержание золота в грубообломочном аллювии



р. Буолкалах достигает 12–20 г/т, что указывает на присутствие мелкого и тонкого золота, не улавливаемого шлиховым способом опробования [170].

В аллювии р. Улахан-Кумах-Юрях содержание золота по шлиховому опробованию составляет 0,004 г/м<sup>3</sup>, а по данным спектрозолотометрического анализа – 3 г/т, что свидетельствует о потерях золота при лотковом опробовании. Мощность руслового современного аллювия в реках, врезанных в юрско-меловые терригенные породы, не превышает 2–3 м. Мощности пойменных и террасовых отложений выше – до 12–15 м, но содержание золота в них, как правило, низкое – 0,01 г/м<sup>3</sup>. Только в нижней части разреза пойменного аллювия р. Буолкалах (VI-3-20) оно достигает 0,65 г/м<sup>3</sup> [170].

В плиоценовых и средне-верхнечетвертичных отложениях концентрация золота ограничена несколькими знаками на 10-литровую пробу, но в галечниковых 0,1–0,5-метровых прослоях достигает 0,03–0,2 г/м<sup>3</sup> (VI-3-20; VI-1-35; VI-1-31; VI-2-16). Реликты плиоценовых и средне-верхнечетвертичных отложений мощностью до 50 м развиты на водоразделах в южной части территории и сопровождаются комплексными ореолами рассеяния алмазов, золота и платиноидов.

Юрские и верхнеюрско-нижнемеловые базальные и внутриформационные конгломераты содержат золото в количестве до 10 знаков на 10-литровую пробу.

В пределах приплатформенного крыла Лено-Анабарского прогиба 85 % россыпного золота, выявленного в разновозрастных промежуточных коллекторах и в современных отложениях, обладает своеобразной формой зерен и характеризуется исключительно высокой степенью сортировки по размеру и весу. Б. Р. Шпунт [138, 139, 140] выделил его в особый «уджинский» генетический тип высокозрелого золота. Для него характерны каплевидные, несовершенные выраженные октаэдры, сфероидные и пустотелые зерна с заполнением пустот новообразованиями переотложенного высокопробного золота. Средний размер зерен – 0,1–0,2 мм, средний вес – 0,011–0,019 мг. Некоторые зерна золота покрыты тонкой пленкой гидроокислов железа. Пробность золота 960–980 (50 %), 840–860 (40 %) и 700–710 (10 %). Помимо серебра отмечаются незначительные примеси (%): медь – 0,006–0,02; свинец – 0,005; железо – 0,02; ртуть – 0,001.

Вторым типом, составляющим 10 % от общей массы золота, являются золотины размером 0,2–0,7 мм (до 1,2–2 мм) лепешковидной формы с округлыми очертаниями, утолщенными валикообразными краями, вмятинами; выступающие участки отполированы. Иногда отмечаются пленки гидроокислов железа.

Третий тип зрелого золота с вкладом 5 % представлен хорошо окатанными «расклепанными» тонкими пластинками размером 0,1–0,4 мм с извилистыми очертаниями. Золотины претерпели грубый механический износ в галечниковом аллювии: они согнуты, скручены или сплющены.

Центральная часть Лено-Анабарского прогиба характеризуется наличием россыпного золота в знаковых концентрациях в современном русловом аллювии, средне-верхнечетвертичных покровных образованиях и меловых отложениях. В поле развития континентальных толщ мела, особенно менгюряхской свиты, обнаружены площадные шлиховые ореолы рассеяния золота в бассейнах рек Онгкучах-Юрях (V-1-5), Уэле (V-1-7), Сасыл-Юрях (V-2-19, 20), Салга

(V-2-7), Таба-Бастах (V-2-11) [183]. Локальные ореолы золота выявлены в верховьях левых притоков р. Оленёк (V-3-14, 15). Содержание золота в аллювии этих рек колеблется от 2–10 знаков (V-1-5) до 190 знаков (V-1-7) на 10-литровую пробу. В пределах ореолов V-1-7 в конгломератах менгюряхской свиты установлены единичные знаки золота [183]. На междуречье левых притоков р. Оленёк (V-3-15) в элювии песчаников чарчыкской свиты содержание золота достигает 83 знаков на 0,1 м<sup>3</sup> породы. Золото пластинчатое, комковатое, мелкое (0,1–0,4 мм) до пылевидного, первого («уджинского») и третьего типов.

На кряже Прончищева содержание золота в пробах из современного аллювия колеблется в пределах 10–15 знаков на 10-литровую пробу (IV-1-11, IV-1-20). Совместно с золотом в значительных количествах встречается пикроильменит, реже – хромдиопсид, киноварь, молибденит.

**Платина и платиноиды.** На рассматриваемой территории выявлено три площадных, совмещенных с золотыми, и две локальных шлиховых ореола платиноидов. Минералы платиновой группы встречаются в количестве 1–27 знаков на 10-литровую пробу на золотоносной Буолкалах-Уджинской площади в пределах шлиховых ореолов золота в современных русловых, средневерхнечетвертичных и плиоценовых отложениях в бассейне верхнего течения р. Кангалас-Уэле (VI-1-38), в русловом аллювии рек Хатыгын-Уэлете, Буолкалах и Иэдес, в верховьях р. Арах-Билире (VI-2-16). Максимальные содержания платиноидов выявлены в современных аллювиальных крупногалечниковых отложениях долины р. Буолкалах (VI-3-20) – до 97 знаков на 10-литровую пробу (0,15 г/м<sup>3</sup>), совместно с золотом и алмазами [170]. Единичные знаки платиноидов обнаружены в шлиховых пробах, отобранных в верховьях р. Средняя (VI-1-26) и в правом притоке р. Анабар севернее устья р. Половинная (VI-1-3). Платиноиды представлены мелкими (0,1–0,3 мм) зёрнами серо-стального, желтовато-серого и серого цвета самородной платины, содержащей микроскопические вросстки палладиевых, родиевых и иридиевых соединений или их изоморфные смеси. Средний вес одного зерна около 0,015 мг. Большинство зерен имеет лепешковидную, каплевидную и комковатую форму. Реже наблюдаются хорошо образованные кристаллы – кубы, октаэдры и шестиугольные уплощенные призмы. Поверхность зерен обычно неровная, мелкоямчатая, редко гладкая.

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ ФОСФАТНЫЕ

**Фосфориты.** На площади листа известны 18 пунктов минерализации и одно проявление фосфоритов. Проявления фосфоритов встречаются на двух разобщенных Лено-Анабарским прогибом площадях – Прончищевско-Оленёкской полого-складчатой зоне в пахсинской свите ( $J_3-K_1ph$ ), чонконской свите ( $J_3-K_1\dot{c}n$ ) и на платформенном крыле прогиба – Уджинско-Буолкалахской золотоносной площади в отложениях буолкалахской ( $J_3-K_1bul$ ) и кигиляхской ( $K_1kg$ ) свит. На территории листа S-50 максимальные содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> приурочены к базальным конгломератам регио-

нально распространенной трансгрессивной толщи титон-берриасс-валанжинского ярусов, в которых породы характеризуются наличием желваковых, реже пластовых фосфоритоносных образований.

В Прончищевско-Оленёкской складчатой зоне пункты минерализации желваковых и пластовых фосфоритов установлены в узкой полосе выходов отложений пахсинской и чонконской свит верхнеюрского-нижнемелового возраста на левобережье р. Илья (IV-1-17, 19), на реках Чайдах-Юрях (V-2-1, 2), Таба-Бастах (V-2-3, 4), [182], Стан-Юрях (V-3-3, 6) и на крыже Прончищева (IV-2-11) [151].

Желваковые фосфориты представляют собой конкреции округлой формы размером в диаметре от 0,05 до 0,4 м. Скопления стяжений и желваков образуют отдельные прослои или пласты мощностью 0,3–0,6 м. В пахсинской свите конкреции фосфоритов приурочены к базальным конгломератам и к нижней 30-метровой пачке аргиллитов с прослоями известковистых песчаников. Выше (в 50 м от подошвы разреза) залегают пластовые фосфориты мощностью 0,2–0,5 м. Фосфориты имеют скрытозернистую структуру, реже оолитовую и органогенную. Они сложены кальцитом, сидеритом и фосфатом кальция. По данным химического анализа, содержание  $P_2O_5$  составляет 12,0–29,8%. Более высокое содержание  $P_2O_5$  (32,9%) выявлено в пластах фосфоритов мощностью 2,5 м *проявления Стан-Юряхское* (V-3-3,6) [46].

На платформенном крыле прогиба фосфоритоносные породы обнаружены в нижних песчаных горизонтах верхней юры–нижнего мела (буолкалахская свита) и валанжинского яруса нижнего мела (кигиляхская свита). В отложениях буолкалахской свиты фосфориты представлены шаровыми конкрециями диаметром 0,05–0,15 м. Залегают они в глауконитовых песчаниках, образуя слои мощностью до 0,4 м. В обнажениях на правобережье р. Анабар (VI-1-16) и в бассейне р. Тонабут (VI-1-23) содержание  $P_2O_5$  в конкрециях составляет 13–16% [47]. В нижней и средней частях разреза песчаной пачки кигиляхской свиты на р. Рассоха (VI-1-4), реках Булгунняхтах (VI-1-21), Люндюле (VI-2-10), Кангалас-Уэле (VI-2-13), Арах-Билире (VI-2-18) и Хастыр-Аяна (VI-2-25) содержатся 0,1–0,4-метровые прослои, обогащенные эллипсо-видными и округлыми (диаметром до 0,15 м) желваками фосфатизированных песчаников. Они представляют собой плотные тяжелые полевошпат-кварцевые фосфатные песчаники темно-серого цвета. Фосфат присутствует (наряду с лептохлоритом и кальцитом) в цементе этих песчаников, им сложены оторочки оолитов, наблюдается фосфатизация фаунистических остатков. Содержание  $P_2O_5$  в желваковых образованиях изменяется в пределах 5,3–14,1%. Содержание фосфоритовых желваков в прослоях составляет 20–60% на 1 м<sup>3</sup> продуктивного слоя [48].

По условиям залегания и формирования фосфоритовые образования относятся к конкреционным морским платформенного типа.

### ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

**Алмазы.** На площади листа S-50 известны одно россыпное проявление, 74 локальных шлиховых ореолов алмазов и два – спутников алмаза, пиропы и пикроильменита. Территория листа характеризуется только россыпной алма-

зональность. Россыпные проявления алмазов обнаружены в базальных горизонтах карнийского, норийского и рэтского ярусов верхнего триаса, в средне-верхнечетвертичных и плиоценовых водораздельных галечниках, четвертичных прибрежно-морских отложениях и в аллювии русел и террас современных водотоков. На территории листа S-50 и примыкающих территориях, кроме прямых признаков алмазональности, установлены косвенные признаки в виде находок минералов-спутников алмаза в грубообломочных горизонтах позднепермского, раннеюрского (плинбахский ярус), позднеюрского-раннемелового (буолкалахская свита) и ранне-позднемелового возраста (менгюряхская свита). Кроме того, на соседних южных листах R-49, 50 сосредоточено более половины запасов россыпных алмазов Якутии.

Площади с россыпными проявлениями алмазов листа S-50 разделены неалмазональной территорией Лено-Анабарского прогиба с каменными меловыми углями на две части – на северо-восточную и юго-западную. В северо-восточной части листа находится 13 шлиховых ореолов и одно россыпное проявление, в юго-западной части – 61 шлиховой ореол.

В северо-восточной части листа S-50 установлены верхнетриасовые россыпные проявления алмазов в Прончищевско-Оленёкской полого-складчатой зоне Восточнотаймырско-Оленёкской складчатой системы Верхояно-Колымской складчатой области. Алмазы выявлены в конгломератах основания норийского, карнийского и рэтского ярусов позднего триаса (одно проявление, четыре шлиховых ореола) и в современном аллювии водотоков, развитых на этой площади (девять шлиховых ореолов).

В базальных конгломератах и гравелитах карнийского, норийского, реже рэтского ярусов выявлен фациально изменчивый алмазональный пласт, который прерывистой полосой обнажается в полого-складчатой зоне поднятия кряжа Прончищева и прослеживается за пределы листа на восток на сотни километров до низовьев р. Лена [161, 156, 157].

По данным прогнозно-минерагенических исследований ФГУП «ВСЕГЕИ», проведенных на листе S-51 в 2009 г., часть этих образований, очевидно, относится к туфам, туффитам, ксенотуфам и продуктам их перемыва – туфопесчаникам, туфогравелитам и туфоконгломератам, обогащенным алмазональным материалом.

Продуктивные горизонты верхнего триаса принимают участие в строении кряжа Прончищева, где залегают моноклинально под углом 8–20°. Карнийский базальный алмазональный горизонт фрагментарно прослежен на 52 км, по падению на 800 м, при мощности от 0,2 до 1 м. Трансгрессивно перекрывает ладинские континентальные отложения. Он представлен гравелитами, песчаниками гравийными полимиктовыми, вверх по разрезу переходящими в песчаники разнотельные с редкой окатанной экзотической галькой, с линзами растительного и раковинного детрита, окаменелыми и углефицированными остатками мелких стволов древесины, морской фауны карния. Карнийские и норийские «гравелиты и конгломераты» часто включают залежи оолитово-бобовых железных руд, которые развиваются по обломкам эффузивных пород с замещением их лептохлоритами и окислами железа.

На площади кряжа Прончищева и устья р. Оленёк известно одно россыпное проявление в карнийских отложениях и 13 шлиховых ореолов алмазов, из

них два локализованы в отложениях карния, два – в отложениях нория, девять – в современных аллювиальных и морских четвертичных отложениях. В Гуримисско-Прончищевском алмазоносном районе в верховьях р. Урасалах-Батыта (IV-2-9) в пробе объемом 2,1 м<sup>3</sup> обнаружено 138 кристаллов алмазов общим весом 159,3 мг, при среднем весе 1,2 мг, с содержанием 0,38 кар/м<sup>3</sup> [161]. В составе тяжелой фракции опробованных карнийских конгломератов содержатся (%): пироп (до 25), другие гранаты (10), магнетит (30), хромшпинелид (20), ильменит (8), циркон (0,5), апатит (0,5), рутил (0,2), обломки изверженных пород с ильменитом (8) и знаки оливина. Пиропы по соотношению Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO отвечают лерцолитовому парагенетическому типу и только два зерна из 178 попадают в поле гранатов алмазной ассоциации [151]. В верховьях р. Мус-Хая при опробовании элювия карнийских гравелинтов найден один алмаз в шлиховой пробе, содержание 0,04 кар/м<sup>3</sup> (IV-1-8).

В Усть-Оленёк-Улаханюряхском районе высокое содержание алмазов установлено в россыпном проявлении верхнетриасовых алмазоносных конгломератов карнийского возраста в бассейне р. Оленёк на мысе Тумул, где они выходят в обрывах устьевой части реки на протяжении 1,7 км (V-3-8).

По результатам мелкообъемного опробования содержание алмазов в конгломератах основания отложений карнийского яруса изменяется от 2,09 до 9,69 кар/м<sup>3</sup> и в среднем составляет 7,55 кар/м<sup>3</sup>. Кристаллы алмазов мыса Тумул отличаются высоким средним весом (52,8 мг), 63 % алмазов относятся к I («кимберлитовой») разновидности (по Ю. Л. Орлову), 33 % – к V и VII («эбеляхскому типу») и небольшая часть кристаллов – ко II (1 %) и IV (3 %) типам [58, 151] (табл. 9).

Норийский продуктивный горизонт мощностью 0,2 м в верховьях р. Урасалах-Батыта прослежен по простираию на 5,3 км, по падению – на 600 м. Залегает с размывом на карнийских отложениях, представлен конгломератами, состоящими из хорошо окатанной экзотической гальки, сцементированной алевропесчаным материалом. В конгломератах в пробе объемом 0,7 м<sup>3</sup> обнаружено четыре алмаза общим весом 3,2 мг, при среднем содержании 0,02 кар/м<sup>3</sup> (IV-2-8). Алмазы меньше 1,0 мм, принадлежат к I кристалломорфологической разновидности. На кристаллах износ отсутствует [161]. Состав тяжелой фракции – циркон-магнетит-гранат-ильменитовый с пиропом (10 %), хромшпинелидами (15 %) и пикроильменитом (редкие знаки).

Алмазоносность голоценовых прибрежно-морских отложений установлена на побережье Анабарского залива западнее устья р. Чопчукан, где в пробе объемом 5,1 м<sup>3</sup> с содержанием 0,004 кар/м<sup>3</sup>, обнаружен один алмаз, представленный обломком октаэдра с полицентрическим ростом граней, бесцветный с примазками бурых охр, весом 3,7 мг (класс –2+1 мм) (IV-1-3).

Проявления алмазов в русловом аллювии приурочены к участкам выходов продуктивного горизонта карния. Максимальные концентрации алмазов обнаружены в верховьях правого притока р. Песчаная (IV-1-18) – 38 кристаллов (0,12 кар/м<sup>3</sup>), из них два алмаза-карбонадо весом 6,4 мг. Содержание алмазов в аллювии других рек кряжа Прончищева распределилось следующим образом: р. Мус-Хая (IV-1-6,7) – 0,04 кар/м<sup>3</sup>, здесь же найдены три алмаза-карбонадо весом 10,1 мг (IV-1-6); р. Чопчукан (IV-1-10) – 0,01 кар/м<sup>3</sup>; р. Лыгая-Юряге (IV-1-16) – 0,02 кар/м<sup>3</sup>; реки Урасалах и Урасалах-Батыта (IV-2-5,7) – 0,03–0,05 кар/м<sup>3</sup> [161].

Таблица 9

## Кристалломорфологические особенности алмазов из промежуточных коллекторов и современных россыпей

Минерагенические подразделения, россыпные проявления	Возраст	Количество изученных кристаллов, шт.	Разновидности алмазов, по Ю. Л. Орлову, %															
			I								II	III	IV	Эбеляхский тип			VIII	
			Ламинарные				Округлые							Общая сумма	V	VII		V+VII
			октаэдры	переходные формы	ромбододекаэдры	сумма ламинарных	уральский тип	жильный тип	сумма округлых									
Гуримисско-Прончищевский РРР	T <sub>3к</sub>	122	11,6	7,8	2,9	22,3	31,1	33,0	64,1	86,4	2,0	0	0	1,0	10,6	11,6	0	
	Q <sub>IV</sub>	62	3,9	7,8	0	11,7	33,4	19,6	53,0	64,7	1,9	0	0	19,6	13,8	33,4	0	
Усть-Оленёкский РРУ	T <sub>3к</sub>									63,0	1,0	0	3,0	29,0	4,0	33,0	0	
Река Половинная	Q <sub>IV</sub>	40	5,3	5,3	15,8	26,4	15,8	31,6	47,4	73,8	5,3	0	0	18,3	2,6	20,9	0	
Река Средняя	Q <sub>IV</sub>	109	5,2	4,2	2,0	11,4	19,8	25,0	44,8	56,2	9,4	0	1,1	16,7	16,6	33,3	0	
Кангалас-Уэленский РУ	Q <sub>IV</sub>	102	3,2	2,1	7,7	13,0	36,3	14,3	50,6	63,6	4,4	2,3	0	24,2	5,5	29,7	0	
Река Хатыган-Уэлете	Q <sub>IV</sub>	47	7,5	7,5	5,0	20,0	42,5	15,1	57,6	77,6	2,5	0	0	12,4	5,0	17,4	2,5	
Река Буолкалах	Q <sub>IV</sub>	54	10,6	6,3	4,3	21,2	25,6	27,7	53,3	74,5	2,1	0	0	6,3	15,0	21,3	2,1	

Кристалломорфологические особенности алмазов приведены в табл. 9. Алмазы из карнийского продуктивного горизонта кряжа Прончищева отличаются самым низким средним весом (1,2 мг) по сравнению с алмазами из аналогичных отложений на соседней с юго-востока площади (участки: Булкур – 8,4 мг, Тас-Ары – 4,0 мг, Кенгдейкан – 3,7 мг), а близрасположенное проявление мыса Тумул характеризуется самым высоким средним весом – 52,8 мг [208] (табл. 10).

Таблица 10

**Гранулометрический состав алмазов из россыпных проявлений листа S-50**

Минерагенические подразделения	Количество изученных алмазов		Средний вес, мг	Всего алмазов по классам крупности (износ), %			
	шт.	мг		–8+4	–4+2	–2+1	–1+0,5
Гуримисско-Прончищевский РР (Т <sub>3к</sub> )	138	159	1,2	–	–	2,9(8,7)	97,1(91,3)
Гуримисско-Прончищевский РР (Q <sub>IV</sub> )	62	461	7,4	–	4,8(15,5)	90,4(83,6)	4,8(0,9)
Усть-Оленёкский РУ (Т <sub>3к</sub> )	78	4118	52,8	1,3(0)	88,5(1,0)	36,4(0)	5,6(0)
Половинный РУ (Q <sub>IV</sub> )	151	3322	22,0	0,7(7,1)	23,2(59,0)	72,2(33,6)	3,9(0,3)
Кангалас-Уэленский РУ (Q <sub>IV</sub> )	90	2339	26,6	–	33,3(69,4)	64,5(30,5)	2,2(0,1)
Хатыгын-Буолкалахский РУ (Q <sub>IV</sub> )	86	1076	12,8	–	8,1(30,3)	90,7(69,5)	1,2(0,2)

Особенностью алмазов кряжа Прончищева и мыса Тумул является полное отсутствие механического износа кристаллов как «кимберлитового» типа, так и «эбеляхского». В бассейнах рек Мус-Хая и Чопчукан общий вес изученных алмазов составил 0,7 кар, средний вес – 7,0 мг; на реках Песчаная, Лыгая-Юряге и Урасалах – общий вес 1,81 кар, средний – 7,4 мг. Следы механического износа на кристаллах всех типов отсутствуют (табл. 11).

Таблица 11

**Механический износ (истирание) алмазов из различных типов первоисточников**

Минерагенические подразделения, россыпные проявления	Количество изученных алмазов, шт.	Типы первоисточников, всего алмазов, шт./износ, %			
		ламинарный	уральский	жильный	эбеляхский
Гуримисско-Прончищевский РР (Т <sub>3к</sub> )	98	22/0	31/0	33/0	12/0
Половинный РУ (Q <sub>IV</sub> )	128	26/11,5	25/16,0	36/16,7	41/24,4
Кангалас-Уэленский РУ (Q <sub>IV</sub> )	76	14/7,1	26/7,7	10/0	26/3,8
Хатыгын-Буолкалахский РУ (Q <sub>IV</sub> )	72	18/5,6	25/12,0	15/6,6	14/7,2
Река Буолкалах	34	10/0	8/12,5	9/0	7/0
Река Хатыгын-Уэлете	38	8/12,5	17/11,8	6/16,6	7/14,3

По кристалломорфологическим особенностям алмазы из современного аллювия рек кряжа Прончищева аналогичны карнийским алмазам мыса Тумул, но отличаются по среднему весу кристаллов (7,4–52,8 мг) (табл. 10) и большей крупностью алмазов на мысе Тумул 1,5 и 3,3 мм соответственно.

Буолкалахско-Уджинская золото-алмазоносная площадь, расположенная в юго-западной части листа на платформенном крыле Лено-Анабарского прогиба характеризуется повышенным содержанием алмазов в современном аллювии и высоким их средним весом (12,8–26,6 мг). Основными источниками алмазов здесь являются промежуточные коллекторы средне-верхнечетвертичного, плиоценового и позднеюрского–раннемелового возраста.

В восточной части Анабарского района в Половинном россыпном узле (бассейны рек Половинная, Тистях-Юряге, Хайыргастах и нижнего течения р. Средняя) характеризуются низкой алмазоносностью руслового аллювия (от 0,04 до 0,16 кар/м<sup>3</sup>). Локальные участки с концентрациями алмазов 0,24 и 0,40 кар/м<sup>3</sup> встречаются в приустьевой части правого притока р. Половинная (VI-1-8,10) и в ее среднем течении (VI-1-14,17). Здесь же (VI-1-14) найден ювелирный алмаз весом 1,17 кар и отмечены находки алмазов-карбонадо. По россыпному узлу общий вес изученных алмазов составляет 4,59 кар (средний вес – 22,0 мг), преобладают алмазы класса –2 + 1 мм – 72,2 % и меньше класса –4+2 мм – 23,2 % (табл. 10). Доля алмазов I (кимберлитовой) разновидности составляет 73,8 %, V и VII (эбеляхской) – 20,9 %. Средний вес алмазов из различных типов первоисточников довольно близок и изменяется в пределах 21,6–27,6 мг с более низким средним весом алмазов «жильного» типа – 13,9 мг (табл. 12). Алмазы всех типов изношены, процент соотношения изношенных камней среди разных типов варьирует от 11,5 до 24,4 % (табл. 11).

Россыпные проявления алмазов в русловом аллювии Кангалас-Уэленского золото-алмазоносного россыпного узла связаны с размывом вторичных коллекторов. В верхнем течении рек Средняя и Кангалас-Уэле слабо алмазоносны водораздельные плиоценовые галечники – 0,03–0,07 кар/м<sup>3</sup> (VI-1-27, 33).

Таблица 12

**Средний вес алмазов из различных типов первоисточников в россыпях**

Минерагенические подразделения	Типы первоисточников							
	ламинарный		уральский		жильный		эбеляхский	
	шт.	вес, мг	шт.	вес, мг	шт.	вес, мг	шт.	вес, мг
Половинный РУ	26	24,8	25	27,6	36	13,9	41	21,6
Кангалас-Уэленский РУ	14	22,3	26	12,9	10	17,0	26	40,3
Хатыгын-Буолкалахский РУ	18	9,7	25	13,1	15	12,1	14	19,6

Повышенная локальная алмазоносность руслового аллювия отмечена в верховьях р. Кангалас-Уэле – 1,12 кар/м<sup>3</sup> (VI-2-26), 1,25 кар/м<sup>3</sup> (VI-2-33) и в галечниках второй надпойменной террасы – 1,53 кар/м<sup>3</sup> (VI-1-28) при общем колебании содержаний в интервале 0,05–0,75 кар/м<sup>3</sup>. Максимальное содержание алмазов – 2,52 кар/м<sup>3</sup> (VI-2-7) установлено в аллювии р. Нонгноён-



Укчарылах, на фоне содержаний 0,07–0,76 кар/м<sup>3</sup>. В целом, по бассейну р. Кангалас-Уэле общий вес изученных алмазов составляет 17,72 кар, средний вес – 23,0 мг; по р. Нонгноён-Укчарылах – 14,64 кар и 24,4 мг соответственно [170] (табл. 12).

В Хатыгын-Буолкалахском россыпном узле промежуточными коллекторами алмазов являются верхнеюрские–нижнемеловые базальные конгломераты и плиоценовые галечники. Содержание алмазов в аллювии р. Хатыгын-Уэлете составляет 0,04–0,49 кар/м<sup>3</sup>, при максимальном – 0,93 кар/м<sup>3</sup> (VI-2-9). Обогащенные алмазами участки русла имеют небольшие размеры и тяготеют к головным частям кос, содержащих повышенный процент экзотической гальки. Общий вес изученных алмазов р. Хатыгын-Уэлете – 5,08 кар, средний вес 12,5 мг; р. Буолкалах – 2,63 кар, средний вес – 13,1 мг.

Кристаллы класса –4+2 мм составляют 8,1%; –2+1 мм – 90,7%, меньше 1 мм – 1,2% (табл. 10). Преобладают алмазы высококачественные, прозрачные, бесцветные, реже окрашенные в желтые и дымчатые тона. Механический износ алмазов всех генетических типов колеблется в пределах 5,6–12% [170] (табл. 11).

**Сердолик.** Россыпные проявления камнесамоцветного сырья – халцедонов и сердоликов – обнаружены на побережье Анабарского залива, в районе устья р. Мус-Хая (IV-1-5) и мыса Мус-Хая (IV-1-4), в приливо-отливной зоне современного пляжа, сложенного гравийно-галечным материалом с песчаным заполнителем [151]. Протяженность залежей – 4–5 км, ширина не превышает 15–30 м. Халцедоны и сердолики встречаются в виде полукатанной гальки размером от 0,5 до 3–4 см, редко – до 10–15 см, в большинстве случаев трещиноватые с ямчатой, бугристой поверхностью, полупрозрачные. Цвет – красный, оранжевый, желтый, коричневато-бурый, реже молочно-белый, и лишь 10–15% имеют полосчатый и концентрический рисунок с густотой полос до 10–15 на 1 см. Центральная часть конкреций выполнена полупрозрачным молочно-белым кварцем. Частота встречаемости сердоликов составляет 1–2 обломка на 1 м<sup>2</sup>. На глубину проявления не изучались. Ввиду небольших размеров и трещиноватости образцов эти россыпные проявления представляют чисто минералогический интерес.

---

---

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА**

За основу таксонов минерагенического районирования регионального и внутрирегионального ранга принимается соответствие их крупнейшим тектоническим структурам, охватывающим всю историю геологического развития данного участка земной коры. Специализированное районирование 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, рудно-россыпной район).

### **МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭПОХИ РУДООБРАЗОВАНИЯ**

Рассматриваемая территория располагается на стыке северной части древней Сибирской платформы, ее складчатого обрамления – Верхояно-Колымской и Таймыро-Североземельской складчатых областей и юго-западной части молодой эпипозднекиммерийской Хатангско-Лаптевоморской платформы. В соответствии с этим на листе выделяются части Восточно-Сибирской, Таймыро-Североземельской и Верхояно-Колымской минерагенических провинций (МП), а также позднемезозойско-кайнозойская Лаптевская самостоятельная нефтегазоносная (специализированная) минерагеническая область (МО). Минерагения листа обусловлена проявлением пяти тектоно-минерагенических циклов: архейско-раннепротерозойского, рифейско-ранневендского, поздневендско-раннекаменноугольного, среднекаменноугольно-триасового и раннеюрско-кайнозойского. Роль первого цикла в минерагении территории не установлена, со вторым и третьим связано формирование потенциальных нефтегазоносных коллекторов северо-восточной части Лено-Тунгусской специализированной провинции Восточно-Сибирской МП (Ана-

барская НГО). Выделяемая Анабарская алмазо-буроугольная МО характеризуется выявленными проявлениями за пределами листа. Наиболее рудоносными для территории стали среднекаменноугольно-триасовый и раннеюрско-кайнозойский тектоно-минерагенические циклы. С первым связано образование нефтегазоносных и алмазоносных комплексов пород, со вторым – угленосных, золото-алмазо-россыпеносных, фосфоритоносных и потенциально нефтегазоносных.

### **Среднекаменноугольно-триасовый тектоно-минерагенический цикл**

В течение среднекаменноугольно-триасового цикла сформировался основной каркас тектоно-минерагенической структуры Восточно-Сибирской и Таймыро-Североземельской МП, основания Верхояно-Колымской МП. На листе проявлены три этапа цикла: среднекаменноугольно-позднепермский, позднепермско-раннетриасовый и раннетриасово-позднетриасовый.

**В среднекаменноугольно-позднепермский минерагенический этап** на территории листа, на склоне Анабарской антеклизы (Анабарская алмазо-буроугольная МО) Восточно-Сибирской МП, включая Билиро-Уджинское поднятие, при сохранении на Сибирском континенте режима пассивной континентальной окраины формируется буроугленосный конгломерато-песчаниково-алевролитовый ряд формаций внутриконтинентального мелководья мощностью до 660 м. В сторону Прончищевско-Оленёкской складчатой зоны он сменяется более мощным (до 1890 м) терригенным рядом формаций с потенциальными нефтегазовыми коллекторами. На Восточном Таймыре (Таймыро-Североземельская МП, Южно-Быррангская МО) формируется еще более мощный (более 5000 м) слабоугленосный паралический терригенный ряд формаций среднего карбона–перми.

**Позднепермско-раннетриасовый этап** характеризуется развитием кор выветривания и процессов внутриплитного базитового магматизма деструктивных окраин континентальных плит. На п-ове Таймыр выделяются трахидолеритовая (P<sub>2</sub>), долерит-габбродолеритовая и пикрит-габбро-долеритовая (T<sub>1</sub>) формации, образующие силлы и дайки в верхнепалеозойских отложениях и сопровождающиеся платиноидно-медно-никелевыми и титаномагнетитовыми проявлениями. В Прончищевско-Оленёкской зоне с дайками (прончищевский комплекс) этого этапа связывается проявление полиметаллического оруденения, а на Анабарском щите – начальный размыв кор выветривания потенциально золотоносных образований.

**Ранне-позднетриасовый этап** характеризуется формированием морских отложений, начиная с оленёкского века, в условиях прибрежно-континентального окраинно-шельфового мелководья. Он отвечает ряду формаций осадочных бассейнов пассивной континентальной окраины на границе с континентальным склоном, располагающихся условно восточнее отмеченного выше вулканоплутонического пояса. Эммерсивный режим (пенепленизации) характерен для района Анабарского щита. В Южно-Быррангской зоне Восточного Таймыра на границе среднего и позднего триаса в связи с ранне-кimmerийской инверсией формируются феррогаббродолерит-монцоидоритово-граносиенитовая формация и формация инъекционных «коровых» карбо-

натитов, сопровождающихся золотосодержащим сульфидно-полиметаллическим и барит-флюоритовым оруденением. На северо-востоке Восточно-Сибирской провинции со средне-позднетриасовым временем связано формирование многочисленных кимберлитов. Их наличие с большой степенью вероятности предполагается в Прончищевско-Оленёкской и Восточно-Таймырской зонах, смятых раннекиммерийскими складчато-надвиговыми движениями. 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, которые сформировались 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.

### **Раннеюрско-кайнозойский тектоно-минерагенический цикл**

Раннеюрско-кайнозойский цикл определил современную тектоно-минерагеническую структуру территории. В это время сформировались ее главные в современном виде тектоно-минерагенические элементы: Сибирская платформа (Восточно-Сибирская МП) с юрско-раннемеловым Хатангско-Ленским перикратонным (краевым) и ранне-поздне меловым Лено-Анабарским передовым прогибами (Хатангско-Ленская алмазо-золото-каменноугольная МО), а также Хатангско-Лаптевоморская молодая платформа с Западно-Лаптевским поздне меловым-кайнозойским бассейном (Лаптевская самостоятельная перспективная нефтегазоносная область – ПНГО) и позднекиммерийским складчатым основанием, представленным на поверхности Восточнотаймырско-Оленёкской складчато-надвиговой системой (Прончищевско-Оленёкской полиметаллическо-алмазоносной МО Верхояно-Колымской МП). В соответствии с историей геологического развития территории в пределах Хатангско-Ленской и Прончищевско-Оленёкской МО выделяются три минерагенических этапа: раннеюрско-раннемеловой, ранне-поздне меловой и палеоген-четвертичный.

**Раннеюрско-раннемеловой этап** характеризуется формированием отложений четырех трансгрессивно-регрессивных ритмов: геттанг-раннеааленского, позднеааленско-оксфордского, титон-берриасского и берриас-(валанжин)-аптского. Они формировались 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 листа 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. Это привело к возникновению повышенных содержаний золота и алмазов (реже платиноидов) в составе трансгрессивных членов ритмов юрско-раннемеловых отложений (зимняя, кыстыкюряхская свиты, арангастахская, буолколахская, кигиляхская 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 буолколахской свиты и усунсалинской толщи. Кроме того, в этих отложениях встречаются алмазы и их спутники. Ранее [43] проявления фосфоритов относились к Ленской фосфоритоносной провинции. В иерархическом ряду проявления фосфоритов относятся к позднеюрско-раннемеловому фосфоритоносному металлотекту Хатангско-Ленской и Прончищевско-Оленёкской минерагенических областей. *Берриас-(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 плащобразное 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 ассиметричном передовом прогибе с максимальными мощностями отложений в его ядре. Альб-сеноманские отложения наиболее угленосны (укинская, менгюряхская и чарчыкская свиты) и слагают ядро Оленёкского каменноугольного района, граница которого проводится по контуру развития подошвы лукумайской свиты.

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.

**Палеоген-четвертичный этап** характеризуется посторогенным континентально-морским рядом отложений, маломощным буругольно-россыпным на континенте (Прончищевско-Оленёкская и Хатангско-Ленская МО) и потенциально нефтегазоносным на акватории моря Лаптевых, сформированным в гемишельфовой зоне на границе с глубоководной котловиной с максимальными мощностями толщ в эпиколлизионных рифтогенных зонах. 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. Уступ, ограничивающий Прончищевско-Оленёкскую МО от Терпейской низменности и будущего шельфа, относящихся к Лаптевской самостоятельной ПНГО, образовался по-видимому в конце эоцена–начале олигоцена. Россыпные проявления алмазов,

золота, платиноидов обнаружены в плиоценовых водораздельных галечниках, средне-верхнечетвертичных отложениях и в четвертичном аллювии русел и террас. В пределах Прончищевско-Оленёкской МО выделяются алмазоносные рудно-россыпные районы (РРР): Гуримисско-Прончищевский и Усть-Оленёк-Улаханюряхский. В Хатангско-Ленской МО, кроме ранне-позднемелового Оленёкского каменноугольного района, выделяются золото-алмазоносные Анабарский и Уэленско-Уджинский россыпные районы (РР). В структурах платформенного основания они контролируются Анабарским, Саппыйским и Билиро-Уджинским поднятиями.

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ**

Практический интерес на территории листа могут представлять месторождения и проявления меловых каменных углей Оленёкского каменноугольного района, прогнозируемые коренные источники алмазов туфов и туффзитов кимберлитово-лампроитовой серии, россыпные проявления алмазов карнийского горизонта Гуримисско-Прончищевского и Усть-Оленёк-Улаханюряхского рудно-россыпных районов и четвертичные россыпные проявления алмазов, золота, платиноидов Анабарского и Уэленско-Уджинского россыпных районов.

### **Лаптевская самостоятельная нефтегазоносная потенциальная МО**

Данная минерагеническая область (1 Гз, Н/КЗ) в основном охватывает шельф моря Лаптевых и зону «кайнозойского обрушения» в пределах Терпейской изменности. Она описана ниже в разделах «Нефтегазогеологическое районирование» и «Прогноз нефтегазоносности».

### **ТАЙМЫРО-СВЕРОЗЕМЕЛЬСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ**

Таймыро-Североземельская МП представлена Южно-Быррангской потенциальной платино-никелево-медной минерагенической областью (2 Cu, Ni, Pt /P-J) занимает небольшую площадь в северо-западном углу листа (около 3500 км<sup>2</sup>) и является продолжением Таймырских структур в акватории моря Лаптевых, прослеживаемых по геофизическим данным. Южно-Быррангская область в континентальной части сложена образованиями поздневендско-раннекаменноугольного и среднекаменноугольно-триасового тектонических комплексов. К первому относятся слабопиритизированные углеродистые алевритово-известняково-доломитовые отложения мощностью более 3000 м среднедевонского–раннекаменноугольного возраста, слагающие ядра крупных антиклиналей и тектонические блоки в юго-восточной части горной гряды Бырранга. Основная часть МО слагается среднекаменноугольно-пермской слабоугленосной паралической терригенной серией (мощность более 5000 м) с силами и дайками позднепермско-триасового возраста потенциально рудоносными на платиноиды, никель и медь. Минерагенический потенциал этой МО относится к листу S-49.

## ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Верхояно-Колымская МП представлена на северо-западе листа Нордвикско-Цветковской полиметаллическо-флюоритовой (3 fl, Pb, Zn/D-Q) и на юге Прончищевско-Оленёкской полиметаллическо-алмазонасной МО (4 Di, Pb, Zn/MZ-Q). В структурном отношении они относятся к Восточнотаймырско-Оленёкской складчатой системе Верхоянья. Принципиальным отличием МО является наличие в Нордвикско-Цветковской области девонско-нижнекаменноугольного соленосного карбонатного структурно-формационного комплекса, с соляными куполами которого связаны месторождения флюорита. Среднекаменноугольно-пермские и триасовые терригенные формации областей характеризуются близким строением и потенциальной рудоносностью. Нордвикско-Цветковская МО в пределах листа является продолжением Таймырских структур в акватории моря Лаптевых, прослеживаемых по геофизическим данным. Ее минерагенический потенциал относится к листу S-49.

### Прончищевско-Оленёкская полиметаллическо-алмазонасная минерагеническая область

В пределах Прончищевско-Оленёкской МО наиболее изучены проявления фосфоритов и алмазов. Проявления железа парагенетически связаны с проявлениями алмазов в триасе. Оолитово-бобовые руды гетит-шамозит-сидеритового типа отмечаются также в морских терригенно-карбонатных отложениях плинсбахского яруса ранней юры,  $Fe_2O_3$  – от 14,7 до 83,5%. Практического значения они не имеют. Полиметаллы установлены только в шлиховых ореолах.

**Фосфоритонасность.** Фосфориты относятся к позднеюрско-раннемеловому усунсалинскому и буолкалахскому фосфоритонасному металлотеку, отвечающему стратиформной рудоносной зоне. Фосфоритонасные породы встречаются в виде желваковых, реже пластовых образований мощностью 0,2–0,6 м с содержанием  $P_2O_5$  12,0–29,8%. Высокое содержание  $P_2O_5$  (32,9%) выявлено в пластах фосфоритов мощностью 2,5 м Стан-Юряхского проявления. В то же время пласты фосфоритов часто линзуются, прослеживаются с перерывами не более, чем на 15 км, причем содержание конкреций в горизонте составляет в среднем 10%. Минерагенический потенциал на фосфориты в Прончищевско-Оленёкской МО рассчитан по формуле:

$$МП = L \times B \times m \times d \times k \times v,$$

где МП – минерагенический потенциал, L – протяженность базального горизонта фосфоритов (150 пог. км), B – протяженность по падению (100 м), m – мощность пласта (1 м), d – удельный вес ( $3,11 \text{ т/м}^3$ ), k – коэффициент прерывистости (0,5), v – коэффициент, учитывающий объем фосфоритов в пласте (0,1). Соответственно МП составит:

$$150\ 000 \text{ м} \times 100 \text{ м} \times 1 \text{ м} \times 3,11 \text{ т/м}^3 \times 0,5 \times 0,1 = 2,3 \text{ млн т.}$$

Ввиду незначительности проявлений промышленного значения фосфориты не имеют.

**Алмазоносность.** На основании данных по изучению россыпной алмазности кряжа Прончищева, устья р. Оленёк, акватории Оленёцкого залива и Оленёцкой протоки дельты р. Лена (к востоку от листа), полученных в последние годы в пределах рассматриваемой МО [161, 156, 157, 151, 58], и прогнозно-минерагенических исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» (2008, 2009 гг.), выделяются два алмазоносных рудно-россыпных района с россыпными и прогнозируемыми карнийскими коренными проявлениями алмазов: Гуримисско-Прончищевский и Усть-Оленёк-Улаханюряхский. Настоящее районирование уточняет схему районирования, принятую ЦНИГРИ [206], в которой сухопутная часть листа S-50 была отнесена к Оленёцкой алмазоносной субпровинции, объединяющей на листах R-50 и S-51 Анабарский и Приленский алмазоносные районы.

Гуримисско-Прончищевский и Усть-Оленёк-Улаханюряхский рудно-россыпные алмазоносные районы выделяются на складчатом среднекаменноугольно-раннемеловом основании. Погребенная россыпная и прогнозируемая коренная алмазоносность связана с триасовым туффитово-терригенным СФК. Границы районов проведены с учетом проявлений россыпной алмазности в современных отложениях. В структурном отношении РРР контролируются Прончищевским и Усть-Оленёцким поднятиями в пределах складчатой зоны. Прогнозируемые коренные источники алмазов – алмазоносные туффициты кимберлит-лампроитовой серии. Литолого-фациальный и стратиграфический контроль отмечается в приуроченности россыпных проявлений алмазов к базальным горизонтам грубообломочных отложений позднего триаса (карнийский и рэтский горизонты). Россыпемещающими алмазоносными отложениями нередко являются проявления железа оолитово-бобовых железных руд морского генезиса. Положение алмазоносных отложений фиксируется аэромагнитными аномалиями.

Алмазоносность карнийских отложений верхнего триаса установлена от западных отрогов Верхоянского хребта до Анабарской губы и п-ова Урюнг-Тумус (руч. Гуримискай) [175, 161, 156, 157, 208]. Впервые алмазы в карнийских отложениях верхнего триаса были найдены в 1978 г. Н. И. Гогиной на о. 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 «Нижнеленское») установлена алмазоносность карнийских отложений в Северном Верхоянье, на кряжах Чекановского и Прончищева на протяжении более 500 км. По данным С. А. Граханова (1994, 2009), Р. О. Галабалы (1984), А. Ю. Егорова (1983), Ю. М. Сибирцева (1985) алмазоносность пород карнийского яруса изменяется в широких пределах – от 0,38 до 11,58 кар/м<sup>3</sup>, при среднем – от 0,41 до 7,55 кар/м<sup>3</sup> (табл. 13).

Алмазоносность грубообломочного карнийского горизонта неравномерная. На отдельных участках (Булкур, Улахан-Крест, Станнах-Хочо, мыс Тумул) содержания алмазов в триасовых россыпях достигают промышленных значений (табл. 13). Вес алмазов из карнийского пласта колеблется от долей миллиграммов до 5,16 кар.

В пределах листа S-50 выделяются алмазоносные рудно-россыпные районы – Гуримисско-Прончищевский площадью 2100 км<sup>2</sup> и Усть-Оленёк-Улаха-



нюряхский площадью 730 км<sup>2</sup> (имеющие продолжение – первый на листе S-49, второй – на листе S-51) с установленной алмазонасностью в базальных отложениях карнийского, норийского, рэтского ярусов, рассматриваемые как ископаемые поздне триасовые россыпи с линзами и согласными телами туфов основного, возможно, ультраосновного состава, измененные при взаимодействии продуктов извержения с морской водой, которые выделены на листе S-51 из состава осипайской свиты в ангардамтасский вулканический эксплозивнообломочный комплекс. Незначительная алмазонасность отмечается в голоценовых прибрежно-морских отложениях и русловом аллювии, сформированных на поздне триасовых образованиях.

Таблица 13

**Данные опробования отложений верхнего триаса Верхояно-Колымской складчатой области на россыпные алмазы по С. А. Граханову и др. [58, 59]**

Название участков	Объемы опробования, м <sup>3</sup>	Содержание алмазов, кар/м <sup>3</sup> , max (среднее)
Булкур, Нижнеленский район	150	11,58 (2,53)
Кенгдейкан	?	1,80 (0,41)
Остров Тас-Ары	?	1,0 (0,2–0,5)
Кряж Чекановского, горы Ангардам-Таса	14	0,2
Кряж Прончищева		
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 основным трем типам: 1) кимберлитового генезиса; 2) эбеляхского типа с прогнозируемым туфо-туффзитовым кимберлитово-лампроитовым источником и 3) технические (импактные) алмазы.

В пределах территории алмазонасных районов механический износ на кристаллах алмазов карнийского горизонта всех разновидностей отсутствует [161, 151]. В подстилающих отложениях алмазонасный материал отсутствует, а в перекрывающих норийских и рэтских образованиях алмазы и их спутники, тождественные карнийским, имеют значительный износ [59]. Различия в кристалломорфологии и гранулометрии алмазов двух районов при отсутствии механического износа кристаллов, наличие туфов и ксенотуфов свидетельствует о наличии на рассматриваемой площади разнообразных коренных источников – с крупными и мелкими алмазами. Косвенными признаками проявления кимберлитового магматизма на рассматриваемой площади служат находки глыб пикритов на кряже Прончищева и в береговой зоне моря Лаптевых (по данным С. А. Граханова и И. Ф. Гориной).

**Гуримисско-Прончищевский алмазоносный рудно-россыпной район (4.1 di/T<sub>3</sub>-Q).** В Гуримисско-Прончищевском РРР на обособленных выходах триасовых алмазоносных отложений оконтурены Г у р и м и с с к о - И л ь и н - с к и й алмазоносный РРУ (восточная часть) площадью 370 км<sup>2</sup> и П е с - ч а н о - У р а с а л а х с к и й алмазоносный РРУ площадью 440 км<sup>2</sup>. В Гуримисско-Прончищевском алмазоносном районе на кряже Прончищева среднее содержание алмазов в карнийском горизонте – 0,38 кар/м<sup>3</sup> при мощности пласта 0,2–0,5 м [161]. Для алмазов из верхнетриасовых отложений кряжа Прончищева характерна низкая крупность (–1+0,5 мм) при среднем весе 1,2 мг. На этой площади 60,8 % составляют округлые алмазы, среди которых преобладают додекаэдровиды. Незначительная алмазоносность голоценовых прибрежно-морских отложений на участках выходов продуктивного горизонта карния установлена на побережье Анабарского залива, западнее устья р. Чопчукан.

На площади алмазоносного Гуримисско-Прончищевского РРР известны проявления железа в карнийских и норийских грубообломочных отложениях. Они представлены гетит-гидрогетитовыми рудами аллитных кор выветривания по терригенно-вулканогенным породам(?) среднего–верхнего триаса, содержат Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 8,37 до 45,1 %. Минерализация в них представлена магнетитом, хромшпинелидами и ильменитом, которые на отдельных участках слагают до 30 % объема породы, вследствие чего они обладают повышенной магнитной восприимчивостью. Цемент в породах составляет около 30 % объема и содержит до 85 % лептохлорита, который развивается по обломкам эффузивов.

Алмазоносные россыпи в бурожелезняковых намагниченных породах известны на Урале в районе Пермьковской диатремы [136]. По данным кампании Diagem на площади Жуин в Бразилии недавно обнаружен слой пепловых туфов с алмазами, под которым выявлена группа кимберлитовых трубок, перекрытая слившимся полем туфов [137].

**Усть-Оленёк-Улаханюрхский алмазоносный рудно-россыпной район (4.2 di/T<sub>3</sub>-Q).** Усть-Оленёк-Улаханюрхском РРР на обособленных выходах триасовых алмазоносных отложений выделен У с т ь - О л е н ё к с к и й алмазоносный РРУ (западная часть) площадью 510 км<sup>2</sup>. В последнем, в устье р. Оленёк (мыс Тумул) выявлена алмазоносная россыпь в конгломератах карнийского горизонта верхнего триаса [58]. Содержание алмазов – 7,55 кар/м<sup>3</sup> при мощности пласта 0,15 м на протяжении 1,7 км [58]. Кристаллы алмазов мыса Тумул отличаются высоким средним весом (52,8 мг), 63 % алмазов относятся к I кимберлитовой разновидности (по Ю. Л. Орлову), 33 % – V и VII разновидности (эбеляхского типа) и небольшая часть кристаллов – ко II (1 %) и IV (3 %) типам.

По данным прогнозно-минерагенических исследований, проведенных на левобережье Оленёкской протоки ФГУП «ВСЕГЕИ» в пределах восточной части Усть-Оленёк-Улаханюрхского района (на листе S-51 в 2009 г.) установлено, что алмазоносные карнийские образования представлены лапильевыми туфами, ксенотуфами, туффитами, туфогравелитами, туфопесчаниками ангардамтаского вулканического комплекса, с прогнозируемым туффизитовым источником кимберлитово-лампроитовой серии [116].

По содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (25 %),  $\text{SiO}_2$  (28 %),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (30 %), присутствию бемита, каолинита, иллита, гематита, маггемита и амезита алмазоносные породы соответствуют железистым аллитам и являются протяженными залежами железных руд бурожелезняковой формации, с содержанием окисного и закисного железа 26–33 %, в пересчете на металл – 22–23 %.

Петрографическое изучение пород ангардамтасского комплекса показывает, что они состоят преимущественно (на 80–100 %) из измененного вулканокластического материала. Вследствие интенсивного изменения тонкодисперсного вулканокластического материала первичные силикаты вулканогенного протолита псевдоморфно замещены смесью вторичных филлосиликатов, в которой преобладают септешамозиты, преимущественно бертьерин, и септехлориты (ферриамезит), а также клинохлор с примесью клинохризотила, нонтронита, бемита и вермикулита.

Рудные минералы разложены с образованием агрегатов лейкоксена, ильменита, анатаза, гетита, маггемита, гематита и марказита. В протолочках из этих пород найдены хромшпинелиды, пикроильменит и пиропы, в канавах из «гравелитов» предшественниками при мелкообъемном опробовании выявлены алмазы. После своего образования туфы претерпели гидролиз и частичный размыв и переотложение с формированием прибрежно-морских алмазоносных гравелитов и конгломератов. Туфопесчаники также установлены в 10-й пачке ниже подошвы карнийских туфогравелитов – в верхнем горизонте ладинских намагниченных отложений, включая пласт ракушняков с остатками брахиопод и игл ежей.

Изучение минералов-спутников алмазов и породообразующих минералов из протолочек и шлихов из элювия туфов (гранатов, ильменитов, хромшпинелидов, пироксенов, слюд, гидрослюд, хлоритов) указывает на их приуроченность по составу к полям глубинных мантийных (кимберлиты, ксенолиты ультрамафических пород) образований эксплозивной жерловой фации; фрагментов пород рамы и продуктов автометасоматизма, обусловленных воздействием флюидолитов.

***Оценка прогнозных ресурсов алмазов Гуримисско-Прончищевского и Усть-Оленёк-Улаханюряхского рудно-россыпных районов.*** Протяженность продуктивных отложений карнийского горизонта в пределах листа S-50 составляет 72 км (из них 40 км приходится на Гуримисско-Прончищевский, а 32 км – на Усть-Оленёк-Улаханюряхский районы).

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 км<sup>2</sup>. Его минерагенический потенциал по алмазам складывается из прогнозных ресурсов категории  $P_2 + P_3$  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/км<sup>2</sup>.

Более близким к рассматриваемой площади эталоном-аналогом является Анабарский россыпной район, в котором коренным источником богатых россыпей алмазов предполагаются алмазоносные вулканогенно-осадочные по-

роды, по С. А. Граханову [57] – туффиты, по М. Д. Томшину и др. (2011) – щелочно-основные породы Эбехаинского дайкового пояса, близкие по составу к трахиандезитам. Анабарский алмазоносный район имеет площадь 14 200 км<sup>2</sup> и минерагенический потенциал алмазов с учетом добычи – 200 млн кар. Соответственно, площадная продуктивность района составляет 14 000 кар/км<sup>2</sup> при предположении, что ресурсы коренных источников полностью реализованы в россыпях.

Среднеарифметический показатель площадной продуктивности равен:

$$(14\ 000 + 7200) : 2 = 10\ 600 \text{ кар/км}^2.$$

Прогнозные ресурсы Гуримисско-Прончищевского алмазоносного района категории Р<sub>3</sub> по коренным алмазам в пределах листа S-50 составляют:

$$10\ 600 \text{ кар/м}^3 \times 2100 \text{ м} \times 0,5 \text{ (коэффициент подобия)} = 11 \text{ млн кар.}$$

Прогнозные ресурсы категории Р<sub>3</sub> алмазов западной части (в пределах листа S-50) Усть-Оленёк-Улаханюряхского района при коэффициенте подобия 0,5 составят:

$$10\ 600 \text{ кар./км}^2 \times 750 \text{ км}^2 \times 0,5 = 4 \text{ млн кар.}$$

Общий потенциал Прончищевско-Оленёкской МО в пределах листа S-50 на коренные алмазы составляет 15 млн кар.

Россыпные алмазы предположительно составляют 10 % от общего количества, локализованы в ископаемых россыпях позднеэриасового возраста, представленных цементированными конгломератами и гравелитами, которые могут разрабатываться только по рудной схеме; поэтому они объединяются в ресурсный потенциал с коренными алмазами.

## **ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ**

В составе Восточно-Сибирской МП в пределах листа выделяются Хатангско-Ленская алмазо-золото-каменноугольная и Анабарская алмазо-буроугольная минерагенические области.

### **Хатангско-Ленская минерагеническая область**

В пределах Хатангско-Ленской МО (5 УК, au, di/J<sub>3</sub>-Q) наиболее изучены проявления фосфоритов, каменных углей и россыпей золота, алмазов. Фосфориты относятся к позднеюрско-раннемеловому фосфоритоносному металлотекту, отвечающему буолкалахской стратиформной рудоносной зоне. Оленёкский каменноугольный район выделяется в центральной части Хатангско-Ленской МО и продолжается на листе S-51. При обобщении материалов по россыпной металлоносности выделяются новые золото-алмазоносные россыпные районы: Усть-Анабарский с Половинным россыпным узлом (продолжается с листа S-49), Уэленско-Уджинский с Кангалас-Уэленским и Хатыгын-Буолкалахским россыпными узлами (имеют продолжение на листе R-50). Последние рассматривались ранее [43] в качестве россыпных полей.

**Буолкалахская фосфоритоносная стратиформная рудоносная зона.** 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). Содержание  $P_2O_5$  в желваковых образованиях изменяется в пределах 5,3–14,1 %, количество желваков в прослоях составляет 20–60 % на 1 м<sup>3</sup> продуктивного слоя. По условиям залегания и формирования проявления фосфоритов относятся к конкреционным морским платформенного типа.

Минерагенический потенциал фосфоритов рудоносной зоны рассчитан по формуле:

$$МП = L \times B \times m \times d \times k \times v,$$

где МП – минерагенический потенциал фосфоритов, L – протяженность базального горизонта фосфоритов верхней юры – нижнего мела (буолкалахская свита) и валанжинского яруса нижнего мела (кигиляхская свита) (400 пог. км), B – протяженность по падению (100 м), m – мощность пласта (1 м), d – удельный вес (3,11 т/м<sup>3</sup>), k – коэффициент прерывистости (0,5), v – коэффициент, учитывающий объем фосфоритов в пласте (0,4). Соответственно МП составит:

$$400\,000\text{ м} \times 100\text{ м} \times 1\text{ м} \times 3,11\text{ т/м}^3 \times 0,5 \times 0,4 = 25\text{ млн т.}$$

Кроме этого, остались неучтенными ресурсы фосфоритов, содержащихся в толщах пород в цементе песчаников и известково-фосфатных прослоев. По уровню ресурсов проявления фосфоритов относятся к средним.

**Оленёкский каменноугольный район (5.1 УК/К).** Оленёкский каменноугольный район располагается в центре площади листа S-50 и приурочен к западной части Лено-Анабарского прогиба; его граница проведена по кровле объединенных отложений кюсюрской–сиктяхской–огонерюряхской свит нижнего мела. В районе установлены девять месторождений и 32 проявления каменного угля (табл. 14). К месторождениям отнесены объекты с балансовыми запасами, стоящими на Госбалансе РФ (Буолкалахское, VI-3-6), остальные восемь – с разведанными скважинами и шурфами в 1950–1960-х годах геологическими запасами. При составлении листа S-50–52 масштаба 1 : 1 000 000 (второго поколения) геологические запасы были авторами переведены в вероятные прогнозные ресурсы, нами они переведены в категорию P<sub>3</sub> (табл. 14, 19, 20). Месторождения углей достигают размеров 25 × 25 км с условными границами. Наиболее угленасыщенными являются терригенные континентальные отложения укинской, огонерюряхской и чарчыкской свит. Сверху вниз по угленосному разрезу от менгюряхской, чарчыкской к укинской и кюсюрской–сиктяхской–огонерюряхской объединенным свитам в пластах углей возрастает содержание (%): серы (0,16–0,35–0,40), углерода (70,5–75,4–75,0), водорода (4,2–4,5–4,6) и теплота сгорания (6418–6850–7128 ккал/кг), уменьшается содержание золы (16,7–14,7–8,3).

На карте закономерностей размещения ПИ отображено площадное распространение верхнего пласта углей чарчыкской свиты на площади 625 км<sup>2</sup>.

## Основные характеристики месторождений гумусовых углей Оленёкского каменноугольного района на листе S-50

Месторождение и его номер на карте	Свита и горизонт	Запасы категорий (A + B + C <sub>1</sub> ), млн т	Ресурсы категории P <sub>3</sub> , млн т	Количество пластов угля	Суммарная мощность пластов, м	Количество рабочих пластов	Суммарная мощность рабочих пластов, м
Салгинское (V-1-3)	Укинская	–	100,1	2	1,4	1	1,2
Чохо-Юрягское (V-2-18)	Укинская, II	–	239,0	3	4,5	1	1,5
Аллахское (V-3-1)	Укинская, I, II Чарчыкская, I	–	1817,0	7	8,1	3	4,4
Улахан-Юряхское (V-3-11)	Укинская, I, II Чарчыкская, I	–	862,7	5	6,4	1	2,1
Буолкалахское-Нижнее (V-3-17)	Укинская, I, II Чарчыкская, I, II	–	1808,0	8	10,4	4	8,3
Улахан-Кюельское (VI-3-2)	Укинская, II	–	216,0	4	4,1	1	2,0
Буолкалахское (VI-3-5)	Укинская, II	17,285	632,0	3	10,1	2	6,5
Улахан-Кумах-Юряхское (VI-3-7)	Укинская	–	227,0	4	9,4	1	5,0
Хастахское (VI-3-12)	Укинская, I	–	233,0	3	3,2	1	1,9

Каменные угли района гумусовые, длиннопламенные и переходные к газовым. Сапропелитовые и гумусово-сапропелитовые угли присутствуют в виде линз и прослоев в разрезе укинской свиты [113]. 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 покровные отложения над ними размыты и по краю прогиба пласты углей кюсюрской–сиктяхской–огонерюряхской и укинской свит выведены на дневную поверхность. На южном (платформенном) и северном (прискладчатом) крыле в связи с выгоранием пластов углей наблюдаются обожженные и горелые породы, приобретающие структуры обломочных и изверженных пород.

Вблизи прискладчатого крыла Лено-Анабарского прогиба в верховьях р. Чохо-Юряге пласты углей нарушены параллельными сбросами северо-западного простирания, с опусканием северных блоков с амплитудой около 100 м. К этой зоне разрывных нарушений длиной 13 км приурочены выходы горелых пород. В разрезах на р. Буолкалах, среднем течении р. Улахан-Кумах-Юрях, приуроченных к антиклинальным структурам, отмечаются максимальные мощности угольных пластов до 5 м. В этом районе в естественных обнажениях среди отложений укинской свиты наблюдались горелые породы, образовавшиеся в результате выгорания угольных пластов, связанного с нарушением их сплошности вблизи разрывных нарушений и складок. Встречающиеся в угольных пластах монтмориллонитовые глины являются продуктами выветривания горелых пород.

Таблица 15

**Изменение морфологии золота в зависимости от его крупности в аллювиальных россыпях приплатформенного крыла Хатангско-Ленского мегапрогиба, по данным [140, 80, 33, 110]**

Класс крупности, мм	Морфология частиц золота, %					
	Комковатое	Таблитчатое	Пластинчатое	Сумма таблитчатого и пластинчатого	Тороидальное, шаровидное	Палочковидное
+2	70	30	–	30	–	–
–2+1	50	25	20	45	–	5
–1+0,5	40	40	15	55	–	5
–0,5+0,25	30	35	30	65	1	4
–0,25+0,1	6	–	80	86	14	–
–0,1	10	–	10	–	80	–

В месторождениях количество рабочих пластов – 1–4, мощность изменяется от 1,2 до 8,3 м (табл. 15). На 1.01.2007 г. на Госбалансе ПИ РФ по Оленёкскому угленосному району, нераспределенному фонду (резерв подгруппы

«а» для разрезов) числится по Буолкалахскому месторождению 17,285 млн т по категориям А+В+С<sub>1</sub> длиннопламенных углей (В – 5,214 млн т, С<sub>1</sub> – 12,071 млн т), при выходе золы 27,7%, содержании серы – 0,3–0,4%.

Залегание угленосных пластов пологое, падение промышленного пласта – 0°40'–1° юго-западное. Угли выдержаны по простиранию, могут разрабатываться открытым способом, мощность вскрыши составляет 3–10 м и не превышает 25 м. Все гумусовые угли Оленёкского района являются высококачественным энергетическим топливом.

**Усть-Анабарский золото-алмазоносный россыпной район (5.2 di, Au / J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub>, K<sub>1</sub>, Q).** На рассматриваемой территории у западной рамки листа S-50 располагается восточная часть Усть-Анабарского района площадью 5000 км<sup>2</sup> с Половинным золото-алмазоносным россыпным узлом площадью 2300 км<sup>2</sup>. В Половинном россыпном узле в нижнем течении р. Половинная выделяется прогнозная площадь (170 км<sup>2</sup>) на россыпные алмазы и золото.

**Золото.** В пределах Усть-Анабарского района установлена золотоносность базального горизонта конгломератов и глинисто-алевритисто-карбонатных пород кигильяхской свиты нижнего мела, где содержание золота составляет от 0,57 до 1,92 г/т. В разрезе берегового обрыва р. Средняя в терригенно-карбонатных породах арангастахской и урюнгтумусской объединенных свит (J<sub>2ar</sub>+jur) содержание седиментогенного золота колеблется от 0,36 до 5,4 г/т, а выше по течению установлен шлиховой ореол золота в четвертичных отложениях русла с содержанием 0,5–2,1 г/м<sup>3</sup>. Повышенная золотоносность приурочена к зонам стратиграфических перерывов и к фосфоритоносным горизонтам.

Концентрация золота в осадках обусловлена синседиментационным осаждением из морских вод растворенного золота на сорбционно-восстановительных геохимических барьерах с участием органического вещества. Содержание органического вещества в золотосодержащих осадках составляет 0,2–1%. Также вероятно нахождение мелкого и тонкого золота в древних ископаемых морских россыпях прибрежно-морского генезиса (пляжевых, склоновых и донных) байосс-келовойского и берриас-валанжинского уровней. Также предполагается поздне триасовый вулканогенный генезис части золота с низкой и средней пробой, с элементами-примесями (Ag, Cu, Pb, As, Sb, Zn), в частности, для россыпных проявлений южнее листа (Анабарский район по ЦНИГРИ) [110]. Золото из поздне триасовых образований переотложено в юрско-меловые коллектора и неоген-четвертичные россыпи.

Ввиду того, что коренные юрско-меловые породы претерпели диагенез и не подлежат промывке, необходимо их опробование по рудной схеме, т. е. они являются на сегодня: 1) стратиформными рудными залежами, слабоизмененными гидротермальными процессами (прожилки кальцита и пирита) и 2) ископаемыми цементированными россыпями. При уровне содержания 5–10 г/т золота (в Буолкалахской россыпи установлено содержание золота 16–20 г/т в алеврите), вышеотмеченные объекты могут представлять промышленный интерес.

**Алмазы.** Поисковые работы на алмазы в пределах Усть-Анабарского района были сосредоточены южнее 72° параллели, а северная часть территории (суша листа S-50) изучена на уровне 200-тысячных съемок 1960–1970-х годов.



Половинный россыпной потенциальный узел включает бассейны рек Половинная, Гистях-Юряге, Хайыргастах и приустьевую часть р. Средняя. Наиболее высокие концентрации золота ( $1,6\text{--}2,1 \text{ г/м}^3$ ) выявлены в 8, 14–17 км от устья р. Половинная. Среднее содержание золота по прогнозной площади ( $170 \text{ км}^2$ ) в нижнем течении р. Половинная принимается  $1 \text{ г/м}^3$ . Алмазоносность аллювия в целом невысокая, с локальными концентрациями до  $0,24\text{--}0,40 \text{ кар/м}^3$ . В пределах наиболее перспективного выделенного участка нижнего течения р. Половинная площадью  $170 \text{ км}^2$  среднее содержание алмазов принимается  $0,3 \text{ кар/м}^3$ . Средний вес кристаллов алмазов Половинного узла – 22 мг, средний размер – 1,85 мм.

**Уэленско-Уджинский золото-алмазоносный россыпной район (5.3 di, Au/N<sub>2</sub>-Q).** В структурном отношении Уэленско-Уджинский россыпной район приурочен к юго-западной части Хатангско-Ленского перикратонного прогиба. В пределах прогиба якутскими геологами обычно выделяется Анабарский алмазоносный район. Россыпные районы и узлы на территории листа S-50 выделены в соответствии с «Методическим руководством по оценке прогнозных ресурсов» (ЦНИГРИ, 2002 г.).

В золото-алмазоносном россыпном Уэленско-Уджинском районе площадью (S)  $5500 \text{ км}^2$  в пределах листа S-50 выделяются золото-алмазоносные потенциальные россыпные узлы: Кангалас-Уэленский (S –  $3100 \text{ км}^2$ ) и Хатыгын-Буолкалахский (S –  $930 \text{ км}^2$ ), имеющие продолжение на листе R-50. В Кангалас-Уэленском потенциальном россыпном узле оконтурены комплексные шлиховые ореолы в четвертичных аллювиальных отложениях: 1) золото-алмазоносный в бассейне р. Нонгноён-Укчарылах (S –  $250 \text{ км}^2$ , протяженность продуктивного участка речной сети – L – 40 пог. км); 2) платино-золото-алмазоносный в бассейне р. Кангалас-Уэле (S –  $480 \text{ км}^2$ , L – 90 пог. км), 3) платино-золото-алмазоносный в бассейне р. Арах-Билуре (S –  $210 \text{ км}^2$ , L – 30 пог. км). В составе узла выделено также два шлиховых потока алмазов: в бассейне р. Илья-Средняя и р. Хастыр-Аяна с суммарной L – 40 пог. км. В Хатыгын-Буолкалахском потенциальном россыпном узле выделяется платино-золото-алмазоносный комплексный шлиховой ореол в бассейне р. Буолкалах (S –  $200 \text{ км}^2$ , L – 40 пог. км) и шлиховой поток алмазов в бассейне р. Хатыгын-Уэлете с L – 25 пог. км.

**Золото.** Россыпное золото обнаружено в современных аллювиальных, озерно-аллювиальных, покровных средне-верхнечетвертичных и плиоценовых отложениях, в титонско-берриасских морских базальных и внутриформационных конгломератах. Шлиховые ореолы золота совпадают с ореолами алмазов в Кангалас-Уэленском и Хатыгын-Буолкалахском потенциальных россыпных узлах.

В средне-верхнечетвертичных и плиоценовых галечниках содержание золота составляет  $0,03\text{--}0,2 \text{ г/м}^3$ , в волжско-берриасовых конгломератах –  $0,01 \text{ г/м}^3$ , в пойменном и террасовом современном аллювии –  $0,01\text{--}0,65 \text{ г/м}^3$ . В пределах шлиховых ореолов содержание золота составляет  $0,2\text{--}0,5 \text{ г/м}^3$  с максимальными концентрациями в современном аллювии р. Буолкалах ( $1,6\text{--}2,8 \text{ г/м}^3$ ).

К промежуточным коллекторам россыпного золота относятся водораздельные покровные, в основном озерно-аллювиальные илисто-песчаные отложения мощностью до 50 м, в разрезе которых линзовидные тела гравийно-галечных пород обладают повышенной золотоносностью. Верхняя часть

толщи покровных отложений датируется средне-позднечетвертичным возрастом, нижняя – относится к плиоцену. Иногда на меловых отложениях наблюдаются только реликты плиоценовых галечников. В плиоценовых образованиях в цементе галечников содержатся гидроокислы железа, окрашивающие породы в коричнево-бурые цвета. В составе обломочного материала покровных галечников встречаются пестроцветные яшмоиды и кремни, окремненные доломиты и туфоконгломераты с обломками кислого и среднего состава, окремненные песчаники с карбонатным цементом и алевролиты. Также отмечаются галька и мелкие валуны жильного катаклазированного кварца, кварцевых гравелитов, мелкогалечных конгломератов и кварцито-песчаников, в единичных случаях – железистые кварциты и граниты. Данный комплекс пород отсутствует в палеозойских и мезозойских осадочных образованиях. Наибольшие содержания данного экзотического материала отмечаются в районах с повышенными концентрациями золота на Анабарском, Билиро-Уджинском и Саппыйском погребенных блоковых поднятиях [138, 139, 140, 141]. Это свидетельствует о вскрытии комплексной денудацией блоковых выступов фундамента, являющихся областью сноса в юрско-меловое и неогеновое время. Более высокие концентрации золота ( $1,1 \text{ г/м}^3$ ) с сопутствующими платиноидами, приурочены к линзовидным прослоям ожелезненных галечников. По данным пробирного и спектрозолотометрического анализов содержание золота в покровных отложениях намного выше и составляет  $10\text{--}20 \text{ г/т}$ , что свидетельствует о значительной доле в осадках негравитационного золота (менее  $0,1 \text{ мм}$ ).

Русловый и террасовый аллювий в верхнем и среднем течениях рек представлен галечниками мощностью от  $0,1$  до  $2,0 \text{ м}$ . Они состоят на  $80\text{--}85 \%$  из слабо окатанных окварцованных доломитов, кремней, кварцитов, кварцевых конгломератов, кислых эффузивов и на  $15\text{--}20 \%$  из угловато-окатанных местных песчаников и алевролитов юрских и берриасских пород. Наибольшая концентрация золота отмечается среди «экзотической» гальки, особенно на плотике – до  $2,8 \text{ г/м}^3$ . В гальках кварцитов, гравелитов и конгломератов содержание золота составляет от сотых до десятых  $\text{г/т}$ , а в окварцованных карбонатных породах – до  $6,4 \text{ г/т}$ . Содержание золота в русловых и террасовых отложениях по аналитическим определениям составляет в  $15\text{--}20$  раз больше, чем при лотковом опробовании. По данным пробирного анализа содержание золота в грубообломочном аллювии р. Буолкалах достигает  $16\text{--}20 \text{ г/т}$ , р. Улахан-Кумах-Юрях –  $3 \text{ г/т}$ , что указывает на присутствие мелкого и тонкого золота. Следует отметить, что более высокое (в  $2\text{--}3$  раза) содержание золота получено при мелкообъемном опробовании на алмазы, при этом возрасла доля золота в классе  $+1,0 \text{ мм}$  [47]. Так, например, для россыпи Хара-Мас, которая взята в качестве эталона-аналога, при опробовании алмазоносных хвостов установлен ее комплексный алмазо-золото-платиновый характер с содержанием золота  $1 \text{ г/м}^3$  с максимальной крупностью частиц  $6\text{--}8 \text{ мм}$  [111]. В россыпи р. Моргогор, притоке р. Эбелях (южнее рассматриваемой площади) слабо окатанное золото рудного облика размером  $1\text{--}2 \text{ мм}$  и более обнаружено на всем протяжении россыпи, что свидетельствует о его поступлении из бортов и плотика долины предположительно из вулканогенных источников.

Таким образом, как показало опробование на алмазы, более 15 % золота на рассматриваемой территории относится к гравитационному золоту (крупнее 0,1 мм) аллювиальных россыпей, легко улавливаемому при промывке, остальная часть золота может извлекаться при попутной добыче алмазов, путем домывки хвостов алмазных концентратов на обогащительной технике. Золото в россыпях рассматриваемых районов характеризуется закономерным изменением морфологии как вниз по течению водотока, так и с уменьшением среднего размера частиц (табл. 15).

Отмечается уменьшение комковидных частиц и увеличение таблитчатых и пластинчатых по мере уменьшения размера золотинок, а также вниз по течению водотока, за счет расплющивания золота в галечном аллювии, при большей устойчивости к механическому воздействию крупных частиц золота. Следовательно, коренные источники золота и промежуточные коллекторы, возможно, располагаются в верхних течениях рек.

В классе крупности  $-0,25+0,1$  мм происходит скачкообразное увеличение доли уплощенного золота, очевидно, в связи со способностью к перемещению способом сальтации и большим временем нахождения в активном слое аллювия или за счет более древнего возраста. В классе  $-0,1$  мм частицы золота не подвергаются механическому износу, и их форма обусловлена золовым и гипергенным воздействиями. По химизму выделяется два источника золота: мелкого – до 1 мм с преобладанием пробности 900–1000 и среднего по крупности (1–2 мм) с пониженной пробностью (табл. 16).

Таблица 16

**Пробность золота по классам крупности в аллювиальных россыпях приплатформенного крыла Хатангско-Ленского мегапрогиба, по данным [140, 80, 33]**

Класс крупности, мм	Количество золота (%) по пробности				
	950–1000	900–950	800–900	700–800	600–700
+2	45	–	20	21	14
$-2+1$	20	–	62	18	–
$-1+0,5$	63,5	12,5	13	12	–
$-0,5+0,25$	64	13	10	8	5
$-0,25+0,1$	72	16	8	4	–
$-0,1$	75		12,5	–	12,5

По пробности не отличается золото классов  $-1+0,5$  мм и  $-0,5+0,25$  мм, которое характеризуется постоянством состава: золото с пробой 900–1000 составляет 76–77%. В классе  $-0,25+0,1$  мм золото более изменено гипергенными процессами, доля золота этой пробы возрастает до 88% за счет усиления химического выветривания при более длительном механическом воздействии.

Суммируя изложенное, можно высказать предположение, что коренными источниками россыпей золота в рассматриваемом районе являются вулканогенно-терригенные рифей-вендские породы с мелким эксгальационно-сидиментогенным золотом, гидротермальные кварцево-жильные образования с

крупным золотом, обнажившиеся в районах ныне погребенных Билиро-Уджинского и Сапныйского блоковых выступов фундамента и вулканогенные породы мезозойского возраста в верхнем течении речных долин, вмещающих россыпные проявления золота.

В бассейне р. Эбелях (р. Моргогор) З. С. Никифоровой и др. (2011) предполагаются флюидно-эксплозионные источники золота мезозойского возраста – трубчатые тела неясного генезиса, выполненные туфами и туфобрекчиями. Породы, вмещающие золоторудные проявления, претерпели корообразование в раннем мезозое и палеогене, а на юрско-раннемеловом и неогеновом этапах подверглись денудации. В результате чего на платформенном крыле Лено-Анабарского прогиба сформировались золотосодержащие юрско-меловые отложения и покровная неогеновая и средне-верхнеплейстоценовая толща промежуточных коллекторов золота.

*Платиноиды.* В золотых концентратах совместно с золотом встречаются платиноиды в трех шлиховых ореолах в Уэленско-Уджинском россыпном районе в бассейнах рек Кангалас-Уэле, Арах-Билире и Буолкалах. Платиноиды представлены самородной платиной, с вростками палладиевых, иридиевых и родиевых соединений или изоморфными смесями этих элементов, реже – осмистым иридием размером 0,1–0,3 мм (до 1 мм) и весом зерна 0,015 мг. Содержание платиноидов в среднем – 0,1 г/м<sup>3</sup>. Судя по морфогенетическим признакам зерен платиноидов, они имеют с золотом единый коренной источник, т. е. вулканогенно-терригенные рифей-вендские породы погребенных ныне поднятий.

*Алмазы.* В пределах Уэленско-Уджинского района россыпные проявления алмазов обнаружены в средне-верхнечетвертичных, плиоценовых водораздельных галечниках и в четвертичном аллювии русел и террас. Кроме того, косвенные признаки алмазоносности (спутники алмазов) установлены в грубообломочных горизонтах позднеюрского–раннемелового (буолкалакская свита) и позднемелового возраста (менгюряхская свита).

Кангалас-Уэленский россыпной узел располагается в бассейнах верхнего течения рек Кангалас-Уэле, Средняя и Нонгноён-Укчарылах. В верхнем течении рек Средняя и Кангалас-Уэле водораздельные средне-верхнечетвертичные и плиоценовые галечники низкоалмазоносны (0,03–0,07 кар/м<sup>3</sup>). Повышенная алмазоносность руслового современного аллювия отмечается в верховьях р. Кангалас-Уэле 1,12–1,25 кар/м<sup>3</sup>, и в галечниках II надпойменно террасы – 1,53 кар/м<sup>3</sup>, при колебании содержаний в основном в пределах 0,07–0,76 кар/м<sup>3</sup>. Среднее содержание по узлу в пределах шлиховых ореолов и потоков алмазов принимается 0,5 кар/м<sup>3</sup>.

Хатыгын-Буолкалахский россыпной узел охватывает бассейны верхнего течения рек Хатыгын-Уэлете и Буолкалах. Содержание алмазов в аллювии р. Хатыгын-Уэлете составляет 0,04–0,49 кар/м<sup>3</sup>, при максимальном – 0,93 кар/м<sup>3</sup>. Среднее содержание алмазов по узлу на площади шлихового ореола и потока алмазов составляет 0,3 кар/м<sup>3</sup>. Участки русла с россыпными проявлениями алмазов имеют небольшие размеры и приурочены к головным частям кос, содержащих повышенный процент экзотической гальки.

В целом по россыпному району, алмазоносность аллювия имеет характер потоков с прерывистой концентрацией алмазов, образующих небольшие рос-

сыпи. Слабоизученные галечники II надпойменной террасы являются резервом для прогноза россыпной алмазности.

Как установлено, в Кангалас-Уэленском потенциальном россыпном узле содержится около 36 %, а в Хатыгын-Буолкалахском – 20–24 % алмазов эбеляхского типа, что может свидетельствовать о привносе алмазов с юга территории или о питании россыпей из одного коренного источника либо промежуточного коллектора. Среди остальных кристалломорфологических типов преобладают округлые алмазы – 51 % и 58 %, меньше ламинарных – 13 % и 20 % для россыпных узлов соответственно. Средний вес/размер алмазов: в Кангалас-Уэленском россыпном узле – 26,6 мг/1,98 мм, в Хатыгын-Буолкалахском – 12,8 мг/1,61 мм. В этих алмазносных узлах наименьший механический износ имеют алмазы жильного и эбеляхского типов (0–7 %). Преобладают алмазы высококачественные, прозрачные, бесцветные, реже – окрашенные в желтые и дымчатые тона.

На листах R-49–50 в 100–110 км к югу от рассматриваемой площади эксплуатируются уникальные, крупные, средние и мелкие по запасам неоген-четвертичные россыпи алмазов (Эбелях, Биллях, Маят, Хара-Мас и др.) со средним содержанием от 0,5 до 5 кар/м<sup>3</sup>. Слабоалмазносные кимберлитовые трубки триасового возраста находятся на листе R-48–49 в 100–110 км и R-50–52 в 210–350 км к югу от рассматриваемой территории. В Анабарском алмазносном районе ЦНИГРИ апробированы на 1.01.2007 г. ресурсы россыпных алмазов категории P<sub>1</sub> – 10 млн кар, категории P<sub>3</sub> – 125 млн кар, относящиеся в основном к листу R-50.

**Оценка прогнозных ресурсов россыпного золота, алмазов и платиноидов Усть-Анабарского и Уэленско-Уджинского россыпных районов.** На территории Усть-Анабарского и Уэленско-Уджинского района в потенциальных россыпных узлах и площадях оконтурены комплексные шлиховые ореолы в плиоценовых и четвертичных аллювиальных отложениях (табл. 17).

Таблица 17

**Параметры перспективных участков, принятые для подсчета ресурсов россыпей категории P<sub>3</sub> на листе S-50**

Минерагенические подразделения	Площадь, км <sup>2</sup>	Площадь ШО, км <sup>2</sup>	Длина ШП алмазов, км	Длина участков гидросети, км
Усть-Анабарский РР	5000	2150		
Половинный РУ	2300			
Участок Половинный	170			30
Уэленско-Уджинский РР	5500	1140	65	200
Кангалас-Уэленский РУ	3100	250, 480, 210	40	40, 90, 30
Хатыгын-Буолкалахский РУ	930	200	25	40

**Россыпное золото и платиноиды.** Прогнозные ресурсы россыпного золота россыпных узлов рассчитываются по площадной продуктивности, принятой для россыпных узлов аллювиальных россыпей – 10 кг/км<sup>2</sup>, или линейной

продуктивностью 40 кг/пог. км с учетом данных по россыпям эталонам-аналогам. В качестве перспективных выбраны шлиховые ореолы (ШО) россыпных узлов: в Кангаласс-Уэленском – три ШО, в Хатыгын-Буолкалахском – одна ШО. Их суммарная площадь – 1140 км<sup>2</sup>, протяженность участков долин в пределах ореолов – 200 пог. км (табл. 17). Таким образом, с выделением перспективных участков для подсчета ресурсов в пределах россыпных узлов учитывается площадная (и линейная) неравномерность распределения полезных ископаемых (понижающий коэффициент на площадь россыпного узла), приуроченных к определенным отрезкам современных речных долин. Коэффициент площадной неравномерности (прерывистости) равен:

$$1140 : (3100 + 930) = 0,28.$$

Среднее содержание полезных компонентов россыпей рассчитывалось по перспективным участкам в пределах шлиховых ореолов и потоков (табл. 18).

Ресурсы россыпного золота категории Р<sub>3</sub> с учетом коэффициента достоверности 0,7 и ранее учтенного коэффициента площадной неравномерности составляют:

$$10 \text{ кг/км}^2 \times 1140 \text{ км}^2 \times 0,7 = 8000 \text{ кг.}$$

Расчет по линейной продуктивности дает ту же цифру:

$$40 \text{ кг/пог. км} \times 200 \text{ пог. км.} = 8000 \text{ кг.}$$

Таблица 18

**Среднее содержание полезных компонентов перспективных участков, принятое для подсчета ресурсов россыпей категории Р<sub>3</sub> на листе S-50**

Минерагенические подразделения	Среднее содержание		
	dі, кар/м <sup>3</sup>	Au, г/м <sup>3</sup>	Pt, г/м <sup>3</sup>
Усть-Анабарский РР			
Половинный РУ			
Участок Половинный	0,3	1,0	
Уэленско-Уджинский РР			
Кангалас-Уэленский РУ	0,5	1,0	0,1
Хатыгын-Буолкалахский РУ	0,3	1,0	0,1

По Половинной перспективной площади прогнозные ресурсы золота составляют:

$$10 \text{ кг/км}^2 \times 170 \text{ км}^2 \times 0,7 = 1200 \text{ кг,}$$

или

$$40 \text{ кг/пог. км} \times 30 \text{ км} = 1200 \text{ кг.}$$

Суммарные прогнозные ресурсы россыпного золота по листу S-50 составляют 9,2 т, что соответствует трем крупным россыпям золота или нескольким средним.

В качестве эталона-аналога взята аллювиальная россыпь алмазов Анабарского алмазоносного района Хара-Мас (левый приток р. Анабар), где недавно установлен промышленный характер золотоносности с сопутствующей платиноносностью [111]. В россыпи Хара-Мас при опробовании хвостов алмазных концентратов, кроме мелкого (0,1–0,5 мм) золота «уджинского» типа, установлено более крупное, размером 1–6 мм «анабарского» типа, с содержанием 1 г/м<sup>3</sup>.

Прогнозные ресурсы платиноидов рассчитываются по соотношению содержаний Pt/Au – 0,1 г/т : 1 г/т = 0,1, отнесенных к площадной продуктивности комплексных золото-платиновых ШО № 2, 3, 4, расположенных в Уэленско-Уджинском россыпном районе. Ресурсы платиноидов составляют:

$$10 \text{ кг/км}^2 \times 890 \text{ км}^2 \times 0,7 : 10 = 600 \text{ кг.}$$

Ввиду преобладания мелких классов полезных компонентов, необходимо при поисках и добыче использовать обогатительную технику на хвостах алмазоносных концентратов для улавливания зерен металлов с крупностью менее 0,5 мм.

*Россыпные алмазы.* На смежной территории (листы R-49–50) в Анабарском алмазоносном районе на 1.01.2007 г. ЦНИГРИ апробированы ресурсы россыпных алмазов в количестве P<sub>1</sub> – 10 млн кар, P<sub>3</sub> – 125 млн кар. В частности, по россыпи Хара-Мас ресурсы алмазов категории P<sub>1</sub> составляют 1033 тыс. кар, P<sub>2</sub> – 54 тыс. кар. Южная часть территории листа S-50 является логическим продолжением незамкнутого Анабарского (по ЦНИГРИ) алмазоносного района с установленными промышленными россыпями алмазов. На территории рассматриваемого листа в Хатангско-Ленской минерагенической области прогнозные ресурсы россыпных алмазов рассчитывались с учетом сопоставления принятых моделей с известными (мелкими и средними по запасам и средним уровнем содержания) россыпями-аналогами. В частности, рассмотрены близко расположенные к южной рамке листа S-50 алмазоносные россыпи Хара-Мас, Ручей 53, Ыраас-Юрях. Параметры россыпи алмазов Хара-Мас: длина – 12,1 км, ширина – 13–178 м, в среднем – 69 м; мощность торфов – до 4,8 м (при средней 2,3 м), мощность песков – 1,4–3,0 м (при средней 1,8 м), содержание алмазов – 0,35–1,8 кар/м<sup>3</sup> (среднее 0,9 кар/м<sup>3</sup>).

С учетом степени изученности алмазоносных россыпей при расчете их ресурсов принята следующая концентрационная модель. Морфогенетический тип россыпи – аллювиальный средних и крупных рек, русловой и косовой с уровнем содержания алмазов в пределах 0,2–2,4 кар/м<sup>3</sup>, с преобладанием алмазов в классах –4+2 мм (до 60 %) и –2+1 мм (до 50 %), а также с выходом ювелирных камней – 15–30 %.

По геолого-промышленной классификации, россыпи относятся к средним: длина – от нескольких до 20 км, средняя мощность – 2–4 м, средняя ширина – 50–100 м, со струйчато-линзовидным типом концентрации, средним уровнем содержания 0,3–1 кар/м<sup>3</sup>, алмазами средней крупности, мелкими запасами алмазов, менее 0,1 млн кар, с низким содержанием глины, пески хорошо промытые слабо связанные, торфа отсутствуют.

Ресурсы алмазов четвертичных россыпей рассчитывались с учетом параметров принятой модели россыпи и средних данных россыпей-аналогов пря-

мым расчетом, по длине перспективного участка гидросети. Ресурсы россыпных алмазов категории P<sub>3</sub> Половинной площади составляют: 0,3 кар/м<sup>3</sup> (среднее содержание) × 30 000 м (длина) × 1 м (мощность песков) × 20 м (ширина) × 0,5 (коэффициент прерывистости) = 90 тыс. кар. Прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> россыпных алмазов Кангалас-Уэленского россыпного узла составляют:

$$0,5 \text{ кар/м}^3 \times 200\,000 \text{ м} \times 1 \text{ м} \times 20 \text{ м} \times 0,5 = 1000 \text{ тыс. кар.}$$

Прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> россыпных алмазов Хатыгын-Буолкалахского россыпного узла составляют:

$$0,3 \text{ кар/м}^3 \times 65\,000 \text{ м} \times 1 \text{ м} \times 20 \text{ м} \times 0,5 = 200 \text{ тыс. кар.}$$

Всего по Хатангско-Ленской минерагенической области в пределах листа S-50 прогнозные ресурсы россыпных алмазов составляют 1,290 млн кар.

Следует отметить, что ресурсы алмазов, золота и платиноидов, исходя из степени изученности, в пределах россыпных узлов рассчитаны только для современных русловых и косовых отложений, имеющих небольшую мощность (2–3 м) в пределах перспективных участков (шлиховых ореолов), по минимальным параметрам россыпей, без учета обнаружения крупных россыпей алмазов, известных на соседних площадях. Резервом остаются слабо изученные на современном этапе комплексные россыпные проявления в аллювиально-озерных отложениях средне-верхнечетвертичного возраста, древней сети неоген-четвертичного возраста на водоразделах, возможно остаточные россыпи переотложенных кор химического выветривания палеогена.

Прогнозная оценка рассматриваемой территории по россыпным алмазам в количестве 1,290 млн кар невелика, исходя из следующих соображений. В Анабарском алмазоносном районе (лист R-49–50) установлена многостадийная закономерность в образовании россыпей алмазов: коренной источник → древний коллектор → неогеновый коллектор → коллектор четвертичных погребенных долин и надпойменных террас → современные русловые россыпи [59]. При этом неоген-четвертичные россыпи выполняют карстовые и эрозионные западины в известняках кембрия, частично перекрытых юрскими отложениями. На площади листа S-50 эта последовательность нарушается, т. к. неогеновые породы перекрывают юрско-меловые осадки и образованы в значительной мере за счет их перемыва, а россыпные проявления алмазов современного возраста залегают на юрско-меловом плотике.

### **Анабарская алмазо-буроугольная минерагеническая область (6 УБ, di/P–Q)**

Анабарская МО на площади листа занимает крайний юго-западный угол территории. В ее пределах располагается северо-восточная часть *Анабаро-Попигайского буроугольного района* (6.1 УБ/P), в котором промышленная угленосность связана с верхнепермскими отложениями потокойской свиты. Минерагенический потенциал Анабаро-Попигайского угленосного района относится к листу S-49. Терригенные отложения нижней–средней юры зим-



ней, аиркатской, курунгской объединенных свит в зонах стратиграфических несогласий и грубообломочные образования базального горизонта являются потенциально золотороссыпемещающими, рудообразующими и рудовмещающими для стратиформных залежей синсидиментационного золота. Ввиду слабой изученности их минерагенический потенциал на золото не оценивается.

## **ОБЩАЯ ОЦЕНКА МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОГО ПОТЕНЦИАЛА МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ НА ЛИСТЕ S-50**

Оценка минерально-сырьевого потенциала листа S-50 приведена в табл. 19–20.

В Прончищевско-Оленёкской МО в Гуримисско-Прончищевском алмазодобывающем рудно-россыпном районе ожидается нахождение двух (в Усть-Оленёк-Улаханюряхском РРР – одного) коренных источников алмазов – туффзитов кимберлитово-лампроитовой серии, которыми не исчерпывается потенциал МО, т. к. РРР продолжают на соседние листы (S-49, S-51).

В Хатангско-Ленской МО известны девять месторождений энергетических каменных углей: Салганское, Чохо-Юрягесское, Аллахское, Улахан-Юряхское, Буолкалахское-Нижнее, Улахан-Кюельское, Буолкалахское, Улахан-Кумах-Юряхское и Хастанское с ресурсами категории P<sub>3</sub> более 6 млрд т. Для северной части территории, Прончищевско-Оленёкской МО предполагается один мелкий объект с фосфоритами – 2,3 млн т (МП); для Хатангско-Ленской МО, на платформенном крыле прогиба – два объекта (месторождения) фосфоритов с суммарным минерагеническим потенциалом – 25 млн т. В Усть-Анабарском россыпном районе, Половинной прогнозной площади ожидается одна россыпь с ресурсами золота 1,2 т, алмазов – 0,09 млн кар. В Уэленско-Уджинском россыпном районе прогнозируются четыре россыпи золота с суммарным ресурсом 8 т, а также три россыпи платиноидов с ресурсами 0,6 т и алмазов 1,29 млн кар (табл. 20).

Практический прогнозный эффект работы иллюстрируется табл. 21, в которой приведены впервые выявленные и переоцененные прогнозируемые объекты полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов, рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам.

Рекомендуются поисковые работы на коренные алмазы нетрадиционного туффзитового кимберлитово-лампроитового генезиса масштаба 1 : 50 000 на площади двух рудно-россыпных районов: Гуримисско-Прончищевского и Усть-Оленёк-Улаханюряхского. Для старательской отработки комплексных россыпей золота, алмазов и платиноидов рекомендуются площади Усть-Анабарского и Уэленско-Уджинского РРР, где ресурсы этих полезных ископаемых незначительны. По углям рекомендуется разведка наиболее перспективных объектов: месторождений Аллахское, Улахан-Юряхское, Буолкалахское-Нижнее, Буолкалахское, обладающих высокими ресурсами и пластами угля промышленной мощности.

## Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений на листе S-50

№№ пп	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км <sup>2</sup>	Запасы категории (А, В и С)				Σ А + В + С	Прогнозные ресурсы Р			Минерагенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы и ресурсы)
				А	В	С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>		Р <sub>1</sub>	Р <sub>2</sub>	Р <sub>3</sub>			
1	4. Прончищевско-Оленёкская полиметаллическо-алмазоносная минерагеническая область	Фосфориты, млн т	4300								2,3			
2	4.1. Гуримисско-Пончищевский алмазоносный рудно-россыпной район	Алмазы, млн кар	2100							11,0		11,0		
3	4.2. Усть-Оленёк-Улаханюряхский алмазоносный рудно-россыпной район	Алмазы, млн кар	730							4,0		4,0		
4	5. Хатангско-Ленская алмазо-золото-каменноугольная минерагеническая область	Фосфориты, млн т	26 000								25,0			
5	5.1. Оленёкский каменноугольный район	УК, млн т	11 000		5,214	12,071		17,285			6134,8		6152,085	
6	5.2. Усть-Анабарский золото-алмазоносный россыпной район	Алмазы, млн кар	5000							0,09		0,09		
		Золото, т	5000							1,2		1,2		
7	5.3. Уэленско-Уджинский золото-алмазоносный россыпной район	Золото, т	5500							8,0		8,0		
		Платиноиды, т	5500							0,6		0,6		
		Алмазы, млн кар	5500							1,2		1,2		

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых на листе S-50

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Месторождения рудных полезных ископаемых и алмазов	Алмазы в коренных месторождениях*	2	P <sub>3</sub>	11,0 млн кар
		1	P <sub>3</sub>	4,0 млн кар
	Всего:	3	P <sub>3</sub>	15,0 млн кар
Месторождения нерудных полезных ископаемых, углей, горючих сланцев	Уголь энергетический	9	P <sub>3</sub>	6134,8 млн т
	Всего:	9	P <sub>3</sub>	6134,8 млн т
	Фосфориты	1	МП	2,3 млн т
	Фосфориты	2	МП	25,0 млн т
	Всего:	3	МП	27,3 млн т
Россыпные месторождения рудных полезных ископаемых и алмазов	Золото	1	P <sub>3</sub>	1,2 т
		4	P <sub>3</sub>	8,0 т
	Всего:	5	P <sub>3</sub>	9,2 т
	Платиноиды	3	P <sub>3</sub>	0,6 т
	Всего:	3	P <sub>3</sub>	0,6 т
	Алмазы	1	P <sub>3</sub>	0,09 млн кар
	Алмазы	2	P <sub>3</sub>	1,0 млн кар
	Алмазы	1	P <sub>3</sub>	0,2 млн кар
	Всего:	4	P <sub>3</sub>	1,29 млн кар

\* Учтены суммарно ресурсы алмазов в коренных месторождениях (90 %) и ископаемых россыпях карнийского возраста (10 %), разработка которых возможна по рудной схеме.

**Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа S-50 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, 4.1. Гуримиско-Прончищевский алмазоносный рудно-россыпной район*	Ресурсы P <sub>2</sub> + P <sub>3</sub> карнийского яруса в ископаемых россыпях 1,8 млн кар на листах S-50-XIX, XX, XXI	11,0 млн кар – P <sub>3</sub>	+ 9,2 млн кар	Поисковые работы на коренные алмазы туффизитов кимберлитово-лампроитового генезиса масштаба 1 : 50 000
2	Алмазы коренные, 4.2. Усть-Оленёк-Улаханюряхский алмазоносный рудно-россыпной район*	Ресурсы не приводились	4,0 млн кар – P <sub>3</sub>	+ 4,0 млн кар	Поисковые работы на коренные алмазы туффизитов кимберлитово-лампроитового генезиса масштаба 1 : 50 000
3	Алмазы россыпные, 5.2. Усть-Анабарский золото-алмазоносный россыпной район, Половинная прогнозная площадь	Ресурсы не приводились	0,09 млн кар – P <sub>3</sub>	+ 0,09 млн кар	Рекомендуется для старательской отработки
4	Алмазы россыпные, 5.3. Уэленско-Уджинский золото-алмазоносный россыпной район	Ресурсы не приводились	1,2 млн кар – P <sub>3</sub>	+ 1,2 млн кар	Рекомендуется для старательской отработки
5	Золото россыпное, 5.2. Усть-Анабарский золото-алмазоносный россыпной район	Ресурсы не приводились	1,2 т – P <sub>3</sub>	+ 1,2 т	Рекомендуется для старательской отработки
6	Золото россыпное, 5.3. Уэленско-Уджинский золото-алмазоносный россыпной район	Ресурсы не приводились	8,0 т – P <sub>3</sub>	+ 8,0 т	Рекомендуется для старательской отработки

№ 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		
7	Платиноиды россыпные, 5.3. Уэленско-Уджинский золото-алмазоносный россыпной район	Ресурсы не приводились	0,6 т – P <sub>3</sub>	+ 0,6 т	Рекомендуется для старательской отработки
8	Уголь каменный, 5.1. Оленёкский каменноугольный район	Геологические запасы, геологические ресурсы вероятные для девяти месторождений Лено-Анабарского района (новое название – Оленекский р-н) – 6134,8 млн т	Геологические ресурсы вероятные переведены в прогнозны ресурсы категории P <sub>3</sub> – 6134,8 млн т	+ 6134,8 млн т	Рекомендуется разведка наиболее перспективных объектов: месторождений Аллахское, Улахан-Юряхское, Буолкалахское-Нижнее, Буолкалахское

\* В рудно-россыпных алмазоносных районах приводятся суммарные ресурсы по коренным (90%) и россыпным алмазам (10%) ископаемых россыпей в карниевых конгломератах и гравелитах, разработка которых возможна по рудной схеме, т. е. россыпи в данном случае рассматриваются как коренные объекты.

## НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Нефтегазогеологическая изученность территории листа S-50 находилась к началу XXI века на уровне первоначальных обследований признаков проявлений углеводородов (УВ) в нескольких скважинах и водотоках.

На шельфе аномальные проявления метана в донных осадках отмечены В. А. Кошелевой и Д. С. Яшиным (1999) вдоль разломных зон, ограничивающих Усть-Ленский грабен и Ребековский горст, а также в северо-западной части Лено-Таймырской области пограничных поднятий, в узле пересечения Песчаноостровского и Хатангского разломов. Отношение метана к тяжелым УВ изменяется от единиц до первых сотен, в Южно-Лаптевской зоне прогибов составляет порядка 90 [96].

Геологический материал, который мог быть использован для нефтегеологического районирования и выяснения прогноза нефтегазоносности региона, появился лишь в 1980-х годах. Он получен в результате съемочных и небольшого объема геофизических и буровых работ, позволивших ОАО «Аэрогеология» к 2000 г. обобщить данные по листам S-50–52. Впоследствии эти сведения были дополнены маршрутными геологическими и газогеохимическими обследованиями ВСЕГЕИ в 2007–2009 гг.

Проблемам оценки нефтегазового потенциала Сибирской платформы посвящена работа А. Э. Конторовича и В. С. Суркова [31], а поискам месторождений в Лено-Анабарском прогибе – И. Н. Истомина [86]. Наибольшую значимость имеют региональные обобщения «Аэрогеология», особенно в части первых попыток мелкомасштабного нефтегеологического районирования, проведенного на структурно-тектонической основе, но без учета комплексного минерагенического подхода и ресурсной базы УВ.

Что касается газогеохимических исследований, то ощутимый результат принесли в свое время (1980-е годы) выборочные маршрутные обследования ВНИГРИ, показавшие наличие в приповерхностных газопроявлениях озер и водотоков не только повышенных концентраций метана, но и некоторых его гомологов. Уровень проводимых в то время газогеохимических и изотопных аналитических исследований не давал возможность делать полноценные выводы о природе минерагенических особенностей УВ-составляющих, а отсутствие параметрического и поисково-разведочного бурения существенно затрудняло выделение потенциально нефтегазоносных комплексов и резервуаров.

Более глубокое изучение структурно-тектонических особенностей региона, его геодинамики, специфики нефтегеологических разрезов и углеводородных проявлений на территории листов S-50–52 с учетом данных по листам S-49 и R-50–52, проводившееся в последние годы, позволило выделить ряд потенциально нефтегазоносных осадочных бассейнов. Они отождествляются пока с нефтегазоносными областями (НГО и ПНГО) и характеризуются определенным набором толщ и комплексов трех основных структурно-формационных мегакомплексов: рифейско-кембрийского, палеозойского и мезозойско-кайнозойского. В разрезе их может быть намечено несколько

нефтегазоносных и битумоносных комплексов, имеющих региональное или зональное распространение, аналогичных тем, которые уже выделялись в Хатангской НГО и Хатангско-Анабарской ПГНО на листе S-49.

В восточной части последней из областей (см. схему прогноза нефтегазоносности) в пределах рифейско-кембрийского мегакомплекса может быть выделен нижнеостанцовский потенциально нефтегазоносный комплекс (ПНГК) или его фрагменты; в разрезе палеозойского мегакомплекса выделяются ниже- и верхнекожевниковские резервуары или их аналоги, а в мезозойско-кайнозойском мегакомплексе не исключено обнаружение аналога гуримисского резервуара с перекрывающим его флюидоупором.

При нефтегазогеологическом делении разреза Лено-Анабарского прогиба, в центральной части которого нет глубоких скважин, вскрывающих весь фанерозойский разрез, использован фактический материал, положенный в основу построения разреза к геологической карте, и по скважинам Хазахская-930 и Чарчкская П-1, пробуренным на южном склоне прогиба восточнее листа S-50. Вскрытый разрез также представлен тремя мегакомплексами: рифейско-верхнекембрийским, палеозойским и мезозойским, каждый из которых несет признаки нефтегазоносности. Они позволяют выделять преимущественно ПНГК (поскольку флюидоупоры пока проследить трудно), а также ряд отличий от предыдущего разреза. В частности, помимо наличия «вендских» битумопроявлений, отмечается присутствие значительного по толщине лапарского битумоносного комплекса, а также пермских ПНГК, и, кроме того, не исключается возможность выделения юрского ПНГК. В центральной части Лено-Анабарского прогиба разрез иллюстрируется фрагментом профиля (см. схематический прогнозно-нефтегазогеологический разрез по линии  $A_1'-A_2$ ) в упрощенном виде, без детализации рифейско-нижнепалеозойской его части, а потенциальные комплексы и резервуары выделяются как предполагаемые и по разрезам названных выше скважин (см. сводные нефтегазогеологические разрезы).

С севера к Лено-Анабарскому прогибу примыкает Восточнотаймырско-Оленёкская складчато-надвиговая система субширотного простирания, оказавшая свое геодинамическое влияние и на присклоновую часть прогиба. Тектоническая раздробленность последнего невысока, в отличие от самой складчатой зоны (см. геологическую карту) или Терпейской впадины. В пределах последней распространены кайнозойские отложения, имеющие региональное развитие в море Лаптевых и представляющие собой в тектоническом отношении так называемую «разбитую тарелку».

На схеме нефтегазогеологического районирования листа S-50 выделяются части двух нефтегазоносных провинций – Лено-Тунгусской НГП (I) и Хатангско-Ленской ГНП (II), а также Лаптевской самостоятельной ПНГО (III).

Выделение газонефтеносных и перспективно газонефтеносных областей (ГНО, ПГНО) в пределах названных провинций основано на особенностях их структурно-тектонического строения, наличия в разрезе газонефтеносных и битумоносных комплексов и резервуаров (их набора и специфики), разломно-блоковой тектоники региона и особенностях нефтегазоносности, включая

прямые (наличие УВ-флюидов) и геохимические признаки нефтегазопроявлений и битумоносности\*.

**Лено-Тунгусская НГП (I).** Данная провинция представлена небольшой территорией Анабарской ПНГО, расположенной в юго-западном углу листа S-50. Мезозойские отложения представлены здесь юрскими и триасовыми породами без установления прямых признаков нефтегазоносности, если судить по разрезам в долине р. Анабар, и только в самой кровле пермских отложений отмечена угленосность(?) толщ.

**Хатангско-Ленская ГНП (II).** Нам уже приходилось упоминать в объяснительной записке к листу S-49, что большинство исследователей из ВНИГНИ, ВНИГРИ и других организаций ограничивают территорию Хатангско-Вилуйской (Енисейско-Вилуйской) ГНП низовьями р. Лена, разделяя, таким образом, субширотную и субмеридиональную (Лено-Вилуйскую) части огромного Енисейско-Ленско-Вилуйского газонефтеносного пояса. Северная граница Хатангско-Ленской ГНП на листе S-50 примыкает к Прончищевско-Оленёкской складчатой зоне, а на юге проходит за пределами листа, лишь небольшой фрагмент Лено-Тунгусской НГП расположен в юго-западном углу планшета.

Крайнюю западную часть листа S-50 занимает ***Хатангско-Анабарская перспективно газонефтеносная область***, основная территория которой находится на листе S-49 [86]. По обобщенным материалам скважин Суолемской, Улаханской и Восточной площадей (лист S-49), ближайшим к западной границе листа S-50, можно заключить, что палеозойские отложения, в частности, верхне- и нижнекожевниковские резервуары отличаются небольшими нефтегазопроявлениями в виде частичного насыщения керна нефтью, пленок нефти в буровом растворе и растворенного в пластовых водах газа. Последнее из перечисленных явлений отмечено и в нижнекембрийских отложениях. Характерна также битуминозность разреза в пределах нижнепермских и верхнекембрийских отложений. Параметры соответствующих проявлений охарактеризованы в главе «Полезные ископаемые».

Перечисленные нефтегеологические особенности с определенной долей условности распространяются и на крайнюю восточную часть Суолемской впадины вплоть до разлома, разделяющего последнюю с платформенной частью Лено-Анабарского прогиба.

Практически всю остальную территорию листа S-50, кроме приморской полосы, занимает ***Лено-Анабарская ПНГО***, изученная глубоким бурением лишь по окраинам (преимущественно южным) и к тому же за пределами листа. Ближайшими к его восточной рамке расположены глубокие скважины Хастахская-930 и Чарчкская П-1, по материалам которых возможно построение сводного нефтегазогеологического разреза осадочной толщи южного борта Лено-Анабарской впадины (см. схематический прогнозно-нефтегазогеологический разрез по линии А<sub>1</sub>'–А<sub>2</sub>). На разрезе представлены отложения

---

\* В 2010 г. специалистами ведущих геологических организаций (ВНИГНИ, ВНИИОкеангеология, ВНИГРИ и др.) составлена «Карта нефтегазогеологического районирования Российской Федерации масштаба 1 : 4 000 000» [199], согласно которой Анабаро-Хатангская НГО и Лено-Анабарская НГО включены в Лено-Тунгусскую НГП.



от среднерифейских до верхнекембрийских, относящиеся к нижнему мегаккомплексу, и от пермских до верхнемеловых отложений, условно объединяемых в верхний мегаккомплекс. Нижняя часть разреза отличается битумопроявлениями: от повышенной битуминозности пород до пластовых битумов (при содержании до 10% общей массы породы) в вендских и кембрийских отложениях, в которых возможно выделить лапарский битумоносный комплекс.

В разрезе пермских, преимущественно проницаемых отложений (более 50% толщины), отмечаются и нефтепроявления в виде капельно-жидкой нефти и газопроявления, чаще с пластовыми водами, а также многочисленные битумопроявления. Все это позволяет выделять несколько потенциально нефтегазоносных комплексов: ниже- и верхнекожевниковские, а также чекановский (см. сводные нефтегазогеологические разрезы). Однако отсутствие над ними выдержанных флюидоупоров не создает благоприятных обстановок для формирования резервуаров, что негативным образом сказывается на сохранности УВ скоплений и нефтегазоносности всего разреза.

На схематическом прогнозно-нефтегазогеологическом разрезе по линии А<sub>1</sub>'–А<sub>2</sub> на платформенном крыле Лено-Анабарского прогиба показано в основном пликативное залегание толщ от рифея до верхнего мела (с перерывами), но без выделения крупных структурных зон, которые могли бы быть интересны в нефтегеологическом отношении. Гораздо благоприятнее в этом плане северо-восточная часть разреза с иллюстрацией представлений об усложнении строения бортовой части прогиба как переходной, по мнению ряда исследователей, прискладчатой, возможно, с конседиментационной Улахан-Юряхской антиклинальной структурой и листрическим разломом. Севернее упомянутой структуры расположена непосредственно Бастахско-Туматская складчато-сдвиговая зона Верхоянской складчатой области с типичными веерообразными разломами, высокоамплитудными взбросами, пологими складками и т. д., не представляющая собой объекта нефтенакпления.

В своде упомянутой выше антиклинальной структуры пробурена Улахан-Юряхская скважина Р-1 глубиной более 2 км, вскрывшая мезозойские отложения и верхнюю часть пермских пород. При опробовании последних и нижнетриасовых отложений в данной разведочной скважине и в соседних колонковых скважинах фиксировались нефтепроявления в виде капельно-жидкой нефти, газопроявления, а также повышенная битуминозность пород вплоть до маломощных пластовых битумов. Суммированный фактический материал по Улахан-Юряхскому району позволяет пока выделить один потенциально нефтегазоносный комплекс на контакте верхнепермских и нижнетриасовых отложений и названный верхнекожевниковско-юряхским, а также улахан-юряхский потенциально нефтегазоносный резервуар, приуроченный к юряхской свите и перекрываемый толщей известняков в качестве флюидоупора.

**Лаптевская самостоятельная ПНГО (III)** занимает свыше 60% общей территории листа S-50.

Охватываемая границами листа акватория моря Лаптевых является частью Лаптевоморского бассейна с неустановленной нефтегазоносностью. Первые оценки возможных перспектив нефтегазоносности осадочных толщ моря

Лаптевых даны в 1975 г. геологами НИИГА Д. А. Вольновым, И. С. Грамбергом и Э. Н. Преображенской [154].

На сегодняшний день 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 мезозойского, 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 5 томе «Геология и полезные ископаемые России» [26].

Западная граница Лаптевской самостоятельной потенциально нефтегазоносной области проходит по Анабарскому заливу (от линии пересечения с Нордвикским разломом) и далее в северном направлении, огибая с восточной стороны о. Большой Бегичев и протягиваясь вдоль восточной оконечности Таймырской складчатой системы. В целом область соответствует Хатангско-Лаптевоморской эпипозднекеммерийской платформе.

Полого-складчатые образования среднекаменноугольно-триасового и юрско-нижнемелового тектонических комплексов Прончищевско-Оленёвской 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 Улахан-Юряхской скважине, в разрезе которой вскрыто свыше 1850 м пермско-триасовых преимущественно проницаемых песчано-алевролитовых пород 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 8–10 км в грабенах, а в самой глубокой впадине Южно-Лаптевской зоны прогибов – до 14 км. Поэтому в пределах Западно-Лаптевской рифтовой системы основные перспективы нефтегазоносности могут связываться только с комплексами чехла: нижне-верхнемеловым и кайнозойским.

В пределах изученной части Лаптевской самостоятельной ПНГО авторами выделены два перспективно нефтегазоносных района: Западно-Лаптевский и Усть-Ленский ПНГР. Выделение ПНГР проведено на основе структурных особенностей, мощностей и характера сейсмокомплексов, прослеженных в разрезе осадочного чехла Лаптевского бассейна. На этой же основе выделены три перспективные зоны нефтегазонакопления: Песчаноостровская, Ребековская и Северо-Трофимовская (см. схему прогноза нефтегазоносности).

*Нефтегазоносные комплексы.* Выделение перспективных нефтегазоносных комплексов проведено на основе сейсмостратиграфических подразделений (сейсмокомплексов и подкомплексов). В связи с тем, что возраст осадочного чехла, несмотря на довольно обоснованную его детализацию по резуль-

татам интерпретации сейсмических материалов, все же взят условно, считаем возможным выделение перспективных нефтегазоносных комплексов на уровне отделов (рис. 13).

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 компенсируют впадины Южно-Лаптевской зоны прогибов, достигая в центрах депрессий мощности 7–10 км. В северо-восточном направлении мощность уменьшается до 2–4 км. Состав пород предположительно терригенный.

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. Скорее всего она содержит углефицированный детрит высших растений, поскольку терригенная часть сложена грубообломочным материалом, что свидетельствует о близости источника сноса. Отсюда, формация предположительно может рассматриваться как материнская толща, генерирующая газ.

Перспективы комплекса довольно высоки в пределах Песчаноостровской зоны нефтегазонакопления (ЗНГН) Западно-Лаптевского ПНГР. Формирование залежей УВ возможно только за счет латерально-вертикальной миграции УВ из более погруженных частей ПНГР. Довольно высоки перспективы ПНГК в Ребековской и Северо-Трофимовской зонах. Формирование залежей, скорее всего, будет обусловлено вертикальной миграцией УВ.

Перспективы Усть-Ленского ПНГР не столь высоки в связи с большими глубинами погружения коллектора и небольшой высотой ловушек, в результате чего возможна латеральная миграция УВ в более высокие горизонты других зон нефтегазонакопления.

Палеоцен-миоценовый ПНГК. Выделяется в объеме сейсмокомплекса L2–L4. Мощность комплекса изменяется от 500–1000 м на юго-западе площади исследований до 2500–3500 м на северо-востоке. Состав пород комплекса предположительно терригенный.

В его нижней 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

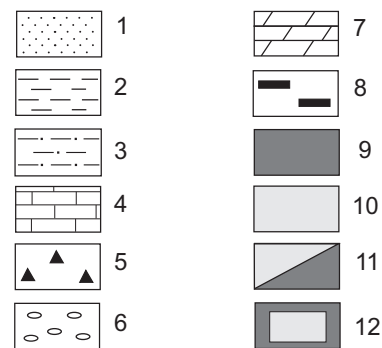
**Типовой разрез осадочного чехла эталона  
(бассейн дельты р. Маккензи–моря Бофорта)**

Эра-тема	Система	Отдел	Литологическая колонка	Мощность м	Типы залежей
КАЙНОЗОЙСКАЯ	НЕОГЕНОВАЯ Q	плиоцен		0–1500	
		миоцен		500–1000	
	ПАЛЕОГЕНОВАЯ	олигоцен		500–2500	
		эоцен		0–4000	
		палеоцен			
	МЕЗОЗОЙСКАЯ	МЕЛОВАЯ	верхний		100–400
нижний				0–2000	
ЮРСКАЯ		верхний		0–700	
		средний			
		нижний			
ТРИАСОВАЯ				отложения преимущественно континентального генезиса, развиты спорадически	
КАМЕННО-УГОЛЬНАЯ					
	ПЕРМСКАЯ				
ПАЛЕОЗОЙСКАЯ	СИЛУРИЙ-ДЕВОНСКАЯ			<1000	
	СИЛУРИЙ-СКАЯ				
	ОРДОВИК-СКАЯ				
	КЕМБРИЙ-СКАЯ				
	ДОКЕМБРИЙ		фундамент		

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 листа S-50 (бассейн моря Лаптевых)**

Эра-тема	Система	Отдел	Литологическая колонка	Мощность, км	Отражающий горизонт	Перспективные комплексы
КАЙНОЗОЙСКАЯ	НЕОГЕНОВАЯ Q	плиоцен		0,3–0,8	L5	
		миоцен		от 0,15 до 1–1,2	L4	зональные и локальные покрывки
	ПАЛЕОГЕНОВАЯ	олигоцен		от 0,5–1 до 2,5–3,5	L3	возможный коллектор
		эоцен				зональные и локальные покрывки
		палеоцен				возможный коллектор
	МЕЗОЗОЙСКАЯ	МЕЛОВАЯ	верхний		от 2–4 до 7–10	L2
нижний				L1		возможный коллектор
PZ–MZ		складчатое основание			A	возможная региональная глинистая покрывка и генерирующая толща



**Нефтегазовые запасы и ресурсы НГБ дельты р. Маккензи–моря Бофорта**

№ п/п	Бассейн	Перспективная площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Доказанные запасы, млн т/млрд м <sup>3</sup>		Прогнозные геологические ресурсы, млн т/млрд м <sup>3</sup>		Удельная плотность запасов, тыс. т (млн м <sup>3</sup> н.э./км <sup>2</sup> )	Удельная плотность ресурсов, тыс. т (млн м <sup>3</sup> н.э./км <sup>2</sup> )	Соотношение нефть/газ	
			нефть	газ	нефть	газ			в запасах	в ресурсах
1	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. 13. Сопоставление типовых разрезов эталонного и расчетных участков моря Лаптевых.** (Составили: О. В. Волошин, О. И. Супруненко, О. Н. Зуйкова).

Литологический состав: 1 – песчаники; 2 – глины; 3 – алевриты; 4 – известняки зернистые; 5 – кремнистые включения; 6 – галька; 7 – доломиты; 8 – угли. Типы залежей, развитых в стратиграфических комплексах: 9 – нефтяные; 10 – газовые; 11 – газовые и нефтяные; 12 – газовые с нефтяной оторочкой.

возрастная характеристика толщи (палеоцен?–эоцен) свидетельствует о том, что она могла бы рассматриваться и как генерирующая нефть-газ-конденсат материнская толща в том случае, если она прошла стадию МК<sub>2</sub>–МК<sub>3</sub> 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 или так называемый «play» наиболее достоверно может быть проявлен в пределах Усть-Ленского ПНГР, где она погружена на глубины от 2 до 4 км.

Верхняя часть комплекса (сейсмоподкомплекс L3–L4) предположительно сложена в большей мере алеврито-песчаными породами. Судя по результатам сейсмических исследований, она имеет регрессивно-трансгрессивный циклический тип разреза, поскольку характеризуется «чередованием низкочастотных интенсивных отражений с высокочастотными отражениями, что свидетельствует об изменчивости мощности пластов по вертикали» (см. главу «Сеймостратиграфическая характеристика осадочного чехла»). 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. Покрышки в циклических типах разрезов чаще всего носят локальный, реже – зональный характер. О генерационных свойствах глинистых пластов говорить сложно, поскольку глубины погружения отражающего горизонта L2 редко превышают 2–2,5 км и вряд ли 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 Ребековской и Северо-Трофимовской ЗНГН 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 Песчаноостровской ЗНГН по этому комплексу гораздо ниже и могут быть связаны с формированием ловушек в зонах выклинивания коллектора (литологические ловушки УВ) и с зонами эрозионных срезов (стратиграфические ловушки УВ).

Миоцен-четвертичный ПНГК. Выделяется в объеме сейсмокомплекса L4–дно. Предположительно комплекс сложен терригенными песчано-глинисто-алевритовыми породами.

В нижней 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 преде-

лах комплекса возможно, но изолирующие свойства флюидоупоров из-за небольшой глубины залегания (300–800 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.

Итак, несмотря на очень слабую нефтегеологическую изученность территории листа S-50, 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, 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 нефтегазоносности масштаба 1 : 2 500 000 выделены в границах ГНО и ПГНО территории и акватории с различной ресурсной оценкой по удельной плотности начальных суммарных геологических ресурсов УВ (тыс. т н. э./км<sup>2</sup>) 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), с невыясненными перспективами и бесперспективные.

### **Прогнозирование нефтегазоносности выделенных элементов районирования сухопутной части листа**

Прогнозирование основывается на главных факторах и критериях нефтегазоносности: удельной плотности ресурсов углеводородов по ГНО и ПГНО; учете результатов площадных сейсмических работ при выделении перспективных для опоискования зон, прямых и косвенных признаков нефтегазоносности; соответствующих геохимических показателях и т. д. Оценка начальных суммарных ресурсов углеводородов северных районов Восточной Сибири производилась на 1.01.2002 г. в СНИИГГиМС под руководством В. С. Старосельцева, затем уточнялась во ВНИГРИ в 2006 г. и продолжается для нераспределенного фонда и в настоящее время. Таким образом, кроме официальных данных, использовались материалы ВНИГРИ 2006–2009 гг. [202], иллюстрирующие распределение начальных суммарных геологических ресурсов УВ (тыс. т н. э.) по Прилаптевоморью, включая лист S-50.

Надо подчеркнуть, что изучение ресурсов последнего имеет исключительное значение как ключ к подсчету ресурсов УВ всего Лаптевоморья. Перечислим некоторые составляющие такой оценки:

1) доказанная газонефтеносность верхнепалеозойско-мезозойских отложений в пределах Хатангской ГНО (лист S-49) [44];

2) сравнительно небольшие по современным представлениям глубины залегания потенциально продуктивных резервуаров и комплексов (до 2,5–3,5 км);

3) достаточно высокие концентрации  $C_{\text{орг.}}$  и нефтяных компонентов в составе битумоидов пород;

4) высокая доля (до 50 % разреза) высокопроницаемых пород: песчаников, алевритов и т. п.;

5) своеобразии и сложности строения ловушек УВ: структурно-тектонических, литологически и тектонически ограниченных и т. д.;

6) многопластовость углеводородных скоплений и газонефтепроявлений;

7) разнообразии флюидного состава УВ-скоплений: газовые, газоконденсатные, газонефтяные;

8) достаточно высокая битумонасыщенность разреза;

9) нефтегазоносный потенциал еще не опробованных горизонтов и комплексов ордовика, кембрия, венда и рифея.

Проведенное нефтегазогеологическое районирование и перечисленные особенности недр региона позволяют оценить начальные суммарные ресурсы углеводородов согласно требованиям методических положений [108]. Главными из них явились выбор аналогов углеводородной системы и соответствующих расчетных эталонов. В качестве последних при прогнозе нефтегазоносности Лаптевской рифтовой системы приняты хорошо изученные и освоены торцевые нефтегазоносные бассейны Бофорта–Маккензи, Североморский (в частности, его северная часть с грабенами Викинг и Центральный) и Суэцкий. Также аналогом может быть бассейн Жанны д'Арк, который близок к ним по влиянию на структуры разного порядка процессов разломообразования [202]. Начальные суммарные геологические ресурсы углеводородов потенциально нефтегазоносных областей региона приведены в табл. 22.

Наибольшими ресурсами УВ на суше обладают Лено-Анабарская ПГНО и часть Лаптевской самостоятельной ПНГО. При этом в расчет принимались в основном толщины пород среднекаменноугольно-пермского и мезозойского возраста для первой из названных ПГНО и кайнозойских отложений для южнобережной части Западно-Лаптевского перспективно нефтегазоносного района.

На суше наиболее перспективным по начальным суммарным геологическим ресурсам УВ является фрагмент Западно-Лаптевского ПГНР. В пределах Терпейской низменности обособляются два типа блоковых сооружений: приподнятые – с пермско-триасовыми отложениями толщиной до 2 км и перекрытые кайнозойскими–четвертичными осадками небольшой толщины, и значительно опущенные – с дополнительной толщей палеоген-неогеновых отложений (до 1 и более км).

Отсюда и различия в перспективах нефтегазоносности таких чередующихся участков. В первых из них пермско-триасовая толща почти целиком представлена терригенными проницаемыми осадками без зональных и тем более региональных водоупоров. В разрезе вторых кайнозойские отложения, исходя из палеогеографических представлений и сейсмических исследований в

**Начальные суммарные геологические ресурсы углеводородов потенциально нефтегазоносных провинций  
и областей территории суши листа S-50**

Нефтегазоносные и перспективно нефтегазоносные провинции (НГП и ПНГП)	Нефтегазоносные и перспективно нефтегазоносные области, районы (НГО, ПНГО и ПНГР)	Расчетная площадь ПНГО, тыс. км <sup>2</sup>	Суммарные толщины потенциально нефтегазоносных комплексов и резервуаров (ПНГК и ПНГР), км	Объем потенциально продуктивных отложений Pz <sub>3</sub> -Mz и Kz, тыс. км <sup>3</sup>	Начальные суммарные геологические ресурсы (НСР) УВ, млн т у. т.	Удельная плотность НСР УВ, тыс. т н. э./км <sup>2</sup>	Примечание
Хатангско-Ленская ГНП	Хатангско-Анабарская ПНГО	5,490	0,9–1,1	5,764	35,00	5–10	Расчет НСР УВ по территории суши Лаптевской самостоятельной ПНГО произведен ВНИГРИ (2006–2009 гг.)
	Лено-Анабарская ПНГО	20,619	0,3–2,4	41,238	348,00	10–20	
Лено-Тунгусская НГП	Анабарская ПНГО	0,020	0,3–0,5	0,008	0,05	2,5	
Лаптевская самостоятельная ПНГО	Западно-Лаптевский ПНГР (суша Терпейской впадины)	3,360	2,0–3,5	11,760	69,00	20,5	
<b>Всего по территории суши листа S-50:</b>		<b>29,489</b>		<b>58,770</b>	<b>452,05</b>	<b>15,3</b>	



море Лаптевых, должны содержать глинистые флюидоупоры, способные удерживать хотя бы часть мигрирующих с больших глубин углеводородных газов. Наибольшими толщинами в акватории характеризуются верхнепалеоценовые и нижнеэоценовые, а также верхнеэоценовые глинистые толщи, мощность которых может достигать 1,5–2 км [202]. Распределение толщин названных флюидоупоров зависит от структурно-тектонических условий, погруженности рифтогенных блоков и т. д.

Наличие природных УВ газов доказано газогеохимическими исследованиями. Результаты анализов проб газов из поверхностных газопроявлений в водотоках и озерах западной части Терпейской неизменности показали, что порой в составе газов от 50 ( $\pm 2$ ) % до 70 % содержится метана, этана и УВ более высокого порядка. Изотопный состав углерода метана и его гомологов ( $\delta^{13}\text{C}$ ) из проб газа долины р. Песчаная и одного из озер, а также сопоставление результатов изотопной геохимии с образцами эталонных проб позволили обнаружить очаг поступления глубинных природных УВ газов (см. схему прогноза нефтегазоносности). Поступление последних по отмеченным геохимическим признакам и анализам изотопов гелия происходит с глубин более 10–12 км.

Основные параметры  $\delta^{13}\text{C}$  в пробах приповерхностного газа из водотоков западной части листа S-50 приведены в главе «Полезные ископаемые» (табл. 6).

Все сказанное в настоящем и предыдущем разделах объяснительной записки по нефтегеологическим особенностям этой территории, а также наличие крупного блока, выполненного с поверхности палеоген-неогеновыми отложениями, позволяет наметить самую северную зону, потенциально перспективную для обнаружения углеводородов (на суше). Протягивается она от западного побережья Оленёкского залива до Чайдахской антиклинали (по мезозою) и названа Чайдах-Юрхской; в ее пределах рекомендуется постановка площадных сейсмических работ, затем выбор участка для бурения поисково-разведочной скважины глубиной не менее 2,5–3 км (до вскрытия, как минимум, верхнепермских пород) и опробование мезозойско-кайнозойских отложений.

В западной части листа S-50 в пределах Хатангско-Анабарской ПГНО, идентифицируемой по строению и ресурсам УВ с Суолемской впадиной, большая часть которой находится на листе S-49, удельная плотность начальных суммарных геологических ресурсов УВ оставлена такой же, т. е. 5–10 тыс. т н. э./км<sup>2</sup> и, следовательно, земли относятся к малоперспективным.

Данные, повышающие перспективность этих земель, получены в 2008 г. в результате газогеохимических обследований рек Тонобута и Средняя. Здесь обнаружено два миграционных очага глубинных природных газов в приповерхностных газопроявлениях. Из-за отсутствия выявленных структур на западе листа S-50 потенциально перспективные для обнаружения УВ зоны пока выделять рано, во всяком случае, до опосредования Суолемской перспективной зоны на листе S-49. Однако неантиклинальные ловушки в верхне- и нижнекожевниковском потенциально нефтегазоносном резервуаре могут быть встречены, например, в пограничной зоне с Билюро-Уджинским поднятием.

Для Анабарской потенциально нефтегазоносной области Лено-Тунгусской НГП, небольшая площадь которой находится в самом юго-западном углу ли-

ста S-50, характерна очень низкая удельная плотность начальных суммарных геологических ресурсов – до 2–5 тыс. т н. э./км<sup>2</sup>. Нам уже приходилось отмечать [44], что территория Анабарской ПНГО нуждается в постановке сейсмо-разведочных работ на листе S-49 для выявления участков под параметрическое бурение скважин в целях выяснения перспектив нефтегазоносности области. После этого могла бы проясниться прогнозная оценка территории ПНГО и на листе S-50.

Площадь Билиро-Уджинского поднятия, как и вся оставшаяся территория листа S-50, занятая Лено-Анабарским прогибом, отнесена к перспективным землям с удельной плотностью начальных суммарных геологических ресурсов 10–20 тыс. т н. э./км<sup>2</sup> (табл. 22). Потенциально перспективные зоны для обнаружения скоплений углеводородов намечены в северной прибортовой части прогиба и на крайнем юге листа S-50: Киринейская, Уэленско-Хастырская и Чайдах-Юряхская (см. схему прогноза нефтегазоносности). В пределах Киринейской зоны имеется небольшая одноименная антиклинальная структура, на которой проведены геофизические работы. Однако, рекомендуемая для опоискования, Киринейская зона занимает гораздо большую площадь, наиболее интересную в нефтегазоносном отношении в северной ее части, примыкающей к Прончищевско-Оленёвской складчатой зоне. Глубина первой скважины поисково-оценочного назначения должна быть не менее 3,5 км, т. е. вскрывать пермские отложения на всю толщину.

Другая наиболее крупная зона, потенциально перспективная для обнаружения углеводородов, названная Уэленско-Хастырской, располагается в южной платформенной части Лено-Анабарского прогиба. Предыдущими работами здесь выявлено несколько брахиантиклинальных поднятий, имеющих северо-западное направление и значительные для рассматриваемой территории площади. На некоторых из них проведены сейсмопоисковые работы, не имевшие дальнейшего продолжения. Рекомендуется постановка поисковых работ на двух структурах: Уэленской и Хастырской. Исследования необходимо начать с переинтерпретации геофизического материала для выделения по одному участку на этих антиклиналях для бурения 1–2 скважин глубиной до 3,5–4 км (дорифейских отложений).

Помимо перечисленных работ, рекомендуются четыре участка для параметрического бурения: Тистяхско-Дартасский, расположенный на Билиро-Уджинском поднятии, Ары-Огорбутский вблизи Жданихинско-Суодемского разлома, Аяский в пределах одноименной площади и Улахан-Юряхский на известной уже структуре Прончищевско-Оленёвской складчатой зоны, где имеется остановленная в верхах пермской толщи скв. Р-1 (на восточной окраине складки). Предлагаемую параметрическую скважину следует пробурить в западной части поднятия до глубины не менее 4–4,5 км до вскрытия, как минимум, ордовикских отложений.

Предложенные поисково-оценочные работы по прогнозу нефтегазоносности позволят уточнить геологическое строение региона, переоценить ресурсы УВ малоизученных толщ, опробовать и проанализировать нефть, газ, конденсат намеченных комплексов и резервуаров и выявить новые ловушки углеводородных скоплений. В первую очередь такие исследования относятся к регионально развитым потенциально нефтегазоносным пермским комплексам:

нижне- и верхнекожевниковским, среди которых гораздо чаще, чем в других толщах, встречены резервуары зонального и локального распространения. Прослеживается и тенденция повышения стратиграфического уровня, в частности, верхнекожевниковского комплекса, когда прямые признаки нефтегазоносности проявляются в кровле его и даже на контакте с триасовыми отложениями и в низах последних. Такие особенности характерны для северного борта прогиба (прискладчатая его часть) и ожидаются в предлагаемых для опоискования Кириной и Улахан-Юрхской зонах.

Наиболее ресурсообеспеченными по углеводородам являются две перспективных области: Лено-Анабарская ПГНО и Лаптевская самостоятельная ПНГО. В пределах первой из них благоприятный прогноз соотносится с краевыми частями прогиба и среднекаменноугольно-триасовыми отложениями на первом этапе поисково-оценочных работ, а на следующих этапах опоискования, в центральных частях прогиба – для всего осадочного разреза, вплоть до рифейских и венд-кембрийских пород. Однако центральная часть ПГНО нуждается в значительном объеме региональных и поисковых сейсмических работ, по результатам которых будут выбраны новые первоочередные площади и зоны для опоискования. Значительного увеличения ресурсной базы углеводородов и открытия крупных и средних по размерам скоплений УВ можно ожидать при исследованиях нижнего структурно-формационного этажа – рифейско-кембрийского.

Во второй из потенциально обогащенных ресурсами области – Лаптевской самостоятельной ПНГО – поисково-оценочные работы нужно начинать с исследований кайнозойского комплекса отложений.

Итак, начальные суммарные геологические ресурсы УВ по территории листа S-50 (суша) составляют около 450 млн т у. т.; максимальной удельной плотностью НСР характеризуются Лено-Анабарская ПГНО и территория Терпейской впадины Западно-Лаптевского ПНГР (от 10 до 20 тыс. т. н. э./км<sup>2</sup>).

Отметим и предполагаемый флюидный состав углеводородных скоплений. По данным ВНИГРИ (2009 г.) свыше 60 % всех суммарных ресурсов УВ Лаптевоморья составляет газ и остальное – жидкая фаза: нефть и конденсат. Соглашаясь с подобным суждением на данном этапе исследований, можем полагать, что 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).

### **Оценка НСР и перспективы нефтегазоносности моря Лаптевых**

В пределах листа S-50 перспективы нефтегазоносности оценены приблизительно. Пока не будет точно решен вопрос о стратиграфической принадлежности плитной части осадочного чехла, говорить о достоверной оценке перспектив нефтегазоносности не приходится. Как уже было отмечено выше, основываясь на результатах сейсмических исследований, проведенных специалистами ОАО «МАГЭ», можно предположить, что наиболее высокими перспективами обладает толща, заключенная между отражающими горизон-

тами 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. В площадном плане выделены три зоны нефтегазонакопления (ЗНГН): Песчаноостровская, Ребековская и Северо-Трофимовская. В пределах Песчаноостровской зоны наиболее высокие перспективы нефтегазоносности можно предполагать для нижне-верхнемелового ПНГК. В пределах Ребековской и Северо-Трофимовской ЗНГН перспективы нефтегазоносности могут быть связаны как с нижне-верхнемеловым ПНГК, так и с палеоцен-миоценовым ПНГК. Однако в пределах последнего, скорее всего, региональные покрывки не развиты.

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. 13) 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./км<sup>2</sup>. Начальные суммарные ресурсы моря Лаптевых в пределах листа составили 3116,46 млн т у. т. Из них извлекаемые НСР составили 2781,34 млн т у. т. По фазовому составу предполагается преобладание газовых ресурсов над нефтяными (табл. 23).

По результатам сейсмических исследований был выделен ряд локальных объектов, по которым была проведена оценка прогнозных ресурсов по категории D<sub>2</sub> (локализованных). Проведено ранжирование подсчетных локальных объектов по типу структур и типу ловушек. Преобладают брахиантиклинальные структуры, осложненные тектоническими нарушениями. Преобладающий тип ловушек – структурные, тектонически экранированные. Локализованные прогнозные ресурсы составили 189,67 млн т у. т., из них извлекаемые ресурсы составили 161,46 млн т у. т. Прогнозируется преобладание газовой составляющей над нефтяной (табл. 24).

По подкомплексу А–L1 наиболее перспективными являются локальные объекты, не связанные с ПЗНГН; их ресурсный потенциал изменяется от 7 до 10 млн т у. т.

По подкомплексу L1–L2 наиболее перспективными являются объекты, связанные с ПЗНГН: Анастасьевская структура – 20 млн т у. т. (Ребековская ПЗНГН), Песчаная структура – 13,6 млн т у. т. (Песчаноостровская ПЗНГН), Николаевская структура – 10,88 млн т у. т. (Северо-Трофимовская ПЗНГН).

По подкомплексу L2–L3 наиболее перспективной является Анастасьевская структура – 12,85 млн т у. т., ресурсный потенциал Николаевской и Песчаной структур почти идентичен и составляет – 5,43 и 5,36 млн т у. т. соответственно.

По подкомплексу L3–L4 структуры Анастасьевская, Николаевская и Песчаная практически не выражены. Наиболее высокими перспективами характеризуется структура (без названия) в Северо-Трофимовской ПЗНГН – 6,25 млн т у. т.

## Начальные суммарные ресурсы моря Лаптевых (Лаптевская самостоятельная ПНГО, лист S-50)

Название объекта	НСР, млн т у. т.										Примечание
	всего, млн т у. т.		нефти, млн т		свободного газа, млрд м <sup>3</sup>		конденсата, млн т		растворенного газа, млрд м <sup>3</sup>		
	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	
Нижне-верхнемеловой ПНГК (сеймоподкомплекс А–L1)	912,52	847,06	89,6	26,88	806,34	806,34	16,12	13,71	0,46	0,13	Расчет НСР УВ по акватории Лаптевской самостоятельной ПНГО произведен ВНИИОкеангеология (2010 г.)
Нижне-верхнемеловой ПНГК (сеймоподкомплекс L1–L2)	960,47	891,57	94,3	28,28	848,72	848,72	16,98	14,43	0,47	0,14	
Палеоген-миоценовый ПНГК (сеймоподкомплекс L2–L3)	840,91	780,58	82,57	24,76	743,06	743,06	14,87	12,64	0,41	0,12	
Палеоген-миоценовый ПНГК (сеймоподкомплекс L3–L4)	402,56	262,13	198,8	59,64	198,8	198,8	3,97	3,38	0,99	0,31	
<b>Всего по акватории листа S-50</b>	<b>3116,46</b>	<b>2781,34</b>	<b>465,27</b>	<b>139,56</b>	<b>2596,92</b>	<b>2596,92</b>	<b>51,94</b>	<b>44,16</b>	<b>2,33</b>	<b>0,7</b>	

Прогнозные ресурсы категории D<sub>2</sub> по локальным объектам моря Лаптевых (Лаптевская самостоятельная ПНГО, лист S-50)

№ п/п	Перспективные НГК (сейсмоподкомплексы)	Прогнозные ресурсы категории D <sub>2</sub> , млн т у. т.							
		Всего по ПНГК, млн т у. т.		нефти, млн т		свободного газа, млрд м <sup>3</sup>		растворенного газа, млрд м <sup>3</sup>	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
1	Нижне-верхнемеловой ПНГК (сейсмоподкомплекс А–L1)	43,4	35,7	10,94	3,27	32,42	32,42	0,04	0,01
2	Нижне-верхнемеловой ПНГК (сейсмоподкомплекс L1–L2)	69,92	63,21	9,02	2,71	60,5	60,5	0,04	0
3	Палеоген-миоценовый ПНГК (сейсмоподкомплекс L2–L3)	59,02	46,1	18,39	5,53	40,55	40,55	0,08	0,02
4	Палеоген-миоценовый ПНГК (сейсмоподкомплекс L3–L4)	17,69	16,45	1,77	0,53	15,92	15,92	0	0
<b>Всего, млн т у. т.</b>		<b>189,67</b>	<b>161,46</b>	<b>40,12</b>	<b>12,04</b>	<b>149,39</b>	<b>149,39</b>	<b>0,16</b>	<b>0,03</b>

## Распределение прогнозных ресурсов по ПНГР и ПЗНГН (Лаптевская самостоятельная ПНГО, лист S-50)

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Плотность прогнозных ресурсов на единицу площади, тыс. т у. т./км <sup>2</sup>	Прогнозные ресурсы категории D <sub>2</sub> , млн т у. т.									
			всего		нефти, млн т у. т.		свободного газа, млрд м <sup>3</sup>		конденсата		растворенного газа, млрд м <sup>3</sup>	
			геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Западно-Лаптевский ПНГР	D <sub>2</sub>	15	2632,04	2350,39	391,39	117,68	2194,79	2194,79	43,9	37,33	1,96	0,59
Усть-Ленский ПНГР	D <sub>2</sub>	20	484,42	430,95	73,88	21,88	402,13	402,13	8,04	6,83	0,37	0,11
<b>Всего по ПНГР</b>	D <sub>2</sub>		<b>3116,46</b>	<b>2781,34</b>	<b>465,27</b>	<b>139,56</b>	<b>2596,92</b>	<b>2596,92</b>	<b>51,94</b>	<b>44,16</b>	<b>2,33</b>	<b>0,7</b>
Песчаноостровская ПЗНГН	D <sub>2</sub>	35	623,26	561,51	85,53	25,66	526,76	526,76	10,54	8,96	0,43	0,13
Ребековская ПЗНГН	D <sub>2</sub>	30	261,47	232,85	39,74	11,92	217,18	217,18	4,35	3,69	0,2	0,06
Северо-Трофимовская ПЗНГН	D <sub>2</sub>	30	196,22	175,07	29,36	8,8	163,44	163,44	3,27	2,78	0,15	0,05
<b>Всего по ПЗНГН</b>			<b>1080,95</b>	<b>969,43</b>	<b>154,63</b>	<b>46,38</b>	<b>907,38</b>	<b>907,38</b>	<b>18,16</b>	<b>15,43</b>	<b>0,78</b>	<b>0,24</b>

Из всего выше сказанного следует, что наиболее перспективным объектом для постановки поисково-разведочных работ в пределах листа S-50 моря Лаптевых является Анастасьевская структура с прогнозными локализованными ресурсами – 32,85 млн т. у. т. Прогнозные локализованные ресурсы Песчаной и Николаевской структур несколько ниже и составляют 18,96 и 16,31 млн т у. т. соответственно. Прогнозные локализованные ресурсы остальных локальных структур значительно ниже, в результате чего они не могут быть первоочередными объектами для постановки геологоразведочных работ.

В заключении хотелось бы отметить следующее: несмотря на то, что ресурсный потенциал Анастасьевской структуры довольно высок, геологические условия для бурения скважин более привлекательны все же в пределах Песчаноостровской ПЗНГН, и первую параметрическую скважину, по нашему мнению, следовало бы заложить на Песчаной структуре.

В целом по листу S-50 начальные суммарные ресурсы УВ (геологические) составили 3568, 5 млн т у. т.

Начальные суммарные ресурсы шельфовой части листа составили 3116,46 млн т у. т. Из них извлекаемые НСР – 2781,34 млн т у. т. На долю Западно-Лаптевского ПНГР приходится 2632,04 млн т у. т. (геологические) и 2350,39 млн т у. т. (извлекаемые). НСР Усть-Ленского ПНГР составили 484,42 млн т у. т. (геологические) и 430,95 млн т у. т. (извлекаемые).

В пределах Песчаноостровской потенциальной зоны нефтегазонакопления (ПЗНГН) сосредоточено 623,26/561,51 млн т у. т.; Ребековской ПЗНГН – 261,47/232, 85 млн т у. т., Северо-Трофимовской – 196,22/175,07 млн т у. т. (табл. 25). В составе начальных суммарных ресурсов преобладает свободный газ. Нефтяная составляющая прогнозируется около 15 %.

---

---

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

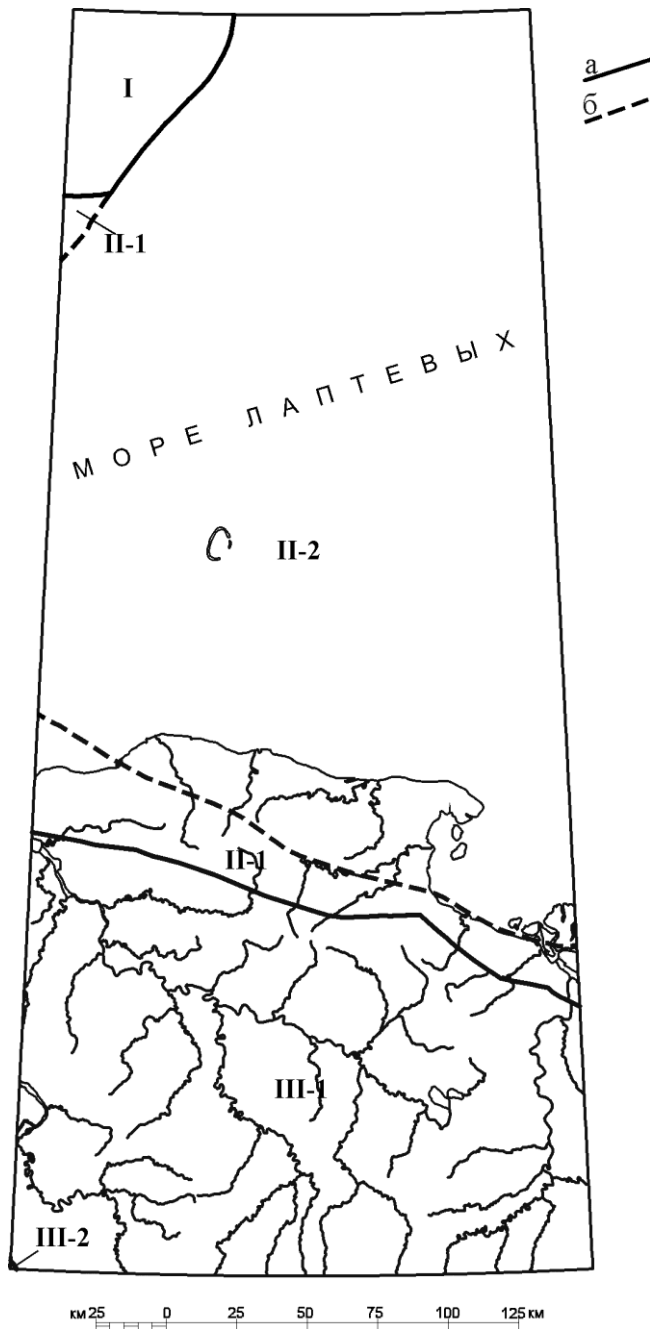
Изученная территория листа располагается в пределах трех крупных гидрогеологических структур I порядка. Северо-западная часть листа под акваторией моря Лаптевых приурочена к Таймырско-Североземельской сложной гидрогеологической области. Северная и центральная части располагаются в западной части Верхояно-Чукотской сложной гидрогеологической области, где в ее пределах выделяются гидрогеологические структуры II порядка: артезианский бассейн моря Лаптевых и Восточнотаймырско-Оленёкский гидрогеологический массив. Южная часть рассматриваемой территории приурочена к северной окраинной части Сибирского сложного артезианского бассейна (структура I порядка) и располагается в центральной части Хатангско-Ленского артезианского бассейна (структура II порядка), а также на ограниченном участке в пределах Анабаро-Оленёкского артезианского бассейна (рис. 14).

Материковая часть региона находится в зоне сплошного развития многолетней мерзлоты, расчетная мощность которой колеблется от 600–1000 м на поднятиях и до 300–360 м в низменностях. Фактическая мощность многолетней мерзлоты установлена по результатам бурения в пределах Восточнотаймырско-Оленёкского гидрогеологического массива. В приустьевой части р. Оленёк (скважины Р-1 и К-180) она 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/дм<sup>3</sup>) и соленые трещинно-пластовые гидрокарбонатно-натриевые воды.

Верхняя граница криолитозоны из-за сезонного оттаивания меняется от 0,2–0,5 м в поле развития глинистых грунтов и торфяного покрова до 1–2 м – в поле 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.

Шельфовая криолитозона слабо изучена. Предполагается, что на шельфе условия для промерзания недр периодически возникали на протяжении всего четвертичного времени. В частности, последний позднеплейстоценовый этап промерзания, существовавший 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 тер-





**Рис. 14.** Схема гидрогеологического районирования листа S-50. (Составил Б. С. Петрушков).

*I* – Таймырско-Североземельская сложная гидрогеологическая складчатая область; *II* – Верхояно-Чукотская сложная гидрогеологическая складчатая область; *II-1* – Восточнотаймырско-Олёнский гидрогеологический бассейн; *II-2* – Артезианский бассейн моря Лаптевых; *III* – Сибирский сложный артезианский бассейн; *III-1* – Хатангско-Ленский артезианский бассейн; *III-2* – Анабаро-Оленёкский артезианский бассейн. Границы объектов гидрогеологического районирования: *a* – первого порядка; *b* – второго порядка.

моабразии. 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 [23]. 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 Уэле и Оленёк. Среднегодовой расход воды Оленёка на выходе в море равен 1130 м<sup>3</sup>/с.

Поверхностные воды повсеместно пресные и ультрапресные, слабоминерализованные (около 0,1 г/дм<sup>3</sup>), нейтральной реакции (рН 5–7), солевой состав однородный, хотя в процентных соотношениях варьирует в довольно широких пределах. Вода хлоридно-сульфатно-карбонатная, натриево-магниево-кальциевая, в основном бесцветная, прозрачная, без запаха, мягкая.

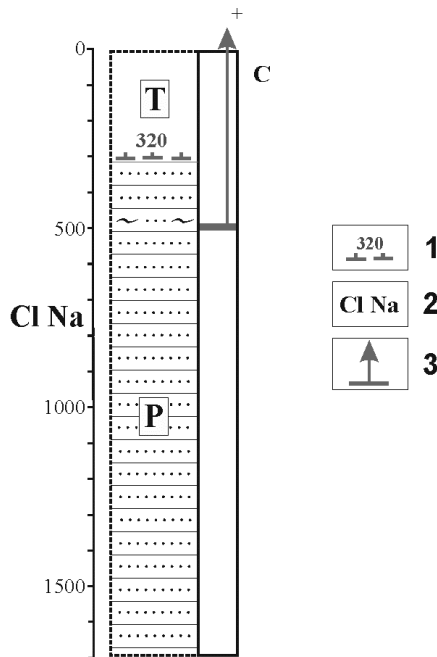
Подземные воды региона представлены надмерзлотными, межмерзлотными и подмерзлотными.

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 0,1–0,2 л/с. На равнинных местах надмерзлотные воды деятельного слоя способствуют заболачиванию поверхности и образованию озер. Воды пресные бесцветные, прозрачные, слабоминерализованные (до 0,07–0,1 г/дм<sup>3</sup>), имеют нейтральную реакцию (рН 5–7), мягкие (жесткость до 3,9 мг-экв/л).

Межмерзлотные воды не изучены. По данным каротажа буровых скважин установлено вероятное наличие талых вод на глубинах более 150 м (рис. 15).

Сведения о подмерзлотных водах Восточнотаймырско-Оленёкского гидрогеологического массива базируются на данных изучения скважин Р-1 и К-308. Скважиной К-308, пробуренной на Улахан-Юряхской структуре вблизи устья р. Оленёк, на глубине около 520 м вскрыт горизонт с водой в верхнепермских отложениях. Дебит – более 600 м<sup>3</sup>/сут при давлении в 8–10 атм. Вода горько-соленая, хлоридно-натриевая, минерализация – 3,65–7,84 г/дм<sup>3</sup>, жесткая; фонтанировала вместе с газом метановым с примесью азота и тяжелых углеводородов. Формула солевого состава:

$$M_{11,1} \frac{C_{199}}{(Na + K) 92}.$$



**Рис. 15. Схематичный разрез по скв. P-1.** (Составил Б. С. Петрушков).

1 – нижняя граница многолетнемерзлых пород и глубина ее залегания; 2 – преобладающий химический тип воды; 3 – напор подземных вод.

Сведения о подмерзлотных водах Анабаро-Оленёкского артезианского бассейна базируются на изучении скважин, находящихся на соседних листах – разведочная площадь Улаханская (S-49) и скв. 2 (S-51). Данные о водах нижнепермских отложений получены на Улаханской площади (скважины 1 и 2). В скв. 1 в песчаниках нижнекожевниковской свиты, залегающих в интервале глубин от 2070 до 2121 м, вскрыты подземные воды с дебитом 15,86 м<sup>3</sup>/сут при глубине уровня воды 960 м. Пластовая вода содержит углеводородные газы, газ горит голубым пламенем, формула состава:

$$M_{144,6} \frac{C_{199}}{Na_{71} Ca_{27}}.$$

Скважиной 2, пробуренной в среднем течении р. Оленёк, в интервале 664–890 м вскрыт водоносный горизонт в пермских отложениях с дебитом 0,7 л/с. Преобладающий химический тип вод – хлоридно-натриевый, минерализация – 7,5 г/дм<sup>3</sup>.

В связи с тем, что мощность криогенных толщ на данной территории больше мощности зоны пресных вод, а ниже криогенного водоупора залегают только соленые воды, непригодные для хозяйственных целей, основными источниками водоснабжения могут быть только поверхностные воды рек и озер. Эти воды подвержены техногенному загрязнению, а в условиях Крайнего Севера обладают низкой способностью к самоочищению [43].

---

## 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

Континентальная часть листа S-50 расположена на востоке Северо-Сибирской низменности. Главные орографические элементы данной территории с севера на юг:

- прибрежная Терпейская равнина (низменность) между устьями рек Анабар на западе и Оленёк на востоке;
- кряж Прончищева;
- впадина Уэле (по названию р. Уэле, правого притока р. Анабар).

Основными геолого-экологическими факторами, существенно влияющими на развитие экологических обстановок данного региона, являются климат, рельеф и экосубстрат. Под последним, в обобщенном смысле, понимаются особенности геологического строения территории и его связь с ландшафтными морфогенетическими комплексами. Четвертая составляющая – антропогенное воздействие – в данном регионе практического значения не имеет вследствие крайне малой плотности населения и полного отсутствия каких-либо путей сообщения.

Суровый арктический климат с резко отрицательными среднегодовыми температурами предопределяет наличие и постоянное развитие вечной мерзлоты и активнейших термокарстовых процессов. Ландшафты, формирующиеся в этих условиях, относятся к арктическому и субарктическому типу (на крайнем юге территории листа). В основном это арктические пустыни на привершинных участках кряжа Прончищева, тундра и лесотундра (только по таликовым долинам южных притоков р. Уэле).

Терпейская прибрежная низменность представляет собой пологоволнистую, местами всхолмленную равнину, выполненную достаточно мощным чехлом четвертичных образований разного генезиса с повсемест-

ным активным развитием процессов термокарста. Основные ландшафтные комплексы представлены мохово-лишайниковыми кочковатыми и полигональными тундрами, местами с разряженной луговой растительностью. Главенствующие опасные природные явления (ОПЯ) связаны с хорошо известными проявлениями разномасштабных термокарстовых процессов. Береговая линия моря Лаптевых подвержена активной термоабразии, особенно в период положительных среднесуточных температур и штормов. Следует отметить достаточно крупные участки на пляжах, забитые плавником техногенного происхождения (в основном кругляк), привнесенным из дельты Лены. Благоприятная современная оценка состояния окружающей среды прибрежной низменности связана с практическим отсутствием какой-либо антропогенной нагрузки. Однако прогнозная оценка представляется весьма осторожной ввиду тончайшего равновесия природной среды.

Среди потенциальных ОПЯ на Терпейской низменности можно выделить геохимические аномалии, связанные с газопроявлениями метана, а также присутствие повышенных концентраций углеводородов и нефтяных кислот в грунтовых гидрокарбонатно-натриевых водах [43].

Кряж Прончищева имеет субширотное простирание и разделяет восточную оконечность Северо-Сибирской низменности на Терпейскую прибрежную равнину и обширную впадину, занятую долиной р. Уэле и ее притоков. Кряж имеет максимальные абсолютные отметки до 291 м и представляет собой грядовое низкогорье со сглаженными вершинами и участки в виде возвышенных равнин. В геологическом строении кряжа принимают участие терригенные пермско-триасовые толщи с триасовыми дайками в западной части. Основные ОПЯ связаны с гравитационными явлениями, характерными для высокоширотных горных сооружений. Коренные породы кряжа в основном представлены разновидностями песчаников, которые в условиях активнейшего воздействия морозного выветривания формируют многочисленные осыпи, курумники и нагорные террасы. Нельзя не отметить и достаточно высокую сейсмическую активность кряжа, особенно на его западной и восточной периферии, где за последние 45 лет было отмечено два землетрясения с амплитудой до 5,5 баллов [1, 3].

Определенную напряженность для окружающей среды могут представлять ореолы распространения таких экологически неблагоприятных элементов, как свинец и цинк, а также проявления фосфоритов. Все они приурочены в основном к выходам триасовых даек на западной оконечности кряжа и имеют низкие содержания.

Отдельным пунктом среди ОПЯ, связанных с коренным экосубстратом территории, стоит специфическое проявление глиежа («горелики») на южном склоне центральной части кряжа. Глиеж формируется за счет выгорания углей в зоне активизации тектонических нарушений с плавлением вмещающих пород и интенсивным выделением газов и водяных паров. В результате этого процесса могут образовываться полости, аналогичные карстовым. Участки развития этих образований и в настоящее время являются источниками тепловых потоков по активным тектоническим контактам и инициируют современные ОПЯ, которые выражаются как в образовании полостей карстового типа в коренных породах, так и в активизации термокарстовых процессов на рыхлом четвертичном субстрате.

Впадина Уэле представляет собой низменную, местами террасированную равнину, сложенную в основном озерно-аллювиальной и едомной толщами. Поверхность впадины слабоволнистая, местами холмистая за счет эрозийного расчленения многочисленными притоками р. Уэле. В целом, впадина представляет собой область интенсивной аккумуляции рыхлых образований и вследствие этого подвержена интенсивному проявлению термокарстовых процессов. Главные природные ландшафты впадины представлены мохово-лишайниковыми, кочковатыми и полигональными тундрами. Повышенная обводненность впадины вызывает активнейшее заболачивание поверхности с широким развитием термокарстовых мезо- и микроформ: от крупных мерзлотных гидролакколитов с относительными превышениями 20–30 м до полигональных тундр. Основные ОПЯ связаны с заболачиванием и термокарстом. Следует отметить, что вышеупомянутые «горелики» отмечаются и в восточной части впадины. Здесь могут формироваться обширные просадочные и термокарстовые формы с последующей активизацией термоабразии в связи с литологическими особенностями и большой мощностью четвертичных образований, представленных в основном льдистым мелкоземом.

Южная граница листа приурочена к узкой полосе развития возвышенных равнин, окаймляющих впадину Уэле с юга. Здесь наблюдаются преимущественно субарктические северо-тундровые равнины с мерзлотно-солифлюкционными формами на мохово-лишайниковых и кустарничковых тундрах. Поверхность равнин интенсивно расчленена долинами южных притоков р. Уэле, где местами отмечаются таликовые участки с активизацией ОПЯ, связанных с термокарстовыми процессами.

Таким образом, относительное разнообразие специфических высокоширотных четвертичных образований, развитых на терригенных толщах, обусловило повсеместное распространение экзогенных геологических процессов, в основном, криогенной природы. Поскольку характерные сочетания таких ОПЯ преимущественно зависят от состава экосубстрата и рельефа, то их пространственное размещение определяется морфогенетическими типами ландшафтов (комплексов). Данное положение послужило основанием для подхода к составлению предлагаемой эколого-геологической схемы территории листа. Условные обозначения схемы представлены тремя блоками, последовательно дополняющими друг друга. Первый блок – ландшафтная основа, выполненная в цветовой гамме, близкой к традиционному отображению генетических подразделений образований квартера, и состоящая из ландшафтных морфогенетических комплексов, дифференцированных в соответствии с принадлежностью к природным зонам: арктические и субарктические тундровые равнины, арктические пустынные низкогорья, а также интразональные ландшафты речных долин [100]. Второй блок – значковое отображение ОПЯ. В частности, к ОПЯ гравитационной природы относятся осыпи, распространенные только на кряже Прончищева, а к гидрогеологическим – заболачивание территории. Заболачивание в основном связано с местным близповерхностным водоупором – вечной мерзлотой. Последнее обстоятельство делает поверхностные и грунтовые воды весьма уязвимыми к загрязнению [109]. В третьем блоке информации представлены сведения об антропогенном воздействии на природную среду региона, которое не имеет практического распространения [85].

## ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МОРСКОЙ ЧАСТИ ЛИСТА

Для изучения геоэкологических особенностей дна моря использован фактический материал, полученный в ходе комплексных геолого-геофизических работ на НИС «Геофизик» в 2007–2009 гг., а также сведения из печатных источников за предшествующие годы [35, 71, 61, 40].

Общее количество станций комплексного опробования с различным набором аналитических определений составило 125.

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 листу S-50 послужили геоморфологическая карта, литологическая карта поверхности морского дна и карта четвертичных отложений. Особенности распространения донных сообществ на акватории составлены по литературным источникам [81, 61, 40].

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.

Рассматриваемая акватория листа S-50 расположена в юго-западной части моря Лаптевых, которая характеризуется мелководностью: около двух третей акватории имеют глубины до 50 м. Преобладающие глубины моря – 20–50 м. Донные отложения представлены в основном пелитовыми и песчанистыми отложениями. В южной мелководной части моря (до глубин 10–20 м) преобладают поля крупнозернистого либо пелитового песка. Далее (до глубин 40–50 м) песок становится более мелкозернистым, и его пелитовая составляющая возрастает. Более подробное описание геоморфологических и литологических характеристик акватории представлено на соответствующих картах.

Основным индикатором ландшафтов является совокупность биоценозов в определенных районах. Для подводных ландшафтов, при мелкомасштабном картировании, картировочным признаком биотической составляющей ландшафта выступает трофическая группировка.

*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 преобладают 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 прибрежных склонов**

*Абразионно-аккумулятивные склоны (9)* на глубинах до 10 м, сложены морскими отложениями. Характеризуются интенсивной или стабильно умеренной гидродинамикой вод (складывающейся из вдольбереговых, волновых и приливных течений), процессами размыва и транспортировки. В данных условиях формируются песчаные и алеврито-песчаные осадки, что способствует поселению здесь подвижных сестонофагов, где доминируют двустворчатые моллюски (*Rhizomolgula globularis*, *Alcyonidium disciforme*), и собирающих детритофагов. Биомасса макробентоса – 50 г/м<sup>2</sup> [61].

*Денудационные склоны (10)* на глубинах до 35 м, сложены морскими флювиальными отложениями. Основным типом осадков здесь являются пески, которые формируются в условиях стабильно интенсивной гидродинамики с преобладанием процессов размыва и транспортировки. Преобладающим «населением» являются подвижные сестонофаги, представленные двустворчатыми моллюсками (*Eucratea loricata*, *Perigonimus yoldia arctica*, *Ascidia* sp.). Биомасса макробентоса – 50–100 г/м<sup>2</sup> [61].

### **Ландшафты морских равнин**

*Аллювиально-морские равнины (11)* на глубинах до 10 м, сложенные морскими и аллювиально-морскими отложениями. Дно покрывают алеврито-песчаные и песчано-алевритовые осадки, формирующиеся в условиях стабильно умеренной гидродинамики с преобладанием процессов аккумуляции. Группировки бентоса представлены подвижными сестонофагами (*Rhizomolgula globularis*, *Perigonimus yoldia arctica*) и собирающими детритофагами (*Tubifex tubifex*, *Limnodrilus hoffmeisteri*). Общая биомасса бентоса – 50–100 г/м<sup>2</sup> [40].

*Морские термоабразионные равнины (12)* на глубинах до 30 м, с морскими отложениями. Основным типом осадков здесь являются пески и алевритовые пески, которые формируются в условиях стабильно умеренной гидродинамики с преобладанием процессов размыва и транспортировки. Донное «население» представлено подвижными сестонофагами (*Perigonimus yoldia arctica*, *Alcyonidium disciforme*) и собирающими детритофагами (*Parascorpaena armata*, *Gammaracanthus loricatus*). Общая биомасса бентоса – 10–50 г/м<sup>2</sup> [81].

*Морские равнины (13)* на глубинах 35–55 м, сложенные морскими отложениями. Преобладающие осадки – алеврито-пелитовые, которые формируются в условиях слабой гидродинамики с преобладанием процессов аккумуляции. В трофических группировках преобладают собирающие детритофаги (*Tubifex tubifex*, *Limnodrilus hoffmeisteri*, *Marenzelleria wireni*) и грунтоеды (*Prionospio cirrifera*, *Terebellides stroemi*, *Ampharete vega*). Общая биомасса бентоса – 10–100 г/м<sup>2</sup> [74].



Эрозионные, абразионно-аккумулятивные склоны равнин (14) на глубинах 35–45 м, сложенные морскими отложениями. В условиях умеренной гидродинамики с преобладанием процессов транспортировки и размыва, формируются алеврито-пелитовые и песчаные осадки. В трофических группировках преобладают подвижные сестонофаги (*Tridonta borealis*, *Macoma* sp.) и собирающие детритофаги (*Portlandia siliqua*, *Serripes groenlandicus*). Биомасса бентоса – 10–100 г/м<sup>2</sup> [126].

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 [81]. 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**

Суровая природа и удаленность от центральных районов страны ограничивают возможность хозяйственного использования моря Лаптевых. Главное направление его экономики – транспортные перевозки по Северному морскому пути, среди которых ведущее место занимает транзит грузов. Определенную роль играют доставка и отправление грузов в конечные пункты, главным образом – порт Тикси. Незначительные промыслы рыбы и морского зверя в устьевых районах имеют чисто местное значение.

### **Загрязнение акватории тяжелыми металлами**

Тяжелые металлы присутствуют в промышленных и бытовых стоках. 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, в конечном счете, на здоровье человека. Поэтому изучение геохимических закономерностей, их распределения и особенностей концентрации в современных донных осадках крайне важно для выявления источников антропогенного загрязнения и путей поступления в ландшафты.

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. Ориентировочно допустимые концентрации (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 региона

Санкт-Петербурга и Ленинградской области, утвержденный Главным государственным санитарным врачом Санкт-Петербурга и председателем Комитета по охране окружающей среды и природных ресурсов Санкт-Петербурга и Ленинградской области 17.06.96 г. (табл. 26).

Т а б л и ц а 26

**Уровни загрязнения донных отложений акваторий Санкт-Петербурга и Ленинградской области и предельно допустимые концентрации загрязнения поверхностной воды**

Вещество (класс опасности)	Донные отложения*			Вода**	
	ОДК <sub>0</sub>	ОДК <sub>1</sub>	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 <sub>2</sub> растворенный				лето – 6, зима – 4	лето – 7, зима – 4
БПК <sub>5</sub>					2
Фосфор фосфатный PO <sub>4</sub>				1,1	1,1
Нитриты NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>				0,02	0,02
Нитраты NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>				40	45
Азот аммонийный NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>				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 ‰. ОДК<sub>0</sub> – ориентировочно допустимые концентрации, ниже которых чистые отложения; ОДК<sub>1</sub> – ниже этого уровня – слабозагрязненные отложения; ВЗ – ниже этого уровня – умеренно загрязненные отложения, выше – высокое загрязнение.

В акватории листа S-50 изучалось распределение группы тяжелых металлов: Ni, Zn, Cu. Содержание и статистические параметры распределения тяжелых металлов в донных осадках акватории листа S-50 приведены в табл. 27. 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.

**Содержание тяжелых металлов в донных осадках листа S-50  
(по данным полуколичественного спектрального анализа, МАГЭ, 2007–2009 гг.)**

Компонент	Среднее содержание ( $X_{cp}$ ), мкг/г	Предельные значения (min–max)	ОДК <sub>0</sub>	ОДК <sub>1</sub>	ВЗ
Cu	27	5–85	35	90	190
Ni	35	10–100	35	45	210
Zn	106	16–200	140	480	720

**Медь.** Относится к металлам второго класса опасности. Концентрации меди в донных осадках акватории колеблются от 5 до 85 ppm. Аномальные значения с максимальным для акватории содержанием меди в осадке (85 ppm) в основном связаны с алеврито-пелитовыми осадками.

**Никель.** Концентрации никеля в донных осадках листа S-50 невелики и во многих точках ниже уровня минимального загрязнения (35 ppm), принятого для Санкт-Петербургского региона. Аномальные значения с максимальным для акватории содержанием никеля в осадке (100 ppm) располагаются на равнинах с алеврито-пелитовыми отложениями.

**Цинк.** Концентрации цинка в донных осадках акватории колеблются от 16 до 200 ppm. Аномальные значения с максимальным для акватории содержанием цинка (200 ppm) прослеживаются на равнинах, сложенных алеврито-песчаными и алеврито-пелитовыми осадками.

Таким образом, большинство аномальных ореолов повышенных содержания металлов, отмеченных в пределах листа S-50, 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 2007–2009 гг. на НИС «Геофизик», позволили выяснить уровень и закономерности распределения удельной активности радионуклидов в донных осадках акватории листа S-50. Статистические параметры приведены в табл. 28.

К радионуклидам природного происхождения относятся  $^{40}\text{K}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ . Распространение их в донных отложениях контролируется в основном природными факторами: литологическим составом осадков, петрографическими и минералогическими особенностями пород областей сноса, гидродинамикой акватории и 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.

Активность радионуклидов в донных осадках

Компоненты	Радиоактивность, Бк/кг		
	min	max	среднее
$^{226}\text{Ra}$	0	49	7
$^{40}\text{K}$	92	2732	491
$^{232}\text{Th}$	8	348	34
$^{137}\text{Cs}$	0	28	4,8

Результаты определения удельной активности  $^{137}\text{Cs}$ , полученные при исследованиях МАГЭ в 2007–2009 гг. на НИС «Геофизик», показали сравнительно невысокий уровень загрязненности донных отложений акватории листа S-50. Концентрация цезия варьирует от 0 до 28 Бк/кг, а фоновая составляет 4,8 Бк/кг.

В акватории листа не установлено протяженных контрастных аномалий, а среднее содержание  $^{137}\text{Cs}$  в осадках составило 4,8 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 листа S-50 концентрации поллютантов не превышают уровня ПДК, а обычно – в десятки раз меньше. Выполненные авторами расчеты фоновых и аномальных значений – это чисто геохимические показатели, которые указывают на тенденцию накопления поллютантов в пределах определенных 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, в пределах береговой зоны в донных отложениях Анабарского залива отмечаются повышенные уровни содержания хлорорганических соединений (до 10,7 мкг/кг). Также следует отметить предельные уровни содержания полихлорбифенилов – 1,6–13 мкг/кг. В Анабарском и Оленёкском заливах превышены ПДК для воды рыбохозяйственных водоемов по нефтяным углеводородам – до 80 мкг/л. Степень радиоактивного загрязнения низкая – по цезию около 1,06 Бк/кг [26].

В целом природная среда территории не нарушена, техногенное воздействие отсутствует или выражено весьма слабо, так как промышленная инфраструктура практически не развита.

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В представленном комплекте карт и объяснительной записке к нему обобщены материалы мелко- и среднемасштабных съемок, результаты аэро-фотогеологического картирования, геофизических региональных и поисковых работ, а также итоги тематических исследований. Большинство использованных данных получено в 1950–1970-е годы, в меньшей мере – в 1980-е и начале 1990-х годов. В рамках работ произведено изучение геологического строения юго-западной части моря Лаптевых: сейсмоакустическое профилирование, донное опробование, гравиметрия, магнитометрия, сейсморазведка МОВ ОГТ и МПВ. На суше листа S-50 (Северо-Сибирская низменность, кряж Прончищева, Терпейская низменность) на принципиально важных участках выполнены прогнозно-минерагенические работы: геологические маршруты, изучение опорных разрезов, опробование на различные виды анализов.

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, а также корреляции региональных сейсмических профилей в пределах всего бассейна моря Лаптевых.

Изученная территория охватывает фрагменты Сибирской платформы, обремененной поясами ранне- и позднекеммерийских складчато-надвиговых систем: Таймырской и Восточнотаймырско-Оленёкской, переходящих в основном молодой (эпипозднекеммерийской) 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-50 выделены стратифицированные и магматические образования трех тектономагматических циклов (поздневендско-среднекаменноугольного, среднекаменноугольно-триасового и юрско-кайнозойского), развитые в пределах изученных тектонических элементов Сибирской платформы, Верхояно-Колымской и Таймыро-Североземельской складчатых областей. Кроме того, на разрезе и карте глубинного строения выделены образования позднеархейско-раннепротерозойского, рифейско-ранневендского

и поздневендско-раннекаменноугольного тектонических циклов, сформировавшихся в различной обстановке в пределах Анабарского и Оленёкского геоблоков фундамента.

На шельфе чехол Хатангско-Лаптевоморской молодой эпипозднекиммерийской платформы представлен раннемеловым–кайнозойским тектоническим комплексом. В грабенах Южно-Лаптевской зоны в низах разреза преобладает погребенный ранне(?)–позднемеловой структурно-формационный комплекс (СФК), перекрытый повсеместно кайнозойским континентально-морским 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 озерные и озерно-аллювиальные. Выделена верхнемуруктинская озерно-аллювиальная толща, уточнен возраст начала формирования льдистой едомной толщи – позднемуруктинский. Показаны II и III надпойменные террасы. Были подтверждены и развиты выводы В. В. Жукова и Л. Я. Пинчук [172] о морском и озерном генезисе каргинских отложений, сделан вывод о существовании в каргинское время бассейна, вначале соленого, затем опресненного, отгороженного от основного моря цепью впоследствии исчезнувших островов. Установлен морской генезис и раннеголоценовый возраст террасы высотой 12–15 м, выделены две позднеголоценовые морские террасы высотой 5–8 и 2–3 м [9].

На акватории листа по сейсмоакустическим данным в самом основании разреза новейших отложений предполагаются образования плиоцена–раннего неоплейстоцена. Абсолютные отметки подошвы данных отложений на акватории колеблются в пределах от –30 до –142 м. Нерасчлененные отложения среднего звена и казанцевского горизонта верхнего звена неоплеистоцена 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-сартанскими едомными отложениями. Отложения голоцена представлены аллювиальными, аллювиально-морскими образованиями и морскими осадками нижней и верхней частей.

Центральную часть акватории и Притаймырский склон на глубинах до 20–30 м занимают хорошо сортированные пески с содержанием песчаной фрак-

ции более 85 %; в основном преобладают мелкозернистые пески. Песками занято более 30 % площади листа. Моногранулярные пески по мере увеличения глубин сменяются бигранулярными осадками – алевритовым песком и песчаным алевритом.

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. По данным радионуклидного и спектрального полуколичественного анализов аномальных превышений фоновых значений элементов-загрязнителей на шельфе не выявлено.

В пределах рассматриваемой площади намечается выделение двух стадий магматизма позднепермско-раннетриасового тектоно-магматического этапа: отголоски собственно траппового магматизма – становление даек и силлов долеритов катангского комплекса, а также излияние лав основного и, возможно, кислого состава (правобоярская свита) – внедрение даек и силлов, трубок взрыва субщелочнобазальт-долеритового состава. Последняя стадия магматической деятельности приурочена условно к поясу стратовулканов восточного края Сибирской платформы, простирающегося от Восточного Таймыра к кряжу Прончищева, площадям западнее Билиро-Уджинского поднятия и на юг территории вдоль восточного края Анабарского геоблока.

Кроме того, намечается еще один этап магматизма в начале позднепермско-раннетриасовой алмазоносной эпохи, связываемой ранее с трансгрессией моря, перемывом алмазоносных кимберлитов и образованием древних прибрежно-морских россыпей. Как показали прогнозно-минерагенические исследования, проведенные в 2009 г. в пределах восточной части Усть-Оленёк-Улаханюрхского района, алмазоносные горизонты имеют неоднородное строение. Отдельные участки, в частности, карнийский горизонт представлен лапиллиевыми туфами жерловой фации ультраосновных(?) пород, туфогравелитами, туфопесчаниками, на которые наложена аллитная кора химического выветривания. Предполагается, что они являются автолитовыми брекчиями, образующимися над кимберлитовыми (или лампроитовыми) трубками. На Восточном Таймыре с этим уровнем связывается образование флюидно-эксплозивных и вулканоплутонических сульфидоносных флюорит-стронциево-бариевых карбонатитов.

Тектонический план территории листа S-50 определяется сочленением в его пределах крупных структур: северной части Сибирской древней (эпикарельской) и южной части Хатангско-Лаптевоморской молодой (эпипоздне-киммерийской) платформ. Фундаментом первой являются Анабарский архейско-раннепротерозойский и Оленёкский раннепротерозойский геоблоки, 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, в пределах которой

формируются альб-сеноманские межгорные прогибы типа пулл-апартовских структур с последующим их смятием по левосторонним сдвигам. Надвиговая и сдвиговая кинематика, фиксируемая сейсмическими станциями, характерна и для современных землетрясений вдоль Оленёкского залива. Терпейская низменность и примыкающий к ней современный шельф моря Лаптевых относится к посткиммерийской депрессии, выполненной ниже(?)-верхнемеловыми и палеоген-неогеновыми отложениями с зонами кайнозойской трансенсии.

На территории листа S-50 выделяются следующие основные формации полезных ископаемых: нефтяная, газовая, каменных углей энергетических, бурожеlezняковая кор выветривания и оолитовая осадочная, фосфоритовая терригенная желваковая, алмазоносных и золото-платиноносных россыпей, камнесамоцветная россыпная. Полезные ископаемые известны только на континентальной части листа. В Лено-Анабарском прогибе расположены месторождения каменного угля, которые в настоящее время определяют основную промышленную ценность района. По окраинам прогиба известны нефтепроявления, притоки газа и битумопроявления, россыпные проявления алмазов, золота, сопутствующих платиноидов, пункты минерализации железа, фосфоритов, а также шлиховые ореолы свинца и цинка.

Установленные новые закономерности размещения полезных ископаемых, учитывая данные 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 Р<sub>3</sub>.

По нефтегазогеологическому районированию выделяются: Хатангско-Ленская ГНП с Хатангско-Анабарской и Лено-Анабарской ПНГО, Лено-Тунгусская НГП с Анабарской ПНГО, Лаптевская самостоятельная ПНГО (суша Терпейской впадины и акватория моря Лаптевых). Потенциально нефтегазоносными в Лено-Анабарском прогибе могут быть отложения в широком возрастном диапазоне: от рифея–кембрия до триаса включительно. В Лено-Анабарском прогибе ресурсы углеводородов подсчитывались по палеозойско-раннемезозойским отложениям, а на Терпейской низменности дополнительно учитывалась палеоген-неогеновая толща. Максимальной удельной плотностью НСР характеризуются Лено-Анабарская ПНГО и территория Терпейской впадины (10–20 тыс. т н. э./км<sup>2</sup>). Предполагаемый флюидный состав углеводородных скоплений: две трети из открытых в будущем углеводородных скоплений 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./км<sup>2</sup>) приурочены к внутренним горстам Южно-Лаптевской рифтовой зоны и к Трофимовской зоне поднятий. Начальные суммарные геологические ресурсы УВ по территории суши листа S-50 составляют около 450 млн т н. э., в акватории – порядка 3116 млн т н. э.

В Верхоянско-Колымской минерагенической провинции (МП) и Прончищевско-Оленёкской полиметаллическо-алмазоносной минерагенической об-



ласти (МО) выделяются алмазоносные рудно-россыпные районы (РРР): Гурымисско-Прончищевский (продолженный с листа S-49) с двумя алмазоносными рудно-россыпными узлами (РРУ): Гурымисско-Ильинским и Песчано-Урасалахским потенциальным; Усть-Оленёк-Улаханюряхский РРР (продолжающийся на листе S-51) с Усть-Оленёкским РРУ. Прогнозные ресурсы алмазов (россыпных и коренных) в карнийском горизонте позднего триаса категории  $P_3$  оценены в количестве 11 млн кар по Гурымисско-Прончищевскому и 4 млн кар по Усть-Оленёк-Улаханюряхскому РРР. В пределах минерагенической области имеются предпосылки обнаружения алмазоносных кимберлитов и туффзитов триасового возраста. Выделенные минерагенические подразделения в ранге рудно-россыпных районов характеризуются высокой продуктивностью при малоблагоприятной инфраструктуре.

Для фосфоритов не выделяются минерагенические таксоны. Ранее все они относились к Ленской фосфоритоносной провинции. Их проявления приурочены к базальным конгломератам регионально распространенной трансгрессивной толщи титон-берриас-валанжинского ярусов, развитой на южном крыле Лено-Анабарского прогиба и в Прончищевско-Оленёкской складчатой зоне – на севере, т. е. в разных минерагенических провинциях. Прогнозные ресурсы фосфоритов категории  $P_3$  в Прончищевско-Оленёкской МО незначительны – 0,9 млн т, в Хатангско-Ленской МО выше – 10 млн т. Промышленного интереса не представляют.

В Восточно-Сибирской МП, Хатангско-Ленской алмазо-золото-каменноугольной МО выделяется Оленёкский каменноугольный район вместо Лено-Анабарского района Ленского угольного бассейна, продолжающийся на листе S-51. Ресурсы углей Оленёкского района переведены авторами из геологических ресурсов двух категорий, данных предшественниками (предварительно оцененные и вероятные), в прогнозные ресурсы категории  $P_3$  и составляют 6134,8 млн т (6,1 млрд т). Балансовые запасы каменных углей для Буолкалахского месторождения Оленёкского района по категориям  $A + B + C_1$  составляют 17,285 млн т. на 1.01.2007 г. Оленёкский каменноугольный рудный район характеризуется высокой продуктивностью при малоблагоприятной для всей провинции инфраструктуре.

В Восточно-Сибирской МП Хатангско-Ленской МО продолжен с листа S-49 на юго-восток листа S-50 Усть-Анабарский золото-алмазоносный россыпной район. В нем выделен Половинный алмазоносный РУ потенциальный с Половинной прогнозной площадью. В ее южной части выделен Уэленско-Уджинский золото-алмазоносный РР (продолжающийся на листе R-50) с двумя потенциальными золото-алмазоносными РУ: Кангаласс-Уэленским и Хатыгын-Буолкалахским. Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  в четвертичных аллювиальных отложениях в комплексных алмазо-золото-платиносодержащих россыпях составляют: Уэленско-Уджинского россыпного района на россыпные алмазы – 1,2 млн кар, россыпное золото – 8 т, россыпные платиноиды – 0,6 т; Половинной прогнозной площади (170 км<sup>2</sup>) в Анабарском золото-алмазоносном россыпном районе на россыпные алмазы – 0,09 млн кар, россыпное золото – 1,2 т. Выделенные минерагенические таксоны характеризуются средней продуктивностью; при малоблагоприятной инфраструктуре

полезные ископаемые в их составе должны рассматриваться в комплексе, т. к. по отдельности они не представляют интереса.

В юго-западной части листа S-50 продолжены границы Анабарской алмазо-буроугольной МО и Анабаро-Попигайского буроугольного района с листа S-49, минерагенический потенциал которых относится к листу S-49.

В северной части площади листа выделяется Лаптевская самостоятельная потенциальная нефтегазоносная область.

Основной проблемой при составлении листа явилась корреляция и сбивка границ юрско-меловых отложений с листом S-49. По сути, фациальная граница между Енисей-Хатангским и Лено-Анабарским прогибом проводилась по меридиану между листами, а одни и те же толщи, иногда разного объема, меняли свои названия. Эту сбивку удалось провести на базе выделения литостратиграфических трансгрессивно-регрессивных серий и рядов формаций. В соответствии с этим для юрского и мелового периода выделены два ряда: раннеюрско-раннемеловой и ранне-позднемеловой. Первый характеризуется формированием отложений в условиях прибрежно-континентального окраинно-шельфового мелководья с постепенным увеличением мощности отложений на северо-восток (Северо-Сибирская моноклиналь), второй – синорогенного континентального комплекса отложений в предгорном асимметричном передовом прогибе с максимальными мощностями отложений в его ядре (Лено-Анабарский прогиб). Лукумайская свита альба на листе S-50, в частности, коррелируется с рассохинской апта – на листе S-49; и та, и другая датируются условно, но принципиально, именно с них начинается формирование приорогенных или краевых прогибов.

Требуется дополнительное изучение пермских отложений, вычленение из их состава (тустахской свиты) позднекаменноугольных 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 кембрийских, вендских и рифейских отложений, подстилающих пермские отложения, в связи с отсутствием в Усть-Оленёкской скважине кембрийских отложений. Возникают вопросы о роли листрических разломов или возможном проявлении каледонского этапа тектогенеза, что особенно важно для трактовки фундамента Западно-Лаптевоморского шельфа в целом. Очень мало сведений о литологии, возрасте и распространении ордовикских и силурийских отложений, вскрытых только одной скважиной.

Все эти вопросы необходимо решать путем бурения, параллельно изучая проблемы нефтегазоносности Лено-Анабарского прогиба. Несмотря на большой объем выполненных геофизических исследований, наличие структурных ловушек и признаков нефтегазоносности, перспективы прогиба пока недостаточно убедительны из-за небольшого объема бурения, которое в первую очередь надо провести на достоверных структурах.

Полученные в последние годы, в том числе и при доизучении территории листа, сейсмические данные позволяют более обоснованно утверждать, что выше горизонта А в Лаптевоморском бассейне нет отложений древнее, чем

аптско-позднемиловые. Что же касается «доли участия» в строении «постверхожанского» 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 геологоразведочных работ.

### **Рекомендации по постановке дальнейших работ**

По локализованным перспективным площадям рекомендуется постановка среднемасштабного ГК 1 : 200 000 (ГДП-200) с сопутствующими поисками, прогнозно-поисковых работ (ППР-50) на приоритетные виды минерального сырья, в том числе:

– ППР-50 – в пределах Прончищевско-Оленёкской потенциальной алмазодонной МО в Гуримисско-Прончищевском и Усть-Оленёк-Улаханюряхском россыпных районах на россыпные алмазы в карнийском горизонте позднего триаса и коренные алмазы кимберлитово-туффизитового генезиса этого же возраста – на листах S-50-XIX, XX, XXI, S-50-XXIX, XXX;

– ГДП-200 – в Хатангско-Ленской МО, Половинной прогнозной площади и Уэленско-Уджинском россыпном районе – на листах S-50-XXXI, XXXII, XXXIII, XXXV, при очередности в порядке перечисления, на комплексные россыпи алмазов, золота и платиноидов.

Выделены зоны потенциально перспективные для обнаружения углеводородов: Чайдах-Юряхская, Киренейская и Уэленско-Хастырская. Первоочередной для опоискования нужно считать Киринейскую, в северных районах которой и следует начать площадные сейсмические работы и последующее разбуривание одной-двух площадей. Кроме того, необходимо продолжить параметрическое бурение в регионе, в первую очередь в Тистяхско-Дартаской, Ары-Огорбутской, Аясской зонах и в северной части Улахан-Юряхской зоны до глубин 3–3,5 км. Наконец, для эффективного выполнения поисковых работ следует расширить комплекс геохимических показателей нефтегазодности, используя современные методы анализов: изотопные, ГЖХ, ICP MS и др.

На шельфе рекомендуется провести региональные сейсморазведочные работы в пределах Восточно-Таймырской ступени. Для определения стратиграфического объема осадочного чехла и оценки литолого-фациальных характеристик и нефтегазогеологических параметров разреза на шельфе необходимо пробурить параметрическую скважину. Оптимальным местом ее заложения следует считать Песчаную структуру. Без проведения буровых работ оценка нефтегазодности моря Лаптевых будет оставаться весьма неопределенной.

## 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 и рисков чрезвычайных ситуаций в РФ. – М.: ИПЦ «Дизайн. Информация. Картография», 2005.
4. *Балашов Ю. А., Нестеренко Г. В.* Распространенность РЗЭ в траппах Сибирской платформы // Геохимия, 1966. – № 7. – С. 854–860.
5. *Баранов Ю. П., Карташова Г. Г., Конищев В. Н.* Континентальный палеоген и неоген севера Средней Якутии // Континентальные третичные толщи северо-востока Азии. – М.: Наука, 1979. – С. 7–21.
6. *Басов В. А., Захаров В. А., Месежников М. С., Юдовный Е. Г.* Новые данные по стратиграфии юрских отложений Восточного Таймыра // Уч. зап. НИИГА, Региональная геология. Вып. 1. – Л., 1963. – С. 157–164.
7. *Белов Н. А., Латина Н. Н.* Донные отложения Арктического бассейна. – Л.: Морской транспорт, 1961. – 152 с.
8. *Бобров В. Н.* Госгеолкарта масштаба 1 : 200 000. Лист S-49-XXXIII, XXXIV (серия Оленёкская), 1991. Объяснительная записка (в печати).
9. *Большиянов 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.
10. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири / В. А. Захаров, Ю. И. Богомолов, В. И. Ильина и др. // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 5. – С. 927–956.
11. *Буценко В. В.* Сейсмостратиграфическая датировка главных тектонических событий в Арктическом океане // Геофизический вестник. – 2006. – № 11. – С. 8–16.
12. *Василевская Н. Д., Павлов В. В.* Стратиграфия и флора меловых отложений Лено-Оленёкского района Ленского угленосного бассейна. – Л.: НИИГА, 1963. – 96 с.
13. *Василевская Н. Д.* Раннемеловая флора острова Котельного // Мезозойские отложения Северо-Востока СССР. – Л., 1977. – С. 57–75.
14. *Виноградов В. А.* Море Лаптевых // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. – Л.: Недра, 1984. – С. 50–60.
15. *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.
16. *Виноградов В. А., Драчев С. С.* К вопросу о тектонической природе фундамента юго-западной части моря Лаптевых // ДАН, 2000. – Т. 372. – № 1. – С. 72–74.

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., 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.
20. *Галабала Р. О., Ретин 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.
21. *Галабала Р. О.* К стратиграфии юрских отложений Лено-Анабарского прогиба // Региональная геология и полезные ископаемые Якутии. – Якутск, 1991. – С. 155–158.
22. *Галабала Р. О., Сергиенко В. М.* Экзогенный термальний эпигенез осадочных пород и их магнетизм // Магнитные свойства горных пород и минералов. – Магадан, 1991. – С. 82–88.
23. Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток / Под ред. Э. Д. Ершова. – М.: Недра, 1989. – С. 176–184.
24. 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.
25. Геология и полезные ископаемые России. Т. 3. Восточная Сибирь. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – 396 с.
26. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Кн. 1. Арктические моря. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – 468 с.
27. Геология СССР. Т. XVIII. Западная часть Якутской АССР. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 1 / Под ред. Ф. Г. Маркова – М.: Недра, 1970. – 490 с.
28. Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание / Под ред. Б. В. Ткаченко, Б. Х. Егизарова. – М.: 1970. – С. 227–237, 506–512.
29. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое строение. Кн. 1 / Под ред. И. Е. Драбкина. – М.: Недра, 1970. – С. 490–491.
30. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9. Кн. 2 / Под ред. Н. И. Погребкова. – М.: Недра, 1973. – 320 с.
31. Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова. – М.: Недра, 1981. – 510 с.
32. Геоморфологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000 / Гл. ред. А. А. Асеев. – М.: ГУГК СССР, 1987.
33. *Герасимов Б. Б., Никифорова З. С.* Россыпная золотоносность р. Маят бассейна р. Анабар // Отечественная геология. – 2005. – № 5. – С. 38–41.
34. *Герке А. А.* Фораминиферы пермских, триасовых и лейасовых отложений нефтеносных районов севера Центральной Сибири (Тр. НИИГА. Вып. 120). – Л.: Гостоптехиздат, 1961. – С. 258–268.
35. *Герлах С. А.* Загрязнение морей: диагноз и терапия. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 30 с.
36. *Глушинский П. И.* Материалы к стратиграфии меловых отложений низовьев р. Оленёк. – Л., 1961. – 178 с.
37. *Гогина Н. И.* Находка алмаза в низовьях Лены // ДАН СССР. – 1978. – Т. 239. – № 5. – С. 1168–1169.
38. *Гогина Н. И., Леонов Б. Я.* Кембрийские рифы Нижней Лены // Геология и геофизика. – 1983. – № 9. – С. 94–98.
39. *Головин С. В., Сластенов Ю. Л.* Стратиграфическое районирование триасовых отложений Вилюйской синеклизы, Приверхожанского и Лено-Анабарского прогибов // Стратиграфия и палеогеография осадочных толщ нефтегазоносных бассейнов СССР. – Л., 1991. – С. 27–42.

40. *Гонтарь В. И.* Список видов беспозвоночных моря Лаптевых и прилежащих акваторий, составленный в основном по материалам последних экспедиций 90-х годов XX столетия. *Врузоа // Фауна и экосистема моря Лаптевых и сопредельных глубоководных участков Арктического бассейна.* – СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2004. – С. 151–156.

41. Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000. Лист R-48-(50) – Оленёк (Б. Г. Лопатин, А. Н. Вишневецкий, Ю. П. Куликов) / Ред. Ф. Г. Марков. – Л.: ВСЕГЕИ, НИИГА, Севморгео, 1983. – 196 с.

42. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 000 000 (новая серия), лист S-47–49 – оз. Таймыр. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. – 231 с.

43. 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.

44. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Лист S-49 – Хатангский залив. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008.

45. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, S-50-XXXVII, XXXVIII. Серия Оленёкская / Авт.: Г. К. Видмин-Лобзин, Г. В. Ладька. Ред. С. Ф. Духанин. – М., 1975. – 52 с.

46. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, S-50-XXXIX, XXX. Серия Оленёкская / Авт.: И. В. Школа, В. Л. Иванов. Ред. А. И. Гусев. – М.: Недра, 1971. – 53 с.

47. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, S-50-XXXI, XXXII. Серия Оленёкская / Авт.: С. Ф. Духанин. Ред. Д. С. Сороков. – М., 1976. – 49 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. 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.

50. 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.

51. 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.

52. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, S-48-XXXV, XXXVI; S-49-XXXI, XXXII. Серия Оленёкская / Л. И. Федотова. – Объяснительная записка. – М., 1987. – 124 с.

53. 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.

54. *Граусман В. В.* Геологический разрез Усть-Оленёкской свк. 2370 (инт. 3605–2700) // Тихоокеанская геология. – 1995. – Т. 14. – № 4. – С. 137–140.

55. *Граусман В. В.* Корреляция отложений рифея Западной Якутии по материалам глубокого бурения // Отечественная геология. – 1997. – № 8. – С. 3–5.

56. *Граусман В. В., Рудавская В. А., Васильева Н. И.* Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Оленёкского поднятия // Отечественная геология. – 1996. – № 8. – С. 30–35.

57. *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.

58. *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.

59. *Граханов С. А., Шаталов В. И., Штыров В. А., Кычкин В. Р., Сулейманов А. М.* Россыпи алмазов России. – Новосибирск, 2007. – 457 с.

60. *Грачев А. Ф., Деменецкая 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.
61. *Гуков А. Ю.* Экосистема Сибирской полярности. – М.: Научный мир, 1999. – С. 225–300.
62. *Гусев Б. В.* Стратификация эффузивных толщ северо-запада Сибирской платформы // Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы. Тр. НИИГА. – Вып. 2. – Л., 1970. – С. 116–124.
63. *Гусев Г. С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой. – Л.: Наука, 1979. – 206 с.
64. *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.
65. *Дагис А. С., Казаков А. М.* Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 1984. – 176 с.
66. *Дагис А. С., Каныгин А. В.* Схема биостратиграфии триасовых отложений северо-востока Азии // Триасовая фауна северо-востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1996. – С. 5–15.
67. *Данилов И. Д.* Динамика уровня арктических морей азиатского сектора в последние 50 тыс. лет // Динамика Арктических побережий России. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. – С. 116–130.
68. *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.
69. *Девятов В. П.* Условия осадконакопления в тоарском веке на востоке Сибирской платформы // Тр. СНИИГГиМС. – Новосибирск, 1984. – С. 35–41.
70. *Девятов В. П., Казаков А. М.* Нижнеюрская Кыринская свита Лено-Анабарского прогиба // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. – С. 99–105.
71. *Денисов В. В.* Эколого-географические основы устойчивого природопользования в шельфовых морях (экологическая география моря). – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. – 42 с.
72. *Дибнер А. Ф.* Корреляция разрезов пермских отложений гор Бырранга по спорово-пыльцевым данным. – Л.: НИИГА, 1962. – С. 78–82.
73. *Дмитренко И. А., Хьюлеманн Й. А. и др.* Роль баротропных изменений уровня моря в формировании режима течений на шельфе восточной части моря Лаптевых // ДАН. – 2001. – Т. 377. – № 1. – С. 101–107.
74. *Добровольский А. Д., Залогин Б. С.* Моря СССР. – М.: Из-во МГУ, 1982. – 192 с.
75. *Драчев С. С.* Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // Геотектоника. – 2000. – № 6. – С. 43–58.
76. *Драчев С. С.* О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника. – 2002. – № 6. – С. 60–76.
77. *Егоров А. Ю., Вавилов М. Н.* Стратиграфия триаса Таймыра // Региональная геодинамика и стратиграфия азиатской части СССР. – Л., 1992. – С. 15–29.
78. *Жигарев Л. А.* Океаническая криолитозона. – М.: Изд-во МГУ, 1997. – 320 с.
79. *Жуков В. В., Горина И. Ф., Пинчук Л. Я.* Кайнозойские алмазоносные россыпи Анабаро-Оленёкского междуречья. – Л.: Недра, 1968. – 143 с.
80. *Жуков В. В., Литинская И. А., Маркова И. Б.* Морфогенетические типы россыпного золота из кайнозойских отложений центрального сектора Советской Арктики // Прогнозирование и поиски россыпей на шельфе. – Л.: ПГО Севморгеология, 1985. – С. 141–156.
81. *Зенкевич А. А.* Моря СССР, их флора и фауна. – М.: Учеб.-пед. изд-во Мин. просвещ. РСФСР, 1956. – 116 с.
82. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М.* Фанерозойские палинспастические реконструкции территории СССР // Геотектоника. – 1987. – № 6. – С. 3–19.

83. Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Взаимоотношения ультрабазитового, базитового и щелочно-базитового магматизма // Геохимия и геофизика. – 1987. – № 1. – С. 48–54.
84. 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.
85. Инженерно-экологическая карта состояния недр России масштаба 1 : 10 000 000. – М., 1995.
86. Истомин И. Н. К поискам месторождений нефти и газа в Лено-Анабарском крае-вом прогибе // Вестник Госкомгеологии. – 2004. – № 1. – С. 95–101.
87. Казаков А. М., Дагис А. С., Карагодин Ю. Н. Литостратиграфические подразделения триаса севера Средней Сибири // Био- и литостратиграфия триаса Сибири. – М.: Наука, 1982. – Вып. 462. – С. 5–36.
88. Калинин М. К. Стратиграфия пермских отложений Анабаро-Хатангского междуречья // Сб. статей по геологии Арктики. Тр. НИИГА. – Л., 1959. – Т. 96. – Вып. 8. – С. 25–55.
89. Каплан М. Е., Меледина С. В., Шурыгин Б. Н. Келловейские моря Северной Сибири (условия осадконакопления и существования фауны). – Новосибирск: Наука, 1979. – 77 с.
90. Карцева Г. Н., Ронкина З. З., Шаровская Н. В. Сопоставление юрских и нижнемеловых отложений западной и восточной частей Енисей-Хатангского прогиба // Енисей-Хатангская нефтегазоносная область. – Л., 1974. – С. 33–37.
91. 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. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. – Вып. 3. – С. 82–92.
92. Ким Б. И., Глезер З. И. Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2007. – Т. 15. – № 4. – С. 63–83.
93. Князев В. Г., Девятков В. П., Кутыгин Р. В., Никитенко Б. Л., Шурыгин Б. Н. Зональный стандарт тоарского яруса Северо-Востока Азии. – Якутск, 2003. – 101 с.
94. Козьмин Б. М. Сейсмические поля Якутии и механизмы очагов землетрясений. – М.: Наука, 1984. – 126 с.
95. Копылова Т. Н. О химическом составе битумов пермских и кембрийских отложений Оленёкского поднятия // Тр. НИИГА. – 1962. – Т. 121. – Вып. 18. – С. 103–109.
96. Кошелева В. А., Яшин Д. С. Донные осадки Арктических морей России. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. – 285 с.
97. Красный Л. И. Новые структурные элементы в тектонике территории России и дна обрамляющих морей // Региональная геология и металлогения. – 2009. – № 39. – С. 5–13.
98. Куцов В. М., Лисицын А. П., Шевченко В. П., Буренко Р. Р. Потоки взвешенного вещества в донные отложения моря Лаптевых по данным уран-натриевого метода // Океанология. – 1999. – Т. 39. – № 4. – С. 597–603.
99. Лазуркин Д. В. Структурная позиция и геологическое строение моря Лаптевых // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. – Вып. 2. – С. 132–134.
100. Ландшафтная карта СССР масштаба 1 : 2500 000. – М.: Гидроспецгеология, 1980.
101. Ласточкин А. Н. Методы морского геоморфологического картографирования. – Л.: Недра. – 1982. – 272 с.
102. Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина А. Л. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири. – М.: АН СССР, 1962. – Т. 1. – С. 5–70.
103. Макаров А. С., Большаков Д. Ю., Павлов М. В. Геоморфологические и палеогеографические исследования междуречья Оленька и Анабара на южном побережье моря Лаптевых // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология, география. – 2008. – Вып. 1. – С. 79–86.
104. Малышев Н. А., Обметко В. В., Бородулин А. А., Баринаева Е. М., Исханов Б. И. Стратификация осадочного чехла шельфа моря Лаптевых и обстановки осадконакопления



- // Тез. 4-й международной конференции «Нефть и газ арктического шельфа». – Мурманск, 2008.
105. Матухин Р. Г., Меннер В. В., Соколов П. Н., Решетняк Д. Р. Стратиграфическая основа девонской системы Сибирской платформы. – Новосибирск, 1995. – 80 с.
106. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации / А. Г. Зинченко, А. Н. Ласточкин. – М., 2001. – 38 с.
107. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. – 196 с.
108. Методическое руководство по количественной и экономической оценке ресурсов нефти, газа и конденсата России. – М.: ВНИГРИ, 2000. – 189 с.
109. Недра России. Т. 2. Экология геологической среды. – СПб.–М., 2002. – С. 48–57.
110. Никифорова З. С., Герасимов Б. Б., Тулева Е. Г. Генезис золотоносных россыпей и их возможные источники (восток Сибирской платформы) // Литология и полезные ископаемые. – 2011. – № 1. – С. 21–35.
111. Округин А. В., Охлопков С. С., Граханов С. А. Комплексные россыпепроявления благородных металлов в бассейне р. Анабар (Северо-восток Сибирской платформы) // Отечественная геология. – 2008. – № 5. – С. 3–13.
112. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. – 184 с.
113. Петрологический атлас ископаемого органического вещества России. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 604 с.
114. Попов Ю. Н. Палеонтологическая характеристика триасовых отложений Ленско-Хатангского междуречья // Тез. докл. МС по разработке унифицированной стратиграфической схемы Сибири. – Л., 1957. – С. 88–93.
115. Поселов 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. – Вып. 2. – С. 177–183.
116. Проскурнин В. Ф., Виноградова Н. П., Гавриш А. В., Наумов М. В. Признаки эксплозивно-обломочного генезиса алмазоносного карнийского горизонта Усть-Оленёцкого района (петрографо-геохимические данные) // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 6. – С. 698–711
117. Региональные геолого-геохимические эталоны при среднемасштабных геологосъемочных работах. Методические рекомендации / Авт.: Г. М. Беляев, Е. В. Руденко и др. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. – С. 102–107.
118. Рекант П. В., Гусев Е. А., Тумской В. Е., Швенк Т., Шписс Ф., Черкашев Г. А., Кассенс Х. Распространение и особенности залегания субаквальной криолитозоны в районе банок Семеновская 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.
119. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Ч. III. Четвертичная система. – Л., 1983. – 83 с., 3 схемы (19 л.).
120. Решения третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири (Новосибирск, 1978 г.). – Новосибирск, 1981. – 92 с.
121. Романовский С. И. Физическая седиментология. – Л.: Недра, 1988. – 240 с.
122. Рудоносность и геологические формации структур земной коры / Ред. Д. В. Рундквист. – Л.: Недра, 1981. – 423 с.
123. Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З., Аглонова Э. Н. Мезозойские отложения Хатангской впадины. – Л., 1959. – 226 с.
124. Сакс В. Н., Меледина С. В., Шурыгин Б. Н. О разбивке на свиты юрской системы в восточной части Енисей-Хатангского прогиба // Геология и геофизика. – 1978. – № 9. – С. 3–14.

125. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике // Тр. НИИГА. – Т. 77. – Изд. 2-е. – Л.–М., 1953. – 627 с.
126. Смирнов А. В., Смирнов И. С. Иголокожие моря Лаптевых // Экосистемы Новосибирского мелководья и фауна моря Лаптевых и сопредельных вод. Исслед. фауны морей. Т. 37 (45). – Л.: Наука, 1990. – С. 411–462.
127. Соломатин В. И., Жигарев Л. А., Совершаев В. А. Криогенные процессы и явления на побережье и шельфе арктических морей // Динамика арктических побережий России. – М.: Геогр. фак. МГУ, 1998. – С. 12–18.
128. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Том 7. Юрская система / Ред. Б. Н. Шурыгин. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. – 476 с.
129. Стратиграфия юрской системы Севера СССР / Под ред. В. Н. Сакса. – М.: Наука, 1976. – 435 с.
130. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. – Л.: Недра, 1979. – 592 с.
131. Терлеев А. А. Микрофитолиты нижнего кембрия Манского прогиба // Геология и геофизика. – 1981. – № 9. – С. 135–141.
132. Требования по созданию дополнительных карт и схем к комплексу Госгеолкарты-1000/3. Геоморфологическая карта / В. Д. Тарноградский, Е. А. Минина, В. В. Старченко. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. – 47 с.
133. Устрицкий В. И. К истории формирования современной структуры моря Лаптевых // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. – Вып. 3. – С. 68–81.
134. Федотова Л. И., Круговых В. В. Новое в стратиграфии верхнепалеозойских отложений Анабарской антеклизы // Советская геология. – 1986. – № 8. – С. 48–57.
135. Храмов А. Н., Печерский Д. М., Молостовский Э. А., Родионов В. П. Палеомагнитная шкала палеозоя и мезозоя СССР // Магнитостратиграфия и геодинамика. – М., 1981. – С. 38–51.
136. Чайковский И. И., Мельзин С. В., Савченко С. В. Петрология и минералогия Пермской диатремы на Среднем Урале. – Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2003. – 124 с.
137. Шкодзинский В. С. Генезис кимберлитов и алмаза. – Якутск: Ин-т геологии алмаза и благородных металлов СО РАН АН, 2009. – 350 с.
138. Шпунт Б. Р. Генетические проявления золота в северо-восточной части Сибирской платформы // Уч. зап. НИИГА. Региональная геология. – Вып. 18. – Л., 1970. – С. 5–15.
139. Шпунт Б. Р. Вторичные ореолы рассеяния полезных ископаемых докембрия в кайнозойских отложениях Билиро-Уджинского поднятия // Докембрий Анабаро-Оленёкского междуречья. – Новосибирск, 1976. – С. 85–94.
140. Шпунт Б. Р. Россыпные проявления золота в кайнозойских отложениях Лено-Анабарского междуречья // Россыпная алмазоносность Средней Сибири. – Л.: Изд-во НИИГА, 1973. – С. 31–35.
141. Эрлих Э. Н., Видмин-Лобзин Г. К. Состав и источники сноса обломочного материала в пермских и мезо-кайнозойских отложениях прогибов обрамления северо-восточной части Сибирской платформы // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленёкского поднятия. – Якутск, 1980. – С. 74–85.
142. Backman J., Moran K., McInroy D. B., Mayer L. A., and the Expedition 302 Scientists (2006), Artic Coring Expedition (ACEX), Proc. Integr. Ocean Drill. Program, 302, doi:10.2204/iodp.proc.302.2006. – 169 p.
143. Bolshiyarov D., Makarov A. Geomorphologic route along the Urasalakh River // Berichte zur Polar – und Meeresforschung. – 2004. – № 489. – P. 67–74.
144. Fujita K., Cook D. The Arctic continental margin of eastern Siberia // The geology of North America. The Arctic Ocean Region. Geol. Soc. of America. 1990. – V. L. – P. 289–304.
145. 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.

146. *Holmes M. L., Creager J. S.* Holocen History of the Laptev Sea continental shelf. – In *Marin geology and oceanography of the Arctic seas*. New York. Springer. 1974. – P. 211–229.
147. *Rachor E.* (edit) *Berichte zur Polarforschung N226*. 1997. (Reports on Polar Research). Edited by Eike Rachor with contributions of the participants, 1997. – 250 p.
148. *Winterfeld M., Schirmer L., Grigoriev M., Kunitsky V. V., Murray A., Andreev A., Overduin P. P.* 2011/ Coastal permafrost and Landscape development since the Late Pleistocene in the western Laptev Sea, Siberia. *Boreas* 10.1111/j.1502–3885.2011.00203x. ISSN 0300–9483.

### Фондовая

149. *Арчевов В. Б., Филатов С. С.* Комплексный анализ критериев нефтегазоносности с целью выделения основных направлений и объектов нефтегазопоисковых работ в Лено-Анабарском прогибе. – Л., 1982.
150. *Арчевов В. Б., Филатов С. С.* Газеохимические исследования и обобщение результатов прямых поисков залежей нефти и газа по слабоизученным районам Западной Якутии. – Л., 1987.
151. *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.
152. *Бобров В. Н.* Отчет о проведении групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 с геологическим доизучением на площади листов S-49-XXI, XXII; XXVII, XXVIII; XXXIII, XXXIV за 1985–1990 гг. – М., 1990.
153. *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.
154. *Вольнов Д. А., Грамберг И. С., Преображенская Э. Н.* Условия формирования структур и перспективы нефтегазоносности осадочных толщ морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. – Л., 1975.
155. *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-В, Г; 3-А, Б, В, Г; 4-А, Б, 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.
156. *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.
157. *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.
158. *Глушинский П. И.* Стратиграфия меловых отложений на р. Буолкалах (низовья р. Оленёк). – Л., 1962.
159. *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.
160. *Граусман В. В., Винокуров В. Н., Савина Т. В. и др.* Изучение и корреляция разрезов глубоких скважин ЯАССР. – Якутск, 1991.
161. *Граханов С. А., 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.

162. Гуревич В. И. и др. Разработка методики литолого-геохимических исследований при геологической съемке шельфа. – Л.: НПО «Севморгеология», 1985.
163. Духанин С. Ф., Ермолаев Г. А., Видмин-Лобзин Г. К. и др. Геологическое строение полезные ископаемые бассейна р. Кангалас-Уэле. – Л., 1969.
164. Духанин С. Ф., Зиза А. В., Видмин-Лобзин Г. К. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Средняя и Половинная. – Л., 1970.
165. Духанин С. Ф., Наумов А. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые низовьев левобережья р. Анабар. – Л., 1972. Фонды ВНИИОкеангеология.
166. 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 геозкологического сопровождения нефтегазодобычных работ в Арктике. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2005.
167. Егоров А. Ю. Палеогеография междуречья Оленёк–Лена–Омолой. – М., 1983.
168. Егоров А. Ю. Опытнo-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.
169. Ермолаев Г. А., Аплонова Э. Н., Видмин-Лобзин Г. К. и др. Геологическое строение полезные ископаемые левобережья нижнего течения р. Оленёк между реками Джюсюн и Тур (юго-западная часть листа S-51-XXXIII, XXXIV). – Л., 1962.
170. Ермолаев Г. А., Ильин Ф. Ф., Видмин-Лобзин Г. К., Губанов И. В., Ким Б. И. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхних течений рек Буолкалах и Юелэ. – Л., 1967. Фонды НИИГА.
171. Жуков В. В., Пинчук Л. Я., Генин Б. Л. и др. Оценка перспектив россыпной алмазности кайнозойских образований побережья моря Лаптевых от Анабарской губы до Оленёкского залива. Отчет о производственно-тематических работах Усть-Анабарского отряда за 1969–1971 гг. 1972. Фонды НИИГА.
172. Жуков В. В., Пинчук Л. Я., Литинская И. А. и др. Перспективы россыпной алмазности юго-западной части побережья моря Лаптевых. Отчет по теме 515 «Перспективы россыпной алмазности западной части побережья моря Лаптевых». 1973. Фонды НИИГА.
173. Жуков В. В., Родимкин К. К., Рогожин В. В. и др. Отчет о научно-производственных работах по оценке перспектив россыпной алмазности юго-западного побережья моря Лаптевых. Усть-Анабарский договорной отряд. 1974. Фонды НИИГА.
174. Жуков В. В. и др. Оценка перспектив россыпной алмазности шельфа моря Лаптевых и прилегающих участков Северо-Сибирской низменности (междуречье Попигай–Оленёк). 1975. Фонды НИИГА.
175. Жуков В. В., Пинчук Л. Я., Гавриш А. В. и др. Перспективы алмазности и золотоносности южной части шельфа моря Лаптевых. Отчет по теме «Оценка перспектив алмазности и золотоносности и разработка комплекса геолого-геофизических работ на юго-восточном побережье моря Лаптевых». 1978. Фонды НИИГА.
176. 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.
177. 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.
178. Иванов В. Л., Резников В. А., Школа И. В. Геологическое строение и полезные ископаемые района низовьев р. Буолкалах и бассейнов рек Улахан-Юрях и Ааллах (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000). – Л., 1964.
179. Иванова А. М. (ред.) Атлас донных осадков мирового океана. Т. II. Крайние и внутренние моря СССР. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1992.

180. *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.
181. *Ильин Ф. Ф., Крупнов М. И., Ситников Б. П.* Геологическое строение и алмазность бассейна нижнего течения р. Анабар. – Л., 1961.
182. *Ильин Ф. Ф., Чистяков С. Д., Ладыка Г. В., Иванова М. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Юелэ–Чайдах–Юрях. – Л., 1965. Фонды НИИГА.
183. *Ильин Ф. Ф., Ермолаев Г. А., Видмин-Лобзин Г. К., Захаров В. В., Зенков В. Н., Иванова М. Н., Ладыка Г. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Юелэ и центральной части кряжа Прончищева. – Л., 1966. Фонды НИИГА.
184. *Келле Э. Я., Лозорайтис И. К., Петрищенский А. М.* Отчет о работе гравиметрической партии № 6/67–68 на Уджинской площади за 1967–1968 гг. – Якутск, 1968.
185. *Ким Б. И., Рейнин И. В., Голубкина Г. С.* Новейшая структура и история развития шельфа моря Лаптевых в кайнозое. – Л.: ВНИИОкеангеология, 1985.
186. *Кириллова Т. А. и др.* Региональные комплексные работы в море Лаптевых. Объект 17/89. – Мурманск: «Севморнефтегеофизика», 1991.
187. *Кириллова Т. А., Журавлев В. А., Кацанюк В. А. и др.* Изучение осадочного чехла и глубинного строения земной коры хребта Ломоносова и прилегающих геологических структур восточно-арктического шельфа. – Мурманск: МАГЭ, 2010.
188. *Кочетков Т. П.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 п-ова Харатумус Нордвик-Хатангского района. – Л.: НИИГА, 1948.
189. *Кривицкий В. Ф.* Геологическое строение и нефтеносность участка Чайдах-Тигяно-Анабарской антиклинали. – Л.: НИИГА, 1954.
190. *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.: НИИГА, 1963.
191. *Лазуркин Д. В., Арсеньева Г. П., Видмин-Лобзин Г. К. и др.* Тектоническое районирование шельфа моря Лаптевых и сопредельных территорий в связи с перспективами их нефтегазоносности. – Л., 1985.
192. *Ласточкин А. Н.* Морфоструктурный анализ нефтегазоносных областей на суше и шельфе. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. – Л.: ВНИГРИ, 1977.
193. Легенда Анабарской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия) / Ред. Е. П. Миронюк, М. С. Машак. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002 г. – С. 136–141.
194. Легенда Анабаро-Виллюйской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / М. С. Машак и др. 2009.
195. Легенда Лаптево-Сибироморской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Сост.: В. А. Виногорадов, Е. Е. Мусатов, Ю. В. Горячев. Гл. ред. М. К. Косько. – СПб., 2000.
196. Легенда Лаптево-Сибироморской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Дополнение к блокам I, III, IV.2, V / Авт.: С. И. Шкарубо, В. Ф. Проскурнин, Н. Н. Нагайцева, Г. А. Заварзина, В. В. Кямря, В. В. Мохов. Гл. ред. М. К. Косько. – СПб., 2011.
197. Легенда Нижнеленской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (новая серия) / Под. ред. В. С. Андреева. – М.: Аэрогеология, 2000. – 172 с.
198. Легенда Оленёкской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе) / Гл. ред. В. Н. Бобров. – М., 2000.
199. *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.

200. *Малявкин А. М., Ржевский Н. Н., Гапоненко Г. И.* Аэромагнитная съемка моря Лаптевых и Новосибирских островов. Отчет о работе ПГЭ НПО «Севморгео» в 1973 г. – Л., 1973. Фонды ВНИИОкеангеология.
201. *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.
202. Переоценка ресурсов и запасов нефти, газа и конденсата нераспределенного фонда (промежуточный отчет). – СПб., 2009. Фонды ВНИГРИ.
203. *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.
204. *Рубинштейн В. И. и др.* Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОП на Хастахской площади за 1981–1982 гг. – Якутск, 1982.
205. *Рубинштейн В. И. и др.* Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ на Хастахской площади за 1984–1985 гг. – Якутск, 1986.
206. *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.
207. *Секретов С. Б., Злобин А. И., Журавлев В. А. и др.* Региональные сейсмические работы на шельфе моря Лаптевых в 1987–1988 гг. Отчет МАГЭ. – Мурманск, 1990.
208. *Сибирцев Ю. М., Азарова В. Г., Кириченко Г. И.* Отчет о поисковых работах на территории Нижнеленского алмазонасного района. – М., 1985.
209. *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.
210. *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.
211. *Фатин А. Н.* Структурное бурение на Суодемской площади. Отчет Структурной партии за 1986–88 гг. ТГФ «Красноярскгеология», 1988.
212. *Чайка Л. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые северного побережья Таймырского озера (к востоку от озера Суругово). ТГФ «Красноярскгеология», 1952.
213. *Чернышев Н. М., Егоркин А. В. и др.* Отчет о результатах работ сейсмических партий СРГЭ на профилях р. Кель-Тикси, пос. Кюсюр–дельта Лены, р. Угольная–р. Лена. Масштаб 1 : 1 000 000. – М.: Мингео СССР, 1983. Фонды НПО «Нефтегазгеофизика»
214. *Школа И. В., Зенков В. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Доруоха, Средняя, Конниес. – Л., 1969.
215. *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.
216. *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, слыховых, литогеохимических, гидрохимических и газогеохимических ореолов, показанных на листе S-50 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
<b>ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Нефть и газ</b>			
Нефть и газ			
V-3-7	П	Река Улахан-Юрях	46
Нафтеновые кислоты			
IV-2-1	ГдХА	Водораздел рек Лыгая-Юряге и Урасалах	151
IV-2-2	ГдХА	Озеро в долине р. Оюлах-Юрях	151
IV-2-3	ГдХА	Озеро Сокурдах	151
IV-2-4	ГдХА	Озеро в долине р. Сокурдах-Юряге	151
IV-3-1	ГдХА	Озеро на п-ове Терпей-Тумуса	151
IV-3-2	ГдХА	Озеро Эльгян	151
IV-3-3	ГдХА	Озеро на п-ове Терпей-Тумуса	151
IV-3-4	ГдХА	Озеро на п-ове Терпей-Тумуса	151
V-1-2	ГдХА	Озеро на водоразделе рек Уэле и Салга	151
V-1-4	ГдХА	Озеро на водоразделе рек Уэле и Салга	151
<b>М е т а н</b>			
IV-1-1	ГзХА	Нижнее течение р. Песчаная	
IV-1-2	ГзХА	Среднее течение р. Песчаная	
V-1-1	ГзХА	Среднее течение р. Салга	149
V-1-6	ГзХА	Река Уэле	149
V-2-21	ГзХА	Река Уэле	149
V-3-9	ГзХА	Устье р. Оленёк	149
V-3-19	ГзХА	Устье р. Буолкалах	149
VI-1-9	ГзХА	Устье р. Половинная	
VI-1-20	ГзХА	Устье р. Средняя	
VI-1-24	ГзХА	Правый приток р. Средняя	
VI-2-5	ГзХА	Река Хатыгын-Уэлете	149
<b>Твердые полезные ископаемые</b>			
<b>Уголь каменный</b>			
V-3-1	МК	Аллахское	46, 178
V-3-11	МК	Улахан-Юряхское	46
V-3-17	МК	Буолкалахское-Нижнее	46, 158
VI-3-5	МК	Буолкалахское	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-3	МС	Салганское	151
V-2-16	МС	Чохо-Юрягесское	45
VI-3-2	МС	Улахан-Кюельское	49
VI-3-7	МС	Улахан-Кумах-Юряхское	49
VI-3-12	МС	Хастахское	49
V-2-5	П	Река Чайдах-Юрях	45
V-2-6	П	Река Салга	45
V-2-8	П	Река Салга	45
V-2-9	П	Река Салга	151
V-2-10	П	Река Таба-Бастах	45
V-2-12	П	Правый приток р. Чохо-Юряге	45
V-2-13	П	Река Чохо-Юряге	45
V-2-14	П	Река Таба-Бастах	45
V-2-15	П	Река Таба-Бастах	45
V-2-17	П	Река Чохо-Юряге	45
V-2-18	П	Река Сасыл-Юрях	45
V-2-22	П	Река Кангаласах-Уэле	45
V-3-2	П	Река Аллах	46, 178
V-3-10	П	Река Крайняя	46, 169
V-3-12	П	Правый приток р. Васька-Юряге	46
V-3-13	П	Левый приток р. Оленёк	46, 178
V-3-16	П	Река Улахан-Юрях	46, 178
V-3-18	П	Река Улахан-Юрях	46, 178
V-3-20	П	Река Кумах-Ангара	46, 158
VI-2-1	П	Река Хатыгын-Уэлете	48
VI-2-2	П	Река Хатыгын-Уэлете	48
VI-2-3	П	Река Уэле	48
VI-2-4	П	Река Хатыгын-Уэлете	48
VI-2-6	П	Река Хатыгын-Уэлете	48
VI-2-7	П	Река Уэле	48
VI-3-1	П	Река Молохо	49
VI-3-4	П	Озеро Кумах	49
VI-3-6	П	Озеро Кумах	46, 169
VI-3-10	П	Река Куччугуй-Кумах-Юрях	49
VI-3-11	П	Река Куччугуй-Кумах-Юрях	49
VI-3-13	П	Река Тистях	49
VI-3-15	П	Река Тистях	49
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Черные металлы</b>			
Ж е л е з о			
IV-2-6	П	Река Урасалах	151
IV-1-13	ПМ	Река Кыка-Юряге	151



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-1-15	ПМ	Левобережье р. Песчаная	151
IV-2-10	ПМ	Река Урасалах	151
<b>Цветные металлы</b>			
С в и н е ц , ц и н к			
IV-1-12	ШО	Междуречье Песчаная–Лыгая-Юряге	151
<b>Благородные металлы</b>			
З о л о т о			
VI-1-3	ПГХО	Река Содимыха	214
VI-1-22	ПГХО	Река Средняя	214
IV-1-11	ШО	Верховья рек Чекань и Юнигес-Юряге	151
IV-1-20	ШО	Верховья рек Илья и Хая-Диелях	151
V-1-5	ШО	Верховье р. Онкучах-Юрях	151
V-1-7	ШО	Река Уэле	151
V-1-8	ШО	Бассейны рек Кумах-Юрях, Коуча, Нангналах	151
V-2-7	ШО	Среднее течение р. Салга	183
V-2-11	ШО	Бассейн р. Таба-Бастах	183
V-2-19	ШО	Бассейн р. Саксыл-Юрях	183
V-2-20	ШО	Бассейн р. Саксыл-Юрях	183
V-3-14	ШО	Река Буолкалах	155
V-3-15	ШО	Левый приток р. Оленёк	155
VI-1-31	ШО	Река Нонгноён-Укчарылах	47
VI-1-35	ШО	Левый приток р. Средняя	47, 164
VI-1-38	ШО	Река Кангалас-Уэле	47
VI-2-16	ШО	Река Арах-Билуре	48
VI-3-3	ШО	Верховье р. Уэле	47, 161
VI-3-8	ШО	Бассейн р. Улахан-Кумах-Юрях	170
VI-3-9	ШО	Бассейн р. Улахан- Кумах-Юрях	170
VI-3-20	ШО	Река Буолкалах	49
П л а т и н о и д ы			
VI-1-26	ШО	Левый приток р. Средняя	214
<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Минеральные удобрения</b>			
<b>Ф о с ф а т н ы е</b>			
Ф о с ф о р и т			
V-3-6	П	Река Стан-Юряге	46
IV-1-17	ПМ	Левобережье р. Илья	151
IV-1-19	ПМ	Верховье р. Илья	151
IV-2-11	ПМ	Река Урасалах	151

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-2-1	ПМ	Правый приток р. Чайдах-Юрях	45
V-2-2	ПМ	Правый приток р. Чайдах-Юрях	45
V-2-3	ПМ	Левый приток р. Таба-Бастах	45
V-2-4	ПМ	Левый приток р. Таба-Бастах	45
V-3-3	ПМ	Река Стан-Юряге	46
VI-1-2	ПМ	Правый приток р. Анабар	47, 214
VI-1-4	ПМ	Река Рассоха	47, 164
VI-1-13	ПМ	Правобережье р. Анабар	47, 164
VI-1-16	ПМ	Река Анабар	47, 214
VI-1-21	ПМ	Правый приток р. Булгунняхтах	47, 164
VI-1-23	ПМ	Водораздел правых притоков р. Анабар	47, 164
VI-2-10	ПМ	Река Люндюле	48
VI-2-13	ПМ	Река Кангалас-Уэле	48
VI-2-18	ПМ	Река Арах-Билире	48
VI-2-25	ПМ	Река Хастыр-Аяна	48
<b>Драгоценные и поделочные камни</b>			
Алмазы россыпные			
IV-1-3	ШО	Побережье Анабарского залива	151
IV-1-6	ШО	Левый приток р. Мус-Хая	161
IV-1-7	ШО	Левый приток р. Мус-Хая	161
IV-1-8	ШО	Левый приток р. Мус-Хая	161
IV-1-9	ШО	Река Мус-Хая	161
IV-1-10	ШО	Левый приток р. Чопчукан	161
IV-1-14	ШО	Левый приток р. Песчаная	161
IV-1-16	ШО	Верховье р. Лыгая-Юряге	161
IV-1-18	ШО	Правый приток р. Песчаная	161
IV-2-5	ШО	Левый приток р. Урасалах	161
IV-2-7	ШО	Река Урасалах-Батыта	161
IV-2-8	ШО	Левый приток р. Урасалах	161
IV-2-9	ШО	Правый приток р. Урасалах-Батыта	161, 151
V-3-8	ПР	Мыс Тумул	58
VI-1-1	ШО	Правый приток р. Половинная	47, 181
VI-1-5	ШО	Левый приток р. Кангалас-Уэле	47, 163
VI-1-6	ШО	Река Хайыргастах	47, 164
VI-1-7	ШО	Правый приток р. Половинная	161
VI-1-8	ШО	Река Хайыргастах	47, 164
VI-1-10	ШО	Река Половинная	161
VI-1-11	ШО	Правый приток р. Половинная	161
VI-1-12	ШО	Река Половинная	47, 164
VI-1-14	ШО	Река Половинная	47, 161, 164

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-1-15	ШО	Левый приток р. Кангалас-Уэле	47, 163
VI-1-17	ШО	Река Половинная	47, 161
VI-1-18	ШО	Река Половинная	47, 181
VI-1-19	ШО	Левый приток р. Половинная	47
VI-1-25	ШО	Правый приток р. Средняя	47; 164
VI-1-27	ШО	Река Нонгноён-Укчарылах	161
VI-1-28	ШО	Река Нонгноён-Укчарылах	161
VI-1-29	ШО	Река Нонгноён-Укчарылах	47, 161
VI-1-30	ШО	Река Нонгноён-Укчарылах	47, 163, 161
VI-1-32	ШО	Озеро Арылах	161
VI-1-33	ШО	Озеро Арылах	47, 163
VI-1-34	ШО	Река Кангалас-Уэле	161
VI-1-36	ШО	Правый приток р. Средняя	47, 161
VI-1-37	ШО	Левый приток р. Кангалас-Уэле	47, 163
VI-1-39	ШО	Река Кангалас-Уэле	47, 163
VI-1-40	ШО	Правый приток р. Средняя	161
VI-1-41	ШО	Река Кангалас-Уэле	161
VI-1-42	ШО	Правый приток р. Средняя	161
VI-1-43	ШО	Правый приток р. Средняя	161
VI-2-8	ШО	Река Кангалас-Уэле	161
VI-2-9	ШО	Река Люндюле	161
VI-2-11	ШО	Река Кангалас-Уэле	48
VI-2-12	ШО	Река Люндюле	48, 161
VI-2-14	ШО	Река Арах-Билире	48
VI-2-15	ШО	Левый приток р. Кангалас-Уэле	48, 161
VI-2-17	ШО	Река Кангалас-Уэле	48, 161
VI-2-19	ШО	Левый приток р. Кангалас-Уэле	48, 161
VI-2-20	ШО	Река Арах-Билире	48, 161
VI-2-21	ШО	Левый приток р. Кангалас-Уэле	48, 161
VI-2-22	ШО	Река Арах-Билире	48, 161
VI-2-23	ШО	Река Хастыр-Аяна	48, 161
VI-2-24	ШО	Река Кангалас-Уэле	48, 161
VI-2-26	ШО	Река Кангалас-Уэле	48, 161
VI-2-27	ШО	Река Люндюле	48, 161
VI-2-28	ШО	Река Арах-Билире	48, 161
VI-2-29	ШО	Река Хастыр-Аяна	161
VI-2-30	ШО	Река Хатыгын-Уэлете	161
VI-2-31	ШО	Река Хастыр-Аяна	161
VI-2-32	ШО	Река Хатыгын-Уэлете	48
VI-2-33	ШО	Левый приток р. Кангалас-Уэле	161
VI-2-34	ШО	Река Арах-Билире	48

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-2-35	ШО	Река Хастыр-Аяна	161
VI-3-14	ШО	Река Хатангын-Уэлете	161
VI-3-16	ШО	Река Буолкалах	49
VI-3-17	ШО	Река Хатыгын-Уэлете	161
VI-3-18	ШО	Река Буолкалах	161
VI-3-19	ШО	Река Хатыгын-Уэлете	161
VI-3-21	ШО	Река Буолкалах	161
VI-3-22	ШО	Правый приток р. Буолкалах	49
VI-3-23	ШО	Река Буолкалах	49
VI-3-24	ШО	Правый приток р. Буолкалах	161
VI-3-25	ШО	Река Буолкалах	49
Минералы – спутники алмазов			
V-3-4	ШО	Приток р. Оленёк	155
V-3-5	ШО	Дельта р. Оленёк	155
Поделочные камни			
IV-1-4	П	Мыс Мус-Хая	151
IV-1-5	П	Устье р. Мус-Хая	151

Принятые сокращения. Месторождения: МК – крупное, МС – среднее, П – проявление; ПР – проявление россыпное; ПМ – пункт минерализации. Ореолы: ШО – шлиховой, ПГХО – литогеохимический, ГдХа – гидрохимический, ГзХА – газогеохимический.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение.</b> В. Ф. Проскурнин, В. В. Кямря, С. И. Шкарубо, И. Р. Салимьянова .....	3
<b>Сейсмостратиграфическая характеристика осадочного чехла.</b> С. И. Шкарубо, Г. А. Заварзина .....	15
<b>Стратиграфия</b> .....	27
Архейско-нижнепротерозойские образования. В. Ф. Проскурнин .....	27
Верхнепротерозойские образования. В. Ф. Проскурнин .....	28
Верхневендско-среднекаменноугольные образования. В. Ф. Проскурнин ....	31
Среднекаменноугольные–триасовые образования. В. Ф. Проскурнин .....	36
Юрско-меловые образования. М. Г. Папин, В. Ф. Проскурнин .....	56
Меловые и палеоген-неогеновые образования. А. А. Багаева, В. Ф. Проскурнин, С. И. Шкарубо .....	80
Неоген-четвертичные отложения. В. В. Кямря, Д. Ю. Большианов, П. В. Рекант .....	83
<b>Литология донных отложений.</b> М. С. Парамонова .....	98
Обработка и интерпретация данных гранулометрического анализа .....	99
Гранулометрические типы осадков .....	101
Минералогическая характеристика донных отложений .....	104
<b>Магматизм (нестратифицированные магматические образования).</b> Н. Н. Нагайцева .....	107
<b>Метаморфизм.</b> В. Ф. Проскурнин .....	113
<b>Тектоника.</b> В. Ф. Проскурнин, С. И. Шкарубо .....	114
<b>История геологического развития.</b> В. Ф. Проскурнин, В. В. Кямря, Н. Н. Нагайцева, М. А. Алексеев, А. В. Шманяк, С. И. Шкарубо, П. В. Рекант .....	130
Архейско-раннепротерозойский цикл .....	130
Рифейско-ранневендский цикл .....	131
Поздневендско-раннекаменноугольный цикл .....	132
Среднекаменноугольно-триасовый цикл .....	133
Раннеюрско-кайнозойский цикл .....	136
<b>Геоморфология.</b> В. В. Кямря, Д. Ю. Большианов, А. Г. Зинченко .....	147
Рельеф суши .....	148
Рельеф морского дна .....	153
<b>Полезные ископаемые.</b> А. В. Гавриш, Б. С. Васильев .....	158
Горючие ископаемые .....	159
Металлические ископаемые .....	170
Неметаллические ископаемые .....	173

<b>Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района.</b> <i>А. В. Гавриш, Б. С. Васильев, В. Ф. Проскурнин</i> .....	181
Минерагеническое районирование и основные эпохи рудообразования ...	181
Закономерности размещения твердых полезных ископаемых и прогнозная оценка перспективных площадей .....	185
Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений на листе S-50 .....	204
Нефтегазогеологическое районирование. <i>В. В. Нелюбин, В. Ф. Проскурнин, С. И. Шкарубо, О. Н. Зуйкова</i> .....	209
Прогноз нефтегазоносности. <i>В. В. Нелюбин, О. Н. Зуйкова</i> .....	216
<b>Гидрогеология.</b> <i>Б. С. Петрушков</i> .....	226
<b>Эколого-геологическая обстановка.</b> <i>Н. Р. Горбачевич, В. В. Мохов, С. Ф. Солонина</i> .....	230
Характеристика эколого-геологических условий континентальной части листа .....	230
Характеристика эколого-геологических условий морской части листа .....	233
<b>Заключение.</b> <i>В. Ф. Проскурнин, В. В. Кямря, А. В. Гавриш, С. И. Шкарубо</i> .	239
Список литературы .....	246
<i>Приложение.</i> Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых литогеохимических, гидрохимических и газохимических ореолов, показанных на листе S-50 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000. <i>А. В. Гавриш</i> .....	257

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

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

**Серия Лаптево-Сибироморская**

**Лист S-50 – Усть-Оленёк**

**Объяснительная записка**

Редактор *О. Н. Алексеева*

Техническое редактирование и верстка *О. Е. Стенурко*

---

Подписано в печать 30.09.2017. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.

Печать офсетная. Печ. л. 16,5. Уч.-изд. л. 22,7.

Тираж 150 экз. Заказ 41714000

---

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ

199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72

Тел. 328–8121, факс 321–8153