

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

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

*Серия Лаптево-Сибироморская*

**Лист S-53, 54 – о. Столбовой–Ляховские о-ва**

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2016

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «МОРСКАЯ АРКТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕ-  
ДОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ» (ОАО «МАГЭ»)

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

# ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение)

*Серия Лаптево-Сибироморская*

Лист S-53,54 – о. Столбовой–Ляховские о-ва

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

МУРМАНСК – САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ ФАБРИКА ВСЕГЕИ – 2016

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S–53 (о. Столбовой), 54 (Ляховские о-ва). Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. \_\_\_\_ с. (Минприроды России, Роснедра, ОАО «МАГЭ», ФГУП «ВСЕГЕИ»).

В объяснительной записке приведены сведения по стратиграфии, тектонике и глубинному строению, литологии дна моря, геоморфологии, истории геологического развития, магматизму, гидрогеологии и геоэкологическому состоянию природной среды. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории, рассмотрены закономерности их размещения, актуализирована оценка прогнозных ресурсов. Материалы охватывают Новосибирские острова, часть материка и акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

В геолого-структурном отношении район является частью эпикиммерийской платформы, в строении которой выделяется, в первую очередь, поздне меловой-кайнозойский плитный чехол, повсеместно развитый на морских акваториях и прибрежных низменностях. Более древние образования складчатого основания (слагающих его структурных этажей) наблюдаются на островной суше, где практически каждая группа островов наряду со своим набором формаций характеризуется своим типом тектонических структур.

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

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

Табл. 40, ил. 9, список лит. 143 назв.

#### Авторы:

*А. Г. Бургуто (отв. исп.), В. В. Авдюничев, В. К. Дорофеев, В. А. Журавлев, О. Н. Зуйкова, А. М. Иванова, В. В. Иванова, А. А. Неупкоева, Е. А. Пащковская, М. С. Радченко, П. В. Рекант, С. И. Шкарубо*

Материалы по листу S–53 (о. Столбовой), 54 (Ляховские о-ва) одобрены Главной редколлегией по геологическому картированию, рассмотрены и рекомендованы к печати Научно-редакционным советом по геологическому картированию территории Российской Федерации Федерального агентства по недропользованию (НПС Роснедра).

Научные редакторы: М. К. Косько, Е. А. Гусев

© Роснедра, 2016  
©ОАО «МАГЭ», 2015  
©ФГУП «ВНИИОкеангеология», 2015  
© Коллектив авторов, 2015  
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016

---

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листов S–53,54 ГГК1000/3 включает острова Анжу и Ляховские Новосибирского архипелага, прилегающую часть материка в районе м. Святой Нос и омывающие их акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. По административному делению она входит в Республику Саха (Якутия).

Рассматриваемый район является частью обширной эпипозднекиммерийской платформы, в основании которой залегают фрагменты Верхояно-Колымской, Новосибирско-Чукотской и Раучуанско-Олойской складчатых систем.

Обновленный комплект листов S–53,54 подготовлен к изданию на основе материалов современных геолого-геофизических исследований: полевых работ на Новосибирских о-вах в 2003–13 гг. и на шельфе моря Лаптевых в 2013–2014 гг., прежде всего, сейсморазведки МОВ ОГТ, МПВ, сейсмоакустического профилирования и донного пробоотбора.

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

### Физико-географические условия

Сухопутные части региона представляют собой низменности высотой 25–60 м с отдельными платообразными и холмогорными возвышенностями. Наивысшие отметки – г. Малахатин-Тас (374 м, о. Котельный), г. Эмий-Тас (293 м, о. Бол. Ляховский). На материке в районе м. Святой Нос – г. Хаптагай (369 м) и горы Харстан (533 м). Акватории морей мелководные, в основном менее 20 м. Большие глубины (до 40 м) наблюдаются вдоль западных берегов островов Бельковский, Котельный.

Берега островов и материка преимущественно абразионные (часто термоабразионные). Высота береговых уступов 5–30 м. Реки низменных участков относительно многоводные и протяженные, на возвышенных площадях –

маловодные и незначительные по длине. Много пресных озер (преимущественно термокарстовых). Соленые озера наблюдаются на современных морских террасах.

Климат региона морской, арктический. Суровая малоснежная зима продолжается около 9 месяцев. Среднемесячные температуры декабря–марта 28–35° С ниже нуля. Лето (июль–август) прохладное, +2,8–4,0° С. Среднегодовая температура 14,1–15,5° ниже нуля. Ветры постоянны, со среднегодовой скоростью около 5 м/с. Ветры северных и западных направлений – до 40 м/с.

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

Море в проливах с ноября до начала июля покрыто льдами дрейфующего припая. Торосы формируются у берегов пролива Заря и в проливе Санникова. Круглый год в море наблюдается наличие ледовых полей, однако, летом, начиная с конца июля, значительная часть акватории освобождается ото льда в направлении с юга на север и с востока на запад. Позже всего очищается ото льда северо-западная часть моря, которая в отдельные годы не очищается вовсе. Ледообразование начинается в конце сентября.

Острова и материк расположены в зоне развития многолетнемерзлых пород, мощность которых (по данным ВЭЗ) на островах 400–450 м, а на материке до 600 м. Оттаивание грунтов начинается во второй половине июня, замерзание в начале сентября. Мощность деятельного слоя 0,15–0,6 м в зависимости от состава грунтов и экспозиции склона.

На островах и материке развита арктическая тундра. На Земле Бунге растительность отсутствует полностью. Здесь наблюдается арктическая песчаная пустыня.

Постоянное население территории составляют сотрудники метеостанций, гидробазы, запасного аэропорта Темп (о. Котельный), персонал военных частей. Дорог в районе нет.

## Геологическая и геофизическая изученность

*Яно-Индиговская низменность и Новосибирские острова.* Первые сведения о геологии Новосибирских островов были получены в экспедициях конца XIX – начала XX веков М. И. Геденштрома, П. Ф. Анжу, Дж. Де-Лонга, А. А. Бунге, Э. В. Толля, К. А. Воллосовича, Б. А. Вилькицкого, М. М. Ермолаева и др. Долгое время они являлись основой всех обобщений по северу Сибири.

Систематическое изучение геологии региона началось в 1947 г. На восточном побережье моря Лаптевых в районе м. Св. Нос геологическую съемку м-ба 1 : 500 000 на глазомерной основе проводил Б. В. Пепеляев (Нижнеиндиговское районное геологическое управление «Дальстроя»). Было установлено широкое развитие на возвышенных частях территории осадоч-

ных и вулканогенных пород условно юрского возраста, а также прорывающих их раннемеловых гранитоидов. Намечены перспективные на оловянное оруденение участки [*Пепеляев и др., 1950ф.*].

По результатам работ Б. В. Пепеляева на Харстанской горной группе были поставлены поисковые работы м-ба 1 : 100000 (М. Н. Гурский, 1950 г.), выполнены геологосъемочные и разведочные работы м-ба 1 : 25000 на г. Чокурдах (А. С. Титков, 1950 г.) и проведена разведка морской россыпи касситерита в Ванькиной губе в м-бе 1 : 10 000 (Л. В. Горелышев, 1952 г.). В 1969 г. Г. М. Шапиро на Харстанской горной группе выполнены поисково-съемочные работы м-ба 1 : 50 000.

На материковой части района Амакинской экспедицией ЯТГУ были произведены аэромагнитная съемка м-ба 1 : 200 000 (В. П. Торопчинов, Г. А. Сироткин, 1963 г.) и гравиметрическая съемка м-ба 1 : 1000 000 (Е. Г. Саврасов, Г. Ф. Кочин, 1967 г.).

На м. Св. Нос при проведении геологосъемочных работ м-ба 1 : 25 000 наряду с оловянным оруденением было установлено наличие золотопроявлений [*Рябенко и др., 1975ф.*].

Поисково-съемочные работы м-ба 1 : 50 000, охватившие низменные части материка, выполнены в 1978 г. [*Донец и др., 1978ф.*] и в 1979 г. [*Чалых и др., 1979ф.*]. В 1976–1978 гг. ЯнГРЭ выполнено аэрофотогеологическое картирование м-ба 1 : 200 000 Чохчуро-Чокурдахской зоны [*Узюнокян, 1979ф.*].

Площадные геологические съемки Новосибирских островов и прилегающих частей материка м-ба 1 : 1000 000 проведены в 1955–1957 г. сотрудниками НИИ геологии Арктики. В 1955 г. съемка была проведена на севере о. Котельный (Д. С. Сороков, Д. А. Вольнов, О. В. Черкесов). В 1956 г. съемкой были охвачены Ляховские о-ва (В. Н. Войцеховский, Ю. Н. Михалюк), о. Бельковский (Г. А. Ермолаев), о. Фаддеевский и северо-восточная часть Земли Бунге (О. А. Иванов, Н. П. Семенов), южная и восточная части о. Котельный и западная часть Земли Бунге (Д. С. Яшин, В. Т. Казаченко), о. Столбовой и южная часть Земли Бунге (А. В. Воронков).

Проведенная съемка значительно расширила представления о геологическом строении архипелага, особенно в области стратиграфии палеозоя и мезозоя, а также о его структурно-тектонической позиции. Открыты три потенциальных месторождения каменного угля на о. Котельный, проявления бурого угля на о. Фаддеевский. Установлена высокая (до 1000 знаков) россыпная оловоносность прибрежно-морских и аллювиальных отложений северной части о. Бол. Ляховский.

Одновременно с геологосъемочными работами были проведены опытные аэромагнитные работы м-ба 1 : 2000000 на море Лаптевых и островах (НИИ-ГА, Д. В. Левин).

По результатам геологосъемочных и аэромагнитных работ в 1958 г. был подготовлен и в 1961 г. издан лист S-T-53,54,55,56 (Новосибирские острова) Государственной геологической карты СССР масштаба 1:1000000 с объяснительной запиской к ней [*Государственная..., 1961*].

В 1972–1976 гг. Восточно-Сибирская комплексная партия НПО «Севморгео» выполнила групповую геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 (ГГС-200) на Новосибирских островах. В работе принимали участие:

Н. С. Бондаренко, Б. П. Гаврилов, В. Н. Зенков, В. Л. Иванов, М. К. Косьюко, В. Ф. Непомилуев, Р. Ф. Соболевская, Г. В. Труфанов, С. В. Черкесова, С. В. Беймарт, К. Н. Белоусов, В. В. Васильев, А. И. Самусин, В. П. Сафронов, Д. В. Сергеев, В. Н. Хорьков.

ГГС–200 сопровождалась большим объемом геофизических работ. На всех островах проведена гравиметрическая съемка м-ба 1 : 200 000, а на акватории пр. Дм. Лаптева и восточной части Восточно-Сибирского моря – м-ба 1 : 1000 000 [Липков и др., 1974ф]. На о. Котельный (Земля Бунге) профильные сейсмические, электроразведочные и сейсмологические исследования проводили Г. П. Аветисов, С. М. Ларин, В. А. Литинский и А. Л. Пискарев. Полярная экспедиция НПО «Севморгео» провела аэромагнитную съемку островов и прилегающих акваторий (А. М. Малявкин) м-ба 1 : 200 000.

В 1974 г. по результатам ГГС–200 на севере о. Бол. Ляховский были проведены прогнозно-оценочные работы на россыпное олово [Васильев В. В. и др., 1975ф]. Положительная оценка перспектив северной части острова и прибрежной зоны пролива Этерикан на обнаружение промышленных россыпей касситерита послужила основанием постановки и поэтапного проведения поисковых работ (1974–1992 гг.) на этой территории. Работы на всех этапах выполнялись Восточно-Сибирской комплексной партией НПО «Севморгео» – ПГО «Севморгеология» (С. В. Беймарт, В. В. Васильев, И. В. Губанов, П. С. Давыдов, А. К. Загайный, О. М. Ильин, В. И. Погребной, А. И. Самусин, В. Н. Устинов, Ю. М. Черкасов, О. В. Чечко и др.). В итоге установлены и частично оконтурены россыпи и россыпепроявления на этой территории – всего более 15 объектов. Произведена количественная оценка прогнозных ресурсов россыпного олова по категориям  $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$ . На наиболее значимых объектах, выявленных при поисках, проведены поисково-оценочные и разведочные работы, определены условия залегания, параметры и строение россыпей, подсчитаны запасы по категории  $C_2$  [Беймарт, Гаврилов, 1975ф, Беймарт и др., 1987ф, Васильев и др., 1975ф, Васильев и др. 1980ф, Губанов и др., 1984ф, Губанов и др., 1987ф, Давыдов, 1990ф, Давыдов, 1981ф, Давыдов и др., 1988ф 190, Макарьев и др., 1992ф, Самусин и др., 1986].

Все геолого-съёмочные работы, начиная с этапа ГГС–200, сопровождалась научно-исследовательскими, выполнявшимися преимущественно геологами НИИГА – ВНИИОкеангеология. Литолого-стратиграфические и структурно-тектонические исследования выполнялись с целью оценки перспектив нефтегазоносности осадочных толщ архипелага и прилегающих акваторий морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Ответственные исполнители работ: Д. А. Вольнов (1972–1976 гг.) [Государственная..., 1961, Макеев и др., 1991, Вольнов, Грамберг и др., 1975ф, Спиро, 1975ф], М. К. Косьюко (1976–1978 гг.) [Косьюко и др., 1978ф], Э. В. Преображенская (1979–1980 гг.) [Преображенская, Очаповский, 1980ф]. Проблемами тектоники в эти же годы занимались И. М. Русаков и В. А. Виноградов [Русаков, Виноградов, 1969], Д. А. Вольнов [Вольнов, 1975, Вольнов, Литинский, 1976], В. А. Литинский [Литинский, Раевский, 1977], М. К. Косьюко [Косьюко, 1984, Косьюко, 1988, Косьюко и др., 1993ф], Ю. Е. Погребницкий, позднее – Д. В. Лазуркин [Лазуркин, 1990, Лазуркин и др., 1989ф], Б. И. Ким [Ким, 1986, Структура..., 1990, Ким, Рейнин, 1978ф] и др. Проводились также комплексные мерзлотно-гидрогеологические и инже-

нерно-геологические исследования (Я. В. Неизвестнов) [*Неизвестнов и др., 1976*].

Весь комплекс выполненных работ позволил составить государственные геологические карты м-ба 1 : 200 000 и объяснительные записки к ним по трем группам листов. В первой представлены материалы по восточной части Земли Бунге, островам Фаддеевский, Новая Сибирь [*Государственная..., 1986*]. Во второй – данные по островам Ляховским и Столбовому [*Государственная..., 1985 Листы S-53-XVI...*], в третьей группе листов – данные по островам Котельному, Бельковскому и западной части Земли Бунге [*Государственная..., 1985, Листы T-54-XXXI...*].

Производственные работы сопровождалась тематическими исследованиями геологического строения и металлоносности территории. В них принимали участие сотрудники НИИГА – НПО «Севморгео»: С. М. Прохорова и О. А. Иванов [*Иванов и др., 1973, Прохорова, Иванов, 1973, Прохорова и др., 1968ф*], Н. П. Семенов и А. М. Дахия [*Семенов и др., 1976ф*], А. П. Пуминов [*Пуминов, Дегтяренко, 1983ф*], В. К. Дорофеев [*Дорофеев и др., 1990ф*], В. И. Ушаков и А. М. Иванова [*Ушаков, 1991ф, Ушаков, Дорофеев и др., 1976ф*], В. В. Жуков [*Жуков и др., 1993ф, Жуков и др., 1988ф*]; Московского горного института: К. В. Яблоков, В. А. Внучков, В. В. Зиновьев, Г. Н. Нурок; Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов: Н. Г. Патык-Кара [*Патык-Кара, 1985ф, Патык-Кара, Анохин, 1986ф*], С. В. Григорян; Якутского территориального геологического управления: Э. В. Деньгин.

В 1983–1984 гг. на о. Котельный детально изучалась стратиграфия триасовых отложений О. В. Черкесовым и Е. А. Касаткиной (ВНИИОкеангеология) [*Черкесов, Касаткина, 1985ф*], А. Ю. Егоровым и др. (ГНПП «Аэрогеология») [*Стратиграфия триасовых..., 1987*].

В 1983–1987 гг. и в 1988–1991 гг. сотрудниками ГНПП «Аэрогеология» выполнено космофотогеологическое картирование м-ба 1 : 500 000 материковой суши листа и Новосибирского архипелага [*Аулов и др., 1991ф*]. Материалы изложены с позиций тектоники плит.

В конце 70-х годов проявился интерес к традиционному полезному ископаемому севера Якутии – ископаемой мамонтовой кости. Объединение «Северкварцсамоцветы» в 1979–1990 гг. провело поисковые и поисково-оценочные работы на это сырье на участках побережья Восточно-Сибирского моря и Новосибирских островах [*Гавриляк и др., 1990ф, Голубев и др., 1980, Голубев и др., 1984, Голубев и др., 1990*].

С середины 1992 г. все геологические работы на Новосибирских островах прекращены согласно указу президента республики Саха (Якутия) «О мерах по сохранению природных комплексов Новосибирских островов».

Материалы геолого-геофизических исследований и поисковых работ этого этапа обобщены сотрудниками ВНИИОкеангеология в комплекте Госгеокарты–1000 новой серии, лист S-53-55 (Д. А. Вольнов, Д. С. Сороков, В. И. Ушаков, Я. В. Неизвестнов, М. К. Косько, В. К. Дорофеев, Б. Г. Лопатин, Г. В. Иваненко, В. Ф. Непомилуев, О. И. Супруненко, Е. А. Пашковская). Данные о полезных ископаемых, рассмотренные в объяс-

нительной записке листа S-53-55 [*Государственная...*, 1999], в основном соответствуют состоянию на настоящий момент.

В 2000 г. составлена Легенда Лаптево-Сибироморской серии листов ГКК-1000/3 (В. А. Виноградов, Е. Е. Мусатов, Ю. В. Горячев, редактор – М. К. Косько).

С начала нового, XXI века, Новосибирские о-ва изучались сотрудниками ГИН РАН. Исследования охватывали широкий круг вопросов: от геодинамики региона (проблема Южно-Анжуйского океана) до средне-верхнепалеозойского магматизма и стратиграфии палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений [Кузьмичев и др., 2013, Кузьмичев, Голдырев, 2007, Кузьмичев и др., 2009, Кузьмичев, Лебедев, 2008, Кузьмичев, Пономарчук и др. 2009, Кузьмичев и др., 2005, Кузьмичев и др., 2006, Соловьев, Миллер, 2014, Данукалова и др., 2014]. Материалы по стратиграфии и магматизму уточняют отдельные стороны затронутых вопросов. Геодинамические построения авторов недостаточно доказательны и весьма дискуссионны.

В 2011 г. Новосибирские острова посетила международная геологическая экспедиция, организованная ВСЕГЕИ. В экспедиции также приняли участие сотрудники ВНИИОкеангеология, ИНГГ им. А. А. Трофимука, ученые из Германии, Франции, Италии и Великобритании. Целью экспедиции было получение данных для решения различных задач: геолого-структурных, палеонтологических, петрологических, геохимических, геохронологических и палеомагнитных. Среди полученных результатов принципиально новым является обнаружение шлаков и лав базальтов в нижних горизонтах палеогеновых отложений на северо-западе о. Котельный и о. Бельковский. На основании палеонтологических данных уточнены возраст и палеонтологические характеристики айанской, терютехской, малодиринг-айанской свит о. Котельный.

Новые материалы, полученные в ходе полевых работ 2011–2013 гг. на Новосибирских о-вах: изотопно-геохимические, геохронологические, геологические данные обобщены сотрудниками ВСЕГЕИ [Соболев и др., 2014ф] и вошли в «Дополнения к стратиграфическому блоку Легенды Лаптево-Сибироморской серии ГКК-1000/3» (2014).

**Акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.** В 1964 г. на акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского НИИ геологии Арктики проведена гравиметрическая и магнитометрическая съемки масштаба 1 : 2000 000 [Витязев, Литинский, 1965ф]. В 1989–1991 гг. в юго-восточной части моря Лаптевых (о. Бол. Ляховский) была выполнена аэромагнитная съемка м-ба 1 : 50 000 (ПМГРЭ НПО «Севморгеология») [Соболева, 1992ф].

В 1987–1991 гг. в проливе Дм. Лаптева проведена геологическая съемка шельфа м-ба 1 : 200 000 ПМГРЭ НПО «Севморгеология» [Судаков, 1991].

В восточной части акватории моря Лаптевых проведен значительный объем сейсмических работ. В 1985–1986 гг. сейсмический профиль КМПВ пройден от южного окончания о. Столбовой на юго-запад до дельты р. Лены (ПГО «Севморгеология») [Аветисов и др., 1987]. В 1986–1987 гг. региональные работы МОВ ОГТ, сопровождаемые гравиметрическими, гидромагнитными наблюдениями и непрерывным сейсмоакустическим профилированием, выполнены МАГЭ ПГО «Севморгеология» [Иванова и др., 1987, Секретов и др., 1990]. В 1989 г. сейсморазведку МОВ ОГТ провели Лаборатория региональ-

ной геодинамики под руководством Л. А. Савостиной и трест «Севморнефтегеофизика» [Кириллова и др., 1991ф]. Результаты этих работ были обобщены С. С. Драчевым [Драчев, 2002, Драчев, 2000, Драчев, 1993].

В 2005–2013 гг. ОАО «МАГЭ» по заказу «Роснедра» отработано около 11000 км сейморазведочных профилей МОВ ОГТ в комплексе с гравимагнитными наблюдениями в юго-западной и центральной части моря Лаптевых [Кириллова, 2008ф, Кириллова, 2011ф, Шлыкова, 2013ф]. Эти съемки расположены западнее рамки листа, однако, они дали новые фактические материалы, которые осветили многие дискуссионные проблемы геологии моря Лаптевых, отраженные в комплекте смежного листа S–51,52 (редакторы В. Ф. Проскурнин, С. И. Шкарубо, 2014 г.) и Дополнении к легенде Лаптево-Сибироморской серии листов ГК–1000..., 2011 г.

Новые сейсмические данные вошли в обобщающие работы, которые освещают вопросы тектоники и сеймостратиграфии осадочных бассейнов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского [Дараган-Суцова и др., 2010, Дараган-Суцова и др., 2015, Дараган-Суцова и др., 2014, Шкарубо и др., 2014, Соболев и др., 2014ф]. Общие проблемы геодинамики и тектоники Арктического региона рассмотрены в публикациях Н. И. Филатовой, В. Е. Хаина (2008); Э. В. Шпилова, Л. И. Лобковского (2012); Л. П. Лаверова, Л. И. Лобковского и др. (2013); С. С. Драчева, Н. А. Малышева и А. М. Никишина (2010).

При создании комплекта листов S–53,54 в 2013–2014 гг. ОАО «МАГЭ» проведены геолого-геофизические работы по изучению акватории моря Лаптевых: сейморазведка МОВ ОГТ – 500 п. км, МПВ – 150 п. км, сейсмоакустическое профилирование – 3000 п. км, и донное опробование – 150 станций.

Комплекс проведенных морских исследований существенно дополнил материалы комплекта. Обновленные структурные карты по кровле складчатого основания и основным несогласиям в разрезе осадочного чехла были положены 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.

Обеспеченность шельфовой части листа первичными данными приводится на картах фактического материала по видам работ, которые входят в цифровую базу данных.

В базу данных по шельфу также 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.

Исполнители карт и разделов объяснительной записки указаны в подписях к картам и в содержании записки. Опережающая геофизическая основа, используемая при подготовке материалов к изданию, была составлена по отдельному проекту в 2013 г. В. В. Васильевым, Г. А. Завариной, А. Г. Поштацкой, В. А. Журавлевым, Т. А. Федухиной, А. А. Черных,

Е. Г. Астафуровой, В. Ю. Глебовским, М. С. Корневой, А. В. Егоровой, А. Г. Редько, А. А. Абельской.

Карты аномалий потенциальных полей были использованы для трассирования разрывных нарушений, прослеживания и уточнения границ тектонических элементов на геологической карте, тектонических схемах.

Картографическая редакция и оформление макетов, создание цифровых моделей карт и цифровой базы данных выполнено В. Ю. Сладкомедовой, М. В. Прокониной, М. М. Четвериковой, А. А. Неупокоевой, М. Ю. Бурнаевой.

---

## СЕЙМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В настоящее время не существует общепринятой точки зрения относительно стратиграфической привязки отражающих горизонтов на шельфе моря Лаптевых. В целом, все исследователи выделяют и прослеживают с небольшими вариациями одни и те же опорные отражающие горизонты, но различно оценивают возраст заключенных между ними сеймостратиграфических подразделений [*Соболев и др., 2014ф*].

Сеймостратиграфическая модель района исследований основывается на результатах комплексных геофизических исследований, анализе сейсмических разрезов МОВ ОГТ, сопоставлении несогласий с разрезами материкового и островного обрамления и истории развития региона. Стратификация осадочного чехла увязывается с ранее принятым расчленением разреза на площади листов S–51,52.

По результатам интерпретации новых геолого-геофизических исследований, выполненных в рамках настоящей работы, и увязки их с ранее полученными данными в восточной части шельфа моря Лаптевых [*Кириллова и др., 2008ф, 2011ф, Государственная..., 2014*] на временных разрезах выделены три крупных сеймокомплекса (СК): нижне (?)–верхнемеловой между отражающими горизонтами «А» и «L2», палеоцен(?)–среднемиоценовый между горизонтами «L2» и «L4» и среднемиоцен–плейстоценовый между горизонтом «L4» и дном моря. По характеру волновой картины сеймокомплексы подразделены на подкомплексы (СПК): нижне (?) – верхнемеловой, верхнемеловой, палеоцен (?) – эоценовый, верхнеолигоцен–среднемиоценовый, средне–верхнемиоценовый и плиоцен–четвертичный, условно разделенный на две сеймотолщи: плиоценовую и четвертичную.

### Нижне (?) – верхнемеловой СК

Нижне (?)–верхнемеловой СК выделен между отражающими горизонтами А и L2, в подошве и кровле соответственно. В восточной части моря Лаптевых этот сеймокомплекс распространяется до Котельническо–Ляховской гряды и выклинивается на выступах складчатого основания.

*Отражающий горизонт «А»* связан с поверхностью складчатого основания. Наиболее отчетливо он прослеживается по краям Лаптевоморского бассейна в пределах Новосибирской системы грабенов и горстов, где характери-

зуется высокоамплитудными низкочастотными двухфазными отражениями. Анализ проведенных исследований на шельфе и геологических данных на прилегающей суше показывает, что отражающий горизонт «А» является поверхностью денудационного среза позднекиммерийских складчатых образований (Рис.1). Глубина залегания горизонта в пределах листов ~ 500–5500 м.

*Отражающий горизонт «L2»* прослеживается как поверхность несогласия в подошве раннего палеоцена. Он характеризуется высокоамплитудными отражениями и легко опознаваем, может соответствовать денудационной поверхности позднемелового-раннепалеоценового возраста, по которой развита мощная кора выветривания, изученная картировочными скважинами на о-вах Большой и Малый Ляховский. Глубина залегания отражающего горизонта «L2» изменяется от 500 до ~ 3200 м.

*Отражающий горизонт «L1»* разделяет нижне(?)-верхнемеловой сейсмокомплекс на два подкомплекса: нижнее (?)-верхнемеловой и верхнемеловой. Горизонт имеет признаки несогласия («подошвенного прилегания») и связан с перерывом в осадконакоплении в отложениях верхнего мела. Он хорошо прослеживается в прогибах и грабенах Западно-Лаптевской рифтовой системы и Новосибирской системы грабенов и горстов, на некоторых поднятиях проведен условно, а на краях бассейна прекращает прослеживаться.

*Нижне (?) – верхнемеловой сейсмоподкомплекс (A-L1)* залегает в основании осадочного чехла, заполняя грабены и облекая выступы складчатого основания. Волновое поле характеризуется отражениями различной интенсивности, от практически «немой» толщи до ярко выраженных отражений. Мощность подкомплекса изменяется от 0 до 1800 м, наблюдается его выклинивание в восточном направлении. По структуре и характеру волнового поля ниже-верхнемеловые отложения могут представлять собой грубообломочные терригенные угленосные формации. Аналогом таких образований служат толщи апт-альбского возраста, развитые на архипелаге Новосибирских островов. Интервальные скорости подкомплекса по данным МОВ ОГТ составляют 4,08 км/с (рис. 2).

*Верхнемеловой сейсмоподкомплекс (L1-L2)* представляет собой толщу, характеризующуюся отражениями различной протяженности и амплитудной выразительности. В глубоких прогибах волновая картина представлена высокоамплитудными отражениями. Анализ волновой картины позволяет предположить дельтовые и прибрежно-морские условия накопления отложений.

С середины раннего мела Лаптевоморский бассейн испытывал значительное погружение. Доминирующим и областями прогибания являлись Западно-Лаптевская рифтовая система и депрессии Новосибирской системы грабенов и горстов, где накапливались терригенные отложения, поступавшие с южного и восточного направлений. Интервальные скорости составляют 3,2 км/с.

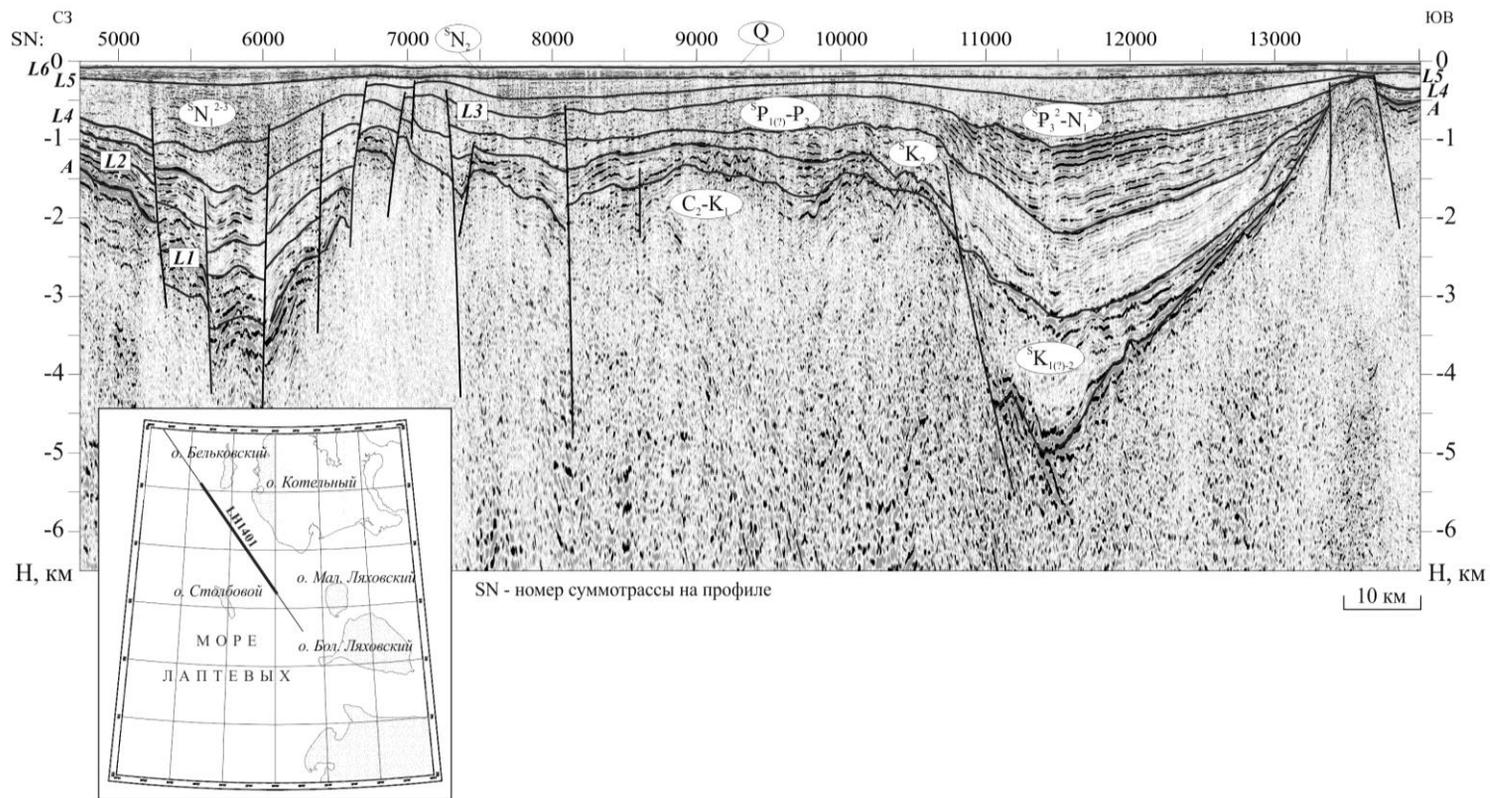


Рис. 1. Фрагмент глубинного разреза по профилю LN1401 (ОАО «МАГЭ»)

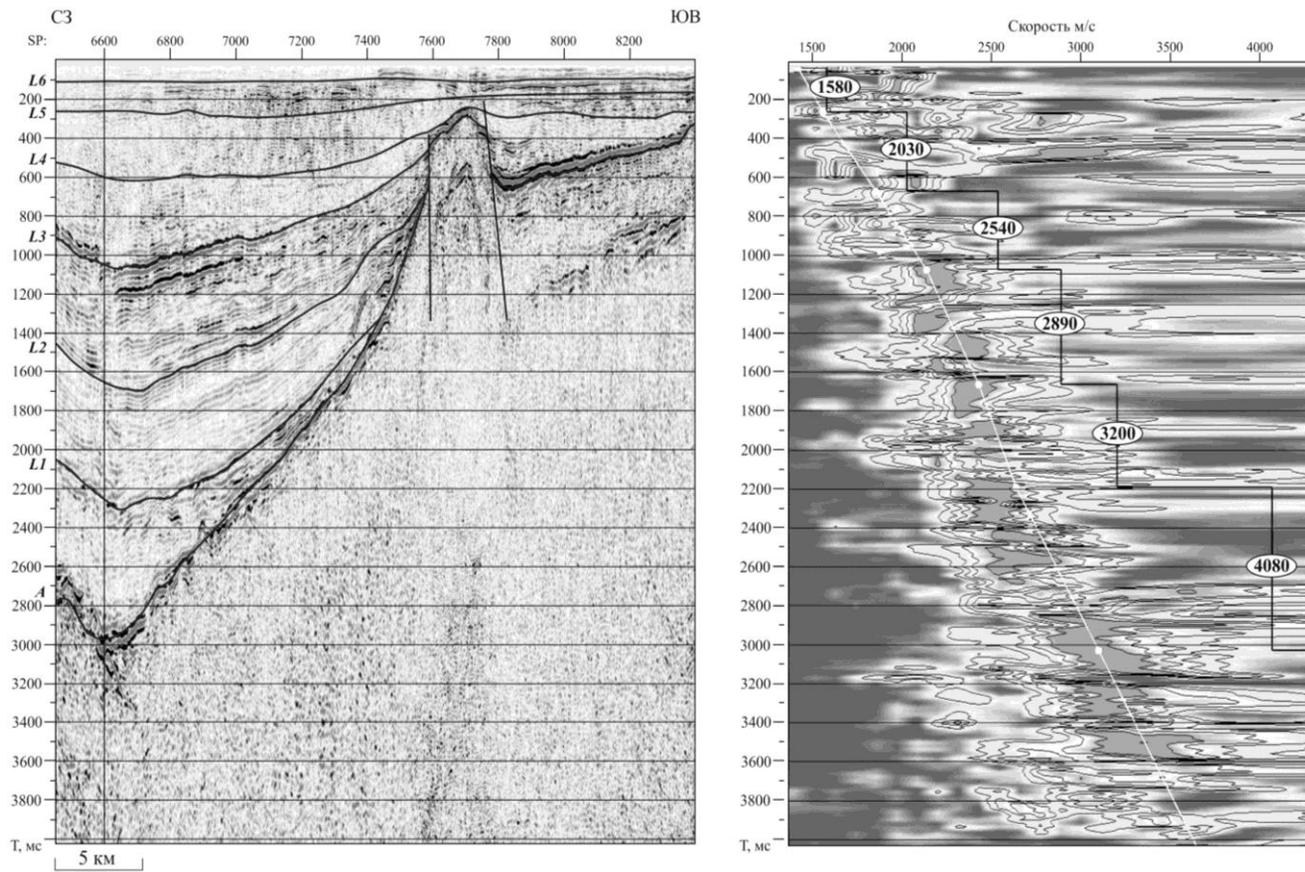


Рис. 2. Вертикальный спектр скоростей по профилю LN1401 (ОАО «МАГЭ»)

## Палеоцен (?) – среднемиоценовый СК

Палеоцен (?)–среднемиоценовый сейсмокомплекс выделяется между отражающими горизонтами L2 и L4 и включает в себя два сейсмоподкомплекса: палеоцен (?) – эоценовый и верхнеолигоцен-среднемиоценовый. Сейсмический облик комплекса характеризуется отражениями, в основном, средней и местами высокой интенсивности. Наиболее выразительные динамические характеристики наблюдаются в пределах Западно-Бельковского, Бельковско-Святоносского и Кигиляхского грабенов. Мощность палеоцен (?)–среднемиоценового комплекса составляет 500–2000 м.

*Отражающий горизонт «L4»* ограничивает сейсмокомплекс в кровле и характеризуется высокими значениями амплитуды. Он представляет собой поверхность несогласия эрозионного типа. Горизонт уверенно прослеживается по всей рассматриваемой площади шельфа. В районе о. Столбовой и Столбовского горста, Котельническо-Ляховской гряды Новосибирского архипелага он выходит на поверхность предчетвертичного денудационного среза.

*Отражающий горизонт «L3»* представлен поверхностью несогласия и характеризуется отражениями слабой динамической выразительности, за исключением грабенов, где амплитуды возрастают. Он с разной уверенностью выделяется в пределах в Западно-Лаптевской рифтовой системы и Новосибирской системы грабенов и горстов, прекращая прослеживаться на некоторых поднятиях (Северо-Кигиляхская ступень, Восточно-Столбовский горст). Горизонт разделяет палеоцен (?) – среднемиоценовый сейсмокомплекс на два подкомплекса. При сопоставлении волновых характеристик и геологических данных по суше, поверхность отражающего горизонта L3 связывают с несогласием между эоценовыми и олигоценовыми отложениями.

*Палеоцен (?) – эоценовый сейсмоподкомплекс (L2-L3)* представляет собой толщу с переменной динамической выразительностью. Отражения с наиболее выразительными амплитудами характерны для Бельковско-Святоносского, Кигиляхского и Чондонского грабенов Новосибирской системы грабенов и горстов. Тип волновой картины позволяет предположить довольно однородный состав, отложения представлены преимущественно глинистыми толщами с пропластками песчаников. Минимальная мощность подкомплекса составляет 100–150 м на горстах, увеличиваясь до 1100 м в Бельковско-Святоносском грабене. Интервальные скорости – 2,89 км/с.

*Верхнеолигоцен-среднемиоценовый сейсмоподкомплекс (L3-L4)* характеризуется субпараллельными отражениями переменной амплитудной выразительности, преимущественно средней интенсивности. Отложения выходят под поверхность плиоцен-четвертичной толщи вблизи островов Столбовой, Бельковский, в проливах Санникова и Дмитрия Лаптева. На Новосибирских островах олигоцен-среднемиоценовые отложения отнесены к нерпичинской свите и вскрыты многочисленными скважинами практически на всех островах и в проливах. Минимальные мощности верхнеолигоцен-среднемиоценового сейсмоподкомплекса 100–200 м наблюдаются на поднятиях, увеличиваясь во впадинах до 1200 м. Интервальные скорости сейсмоподкомплекса составляют 2,54 км/с.

## Среднемиоцен-плейстоценовый СК

Среднемиоцен-плейстоценовый сейсмокомплекс трансгрессивно перекрывает нижележащие комплексы. Волновая картина, в целом, характеризуется амплитудами слабой и средней интенсивности. В составе сейсмокомплекса выделены два сеймоподкомплекса: средне-верхнемиоценовый и плиоцен-четвертичный. Мощность отложений комплекса в районе работ составляет ~ 100–1200 м.

*Отражающий горизонт «L6»*, залегающий в подошве верхнеплиоцен-четвертичных образований, выделен условно.

*Отражающий горизонт «L5»* связан с несогласием между миоценом и плиоценом, отражающий глобальный этап понижения уровня Мирового океана, известный как «мессинская регрессия». На сейсмических разрезах он динамически слабо выражен, но выделяется как поверхность «эрозионного среза». Горизонт распространен на всей рассматриваемой акватории, за исключением зон, расположенных вблизи выхода на поверхность среза верхне-олигоцен-среднемиоценового подкомплекса.

*Средне-верхнемиоценовый сеймоподкомплекс (L4–L5)* представлен слабо-выраженными отражениями. На некоторых интервалах разреза наблюдается запись с более яркими амплитудами. Максимальная мощность сеймоподкомплекса ~ 800 м наблюдается в пределах Бельковско-Святоносского грабена.

В проливах Этерикан и Дмитрия Лаптева миоценовые отложения вскрыты скважинами и представлены песками и песчанистыми алевритами. На северном побережье о. Бол. Ляховский ниже-среднемиоценовые отложения залегают с размывом на эоценовых-нижнемиоценовых и перекрываются эоплейстоцен-позднеплейстоценовыми, реже голоценовыми отложениями [*Государственная...*, 1999]. Интервальные скорости составляют 2,03 км/с.

*Плиоцен-четвертичный сеймоподкомплекс (L5-дно моря)* представляет собой покровную толщу, перекрывающую нижние комплексы. На северо-востоке подкомплекс залегает непосредственно на выступах складчатого основания. Плиоцен-четвертичный сеймоподкомплекс горизонтом L6 разделен на две сеймотолщи: плиоценовую и четвертичную. Волновая картина нижней толщи представлена субпараллельными отражениями слабой и средней интенсивности, налегающими на поверхность средне-верхнемиоценового сеймоподкомплекса. Интервальные скорости – 1,58 км/с.

---

## СТРАТИГРАФИЯ

На площади листов S-53,54, включающей западную часть Новосибирских островов и прилегающую часть материка, развиты стратифицируемые породы широкого возрастного диапазона: протерозойские (?), палеозойские, мезозойские и кайнозойские.

Резко различная природа этих образований определила сложное геологическое строение архипелага, по особенностям которого выделяются две группы островов, каждая со своим набором осадочных и магматических пород и типом деформаций.

В северной части территории, на о-вах Анжу, Столбовой и Мал. Ляховский широко развиты терригенно-карбонатные палеозойские и терригенные мезозойские отложения, содержащие многочисленные остатки фауны, что позволяет расчленить их с детальностью до ярусов. По вариациям литологического состава и мощностей в палеозойских – мезозойских отложениях Котельничского срединного массива выделены структурно-фациальные зоны и подзоны с посвитным расчленением пород.

Расчленение отложений на о. Бол. Ляховский и прилегающей части материка основывается, в основном, на литологических данных, скудных растительных и фаунистических остатках и аналогиях со смежными регионами.

Отложения апт-кайнозойского чехла, сформировавшегося на всей территории по завершению позднекиммерийского тектогенеза, датированы, в основном, на климато-стратиграфической основе.

Расчленение отложений на акваториях базируется на материалах сейсмических работ МОВ ОГТ и сейсмоакустики с учетом данных изучения литологии, мощностей, перерывов осадконакопления, плотностей горных пород по окружающим территориям материка и островов.

## ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

**Эмийтасская толща (PR?Em).** Породы, отнесенные к эмийтасской толще, установлены в юго-восточном углу о. Бол. Ляховский на г. Эмий-Тас, где они слагают ее северные и северо-восточные склоны; ниже они перекрыты кайнозойскими осадками, лишь местами отмечаясь в щебне в руслах ручьев. Небольшой выход этих пород в 15 км к СЗ от г. Эмий-Тас в долинах двух небольших ручьев является, судя по всему, продолжением того же поля. Узкая полоса пород эмийтасской толщи протяженностью до 7 км наблюдается на южном побережье острова.

Эта толща метаморфитов на ранних этапах геологосъемочных работ [Государственная..., 1961] и при ГГС–200 [Государственная..., Листы S–53–XVI, 1985], рассматривалась как стратифицируемая единица позднепротерозойского возраста(?). Однако позднее [Драчев, Савостин, 1993, Косько и др., 2013, Аулов и др., 1988ф, Аулов, 1990ф] возникла идея об их ортомагматической природе без каких-либо элементов осадочного генезиса, так что в легенде Лаптево-Сибироморской серии ГГК–1000/3 они показаны как эмийтасский комплекс ортомагматического генезиса. В объяснительной записке листа S–53–55 (ГГК 1000, новая серия) эти породы вместе с ультрабазитами и шаровыми базальтами рассматриваются в составе офиолитов океанической коры позднепалеозойского возраста, тектонизированной в позднекиммерийскую эпоху.

Породы, слагающие эмийтасскую толщу, представлены мелко- и среднезернистыми массивными и сланцеватыми темно-серыми, зеленовато-серыми и темно-зелеными переслаивающимися амфиболитами и кристаллическими сланцами, образующими пачки мощностью до нескольких десятков, возможно сотен метров. Нередко отмечаются тонкослоистые (первые сантиметры) разности. По минеральному составу среди них выделены четыре основные группы [Государственная..., Листы S–53–XVI, 1985]:

1) амфиболиты, цоизитовые амфиболиты, кристаллические сланцы и цоизит-амфиболовые породы с актинолитовой роговой обманкой, преобладающие на г. Эмий-Тас и ее восточных склонах;

2) амфиболиты, цоизитовые амфиболиты, кристаллические сланцы и цоизит-амфиболовые, плагиоклаз-цоизитовые породы с обыкновенной роговой обманкой, слагающие южное побережье о. Бол. Ляховский;

3) сфен-гранатсодержащие кристаллические сланцы и плагиоклаз-амфиболовые и эпидот-амфиболовые породы;

4) мусковитсодержащие кристаллические сланцы, кварц-мусковит-амфиболовые породы.

Породы 3 и 4 групп развиты, в основном, на северо-западных отрогах г. Эмий-Тас.

В нижних частях северного склона горы А. Б. Кузьмичев [Кузьмичев и др., 2005] по отдельным обломкам и редким высыпкам в руслах ручьев, прорезающих делювиально-солифлюкционный шлейф, выделил субширотно ориентированные полосы: 1) эпидотовых амфиболитов и глаукофановых сланцев и 2) ниже по склону – зеленых сланцев, метадолеритов (амфиболитов ?), черных сланцев.

Метаморфические породы слабо обнажены, что не позволяет восстановить их разрез. Ориентировочно их мощность оценивается в 2000 м.

В последних публикациях [Кузьмичев, Лебедев, 2008, Кузьмичев и др., 2009, Кузьмичев и др., 2005] по проблемам офиолитов о. Бол. Ляховского безоговорочно утверждается ортомагматическая природа амфиболитов эмийтасской толщи – тезис, к сожалению, принятый в листе S–53–55 (новая серия, СПб, 1999). Основные аргументы: наличие в породах реликтов долеритовой и габбровой структур и сходство химсоставов метаморфитов с химическим составом основных магматических пород. Реликтовые структуры в породах амфиболитовой фации метаморфизма маловероятны, скорее всего, имеется в виду

случайное сходство рисунка структуры, вряд ли подкрепленное реликтами минерального состава.

При рассмотрении химического состава амфиболитов (табл. 1) обращает на себя внимание их удивительная близость.

Таблица 1

**Химические составы пород эмитгасской толщи**

№№ по п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*		MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	SO <sub>2</sub>	nnn	Σ
				Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	42,80	0,95	17,10	11,36		0,17	7,73	16,76	1,05	0,26	0,16	0,10	0,10	1,14	100,03
2	43,40	1,23	18,70	12,46		0,18	7,28	14,41	1,38	0,39	0,13	0,10	0,22	0,40	100,53
3	45,00	1,40	16,90	12,20		0,25	7,38	11,76	1,80	0,46	0,20	0,10	0,10	1,62	99,62
4	40,40	1,62	17,05	12,93		0,16	11,07	12,06	1,80	0,69	0,08	0,10	0,11	1,36	99,62
5	40,70	1,76	15,15	12,50		0,14	13,06	12,06	1,92	1,00	0,03	0,10	0,10	1,21	100,01
6	41,00	3,32	15,00	1,26		0,15	12,76	12,06	1,88	0,68	0,22	0,10	0,10	1,58	100,21
7	44,65	0,92	16,90	10,71		0,21	8,28	13,23	1,55	0,45	0,22	0,22	0,14	1,16	98,99
8	42,20	1,12	18,50	12,19		0,20	6,68	13,97	1,80	0,52	0,32	0,10	0,10	1,68	99,54
9	40,50	1,24	19,55	12,24		0,21	6,58	14,11	1,80	0,69	0,73	0,10	0,41	1,54	99,94
10	45,94	1,14	19,84	10,41		0,22	5,20	11,28	3,67	0,49	0,52			1,30	100,01
11	42,50	1,05	19,13	12,85		0,22	6,73	14,85	1,13	0,44	0,27			1,00	100,20
12	45,65	1,27	19,94	11,84		0,24	6,44	10,43	2,94	0,77	0,34			1,15	99,34
13	43,88	2,22	12,80	14,11		0,24	9,79	18,01	1,30	0,20	0,33			2,00	100,01
14	43,68	1,13	19,34	11,64		0,23	6,75	12,4	2,31	0,49	0,51			1,79	100,03
15	43,37	1,37	19,12	10,26		0,15	9,01	13,25	1,81	0,72	0,14			1,22	100,40
16	46,25	1,03	19,46	10,38		0,21	5,67	11,63	2,49	1,05	0,39			1,50	100,03
17	48,87	2,28	13,62	13,49		0,24	5,59	8,82	1,80	0,57	0,26			4,00	99,54
18	46,60	0,73	14,80	11,10		0,23	10,00	11,70	1,90	0,40	0,08			1,00	99,55
19	38,80	0,13	1,60	17,28		0,20	35,90	1,62	0,12	0,05	0,01	0,10	0,10	2,38	98,76
20	46,10	0,64	6,35	9,92		0,17	18,35	15,00	0,59	0,20	0,03	0,10	0,10	1,26	98,99
21	46,92	0,23	16,80	5,85		0,11	12,59	13,66	1,42	0,33	0,06			1,60	100,65
22	48,74	0,25	16,13	5,54		0,11	11,83	15,11	1,06	0,16	0,06			1,55	100,65
23	47,34	0,28	17,82	5,95		0,12	11,56	14,78	1,41	0,27	0,06			0,89	100,49
24	48,66	1,09	16,69	11,29		0,16	6,81	11,06	2,44	0,52	0,21			1,09	100,02
25	49,63	1,06	17,40	9,75		0,17	7,01	9,74	3,10	0,42	0,15			1,61	100,04
26	47,69	1,16	15,30	4,12	6,05	0,20	8,16	10,79	3,05	0,05	0,07			3,22	100,00
27	47,32	1,48	14,75	5,19	7,20	0,21	6,89	10,47	3,24	0,07	0,09			2,88	99,95
28	48,27	2,12	13,60	4,13	8,32	0,19	7,31	8,09	4,55	0,13	0,21			2,94	99,98
29	48,60	1,29	14,85	5,59	7,27	0,21	5,85	9,20	4,40	0,05	0,10			2,34	99,88
30	49,55	1,87	14,75	4,54	10,00	0,15	4,90	6,87	5,13	0,17	0,17			1,90	100,12
31	48,58	1,91	14,30	5,88	8,24	0,21	5,91	7,87	4,37	0,06	0,12			2,70	100,31
32	49,04	1,55	13,60	5,22	6,08	0,41	8,62	5,93	4,01	1,82	0,18			3,41	100,07
33	49,88	1,64	14,10	4,59	5,57	0,36	8,16	6,68	3,90	1,97	0,18			3,05	100,23
34	47,70	1,48	16,55	2,30	9,05	0,21	6,88	10,42	2,99	0,37	0,12			1,92	100,16
35	46,73	1,13	15,35	2,32	8,24	0,17	6,54	14,50	2,13	0,24	0,11			2,20	99,85

Примечания. FeO\* – железо общее.

Анализы: 1–9, 19, 20 – Б. Н. Аулов [Аулов и др., 1988ф]; 10–18, 21–23 – С. С. Драчев [Драчев, Савостин, 1993], 24–35 – А. Б. Кузьмичев [Кузьмичев и др., 2005].

В то же время петрографический состав пород эмийтасской толщи гораздо более разнообразен. Среди них выделяются мусковитосодержащие кристаллические сланцы, кварц-мусковит-амфиболовые и мусковит-амфиболовые породы, в составе которых присутствует кварц (30–40%, до 65%), мусковит (5–20%).

К сожалению, при ГГС–200 [Государственная..., Листы S–53–XVI, 1985] химанализы пород эмийтасского комплекса не проводились (идея их ортоприроды еще не родилась). По-видимому, составы, приведенные в табл. 1, характеризуют только амфиболиты 1 и 2 групп А. И. Самусина. Естественно, что эти породы немедленно обозначились как океанические габбро-троктолиты и океанические базальты.

Следует учесть, что в амфиболитовой толще развита отчетливая вещественная слоистость. Отмечены параллельно-слоистые породы с мощностью слоев – первые сантиметры, причем характер слоистости явно исключает их ортомагматическое происхождение [Государственная..., Листы S–53–XVI, 1985]. Следовательно, как минимум часть пород являются парапородами. Наличие парапород к северу от г. Эмий-Тас отмечает и А. Б. Кузьмичев [Кузьмичев и др., 2005]. С дискуссией о генезисе амфиболитов тесно связан вопрос об их возрасте. В метаморфитах с южного берега о. Бол. Ляховский и с междуречья Орто-Юряха и Усук-Юряха Л. Н. Ильченко обнаружила комплекс микрофоссилий: *Protosphaeridium lakkatum* Tim., *P. parvulum* Tim., *P. flexuosum* Tim., *P. verrucosum* Tim., *Trachysphaeridium patellare* Tim., *Bavlinella faveolata* Scher., *Osiillatorites wernadskii* Scher., *Asperatopsophosphaera partialis* Scher., *A. magna* Scher., *A. bavlensis* Scher., *Protosphaeridium diricorium* Andr., *Origmatosphaeridium rubiginosum* Andr.

По заключению Л. Н. Ильченко, этот комплекс подобен микрофоссилиям мукунской серии Анабарского сводового поднятия и коркодонской свиты Приколымья, отнесенных к позднему протерозою. Сторонники ортомагматического генезиса амфиболитов отрицают возможность находок акритархов, однако наличие в составе толщи параосадочных пород позволяет принять это заключение и считать возраст эмийтасской толщи позднепротерозойским(?)<sup>1</sup>. Надо сказать, что даже Л. П. Зоненшайн призывал на основании наличия микрофоссилий хотя бы часть амфиболитов считать парапородами [Аулов и др., 1988ф].

---

<sup>1</sup> Примечание редактора Более убедительной представляется точка зрения, согласно которой кристаллические сланцы и амфиболиты принадлежат офиолитовому комплексу палеозойского - мезозойского возраста, прослеживаемому на Новосибирские острова с Чукотки [Дорофеев и др., 1999, Драчев, Савостин, 1993, Косько и др., 2013].

## ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойские отложения, развитые в основном на островах Анжу, характеризуются значительными вариациями состава и мощностей по площади и разрезу, что обусловило выделение ряда структурно-формационных зон (СФЗ) и подзон (СФПЗ). Основные выделенные единицы Котельнической СФЗ для кембрийско-среднедевонского этапа – Бельковско-Урасалахская и Балыктах-Анисинская СФПЗ, для позднего девона перми – Бельковская, Урасалахская, Балыктах-Анисинская.

### ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

#### Нижний – средний отделы

Айанская свита ( $O_{1-2}$  ai) объединяет нерасчлененные отложения аренигского – лланвирского ярусов на севере и северо-востоке о. Котельный в Балыктах-Анисинской СФПЗ. Она сложена седиментационными доломитами, преимущественно алевритистыми, с подчиненным количеством сгустковых и органогенно-детритовых известняков. Окраска пород светло-серая, серая, желтая, красная. Текстуры обычно тонко-, горизонтально- и косослоистые. На поверхностях напластования часто наблюдаются знаки волновой ряби и трещины усыхания. В породах встречаются скопления ангарелл и других брахиопод, панцирей трилобитов, остатки остракод, а в верхней части разреза распространены и гастроподы. Подстилающие отложения неизвестны. Наиболее полный разрез установлен на восточном склоне горы Гребеночная (за рамкой листа) по элювиально-делювиальным развалам пород. Здесь мощность пород айанской свиты максимальная и достигает 650 м.

В нижней части свиты обнаружены трилобиты *Omuliovla* sp. nov., *Pliomerops* aff. *canadiensis* Bill., *Bathyurellus* (?) sp. и брахиоподы *Angarella* cf. *lopatini* Asatk. Выше по разрезу встречены ринхонеллиды среднеордовикского облика. По этим данным айанская свита датируется аренигским-лланвирским ярусами.

#### Средний-верхний отделы

**Лланвирнский-ашигиллский ярусы.** Отложения этих ярусов установлены в Бельковско-Урасалахской и Балыктах-Анисинской СФПЗ. Нижние горизонты отложений, однотипные по составу в обеих зонах, выделены в малодиринг-айанскую свиту, единую для обеих зон, а вышележащие горизонты отложений этих ярусов представлены анисинской свитой в Балыктах-Анисинской СФПЗ и фациально замещающей ее терютэхской в Бельковско-Урасалахской СФПЗ [Государственная..., Листы Т-54-XXXI, Кембрийско-среднедевонские отложения..., 1975].

Таким образом, отложения рассматриваемых ярусов картируются в качестве объединенных свит: малодиринг-айанской и терютэхской ( $O_{2-3}md+tr$ ), малодиринг-айанской и анисинской ( $O_{2-3}md+an$ ).

Отложения малодиринг-айанской свиты развиты в северной и центральной частях острова, где они представлены известняками с прослоями аргиллитов и алевролитов. Встречаются мергели и доломиты. Разрез этих отложений описан по элювиально-делювиальным развалам и редким коренным выходам в долине р. Мал. Диринг-Аян: 1) известняки и глинистые известняки светло- и темно-серые пятнистые в основании с *Eoleperditia* sp. (100 м); 2) известняки светло-серые с прослоями темно-серых с брахиоподами и мшанками (50 м); 3) известняки светло-серые с редкими кремнями и прослоями известняков темно-серых с *Goldsonia* sp., *Billingsaria* sp., *Rafinesquina* sp. (около 100 м); 4) известняки желтовато-серые, пятнистые, переслаивающиеся с доломитовыми темно-серыми разностями с желваками черных кремней. В известняках – *Martinssonopsis multifaria* V. Ivan., *Egorovella captiosa* V. Ivan., E. cf. *ventrilobata* Kan. (100 м); 5) известняки темно- и светло-серые с кремнями. В нижней части определены *Atelelasma carinatum* (Andr.), *Mimella* sp., *Strophomena* sp., *Callioptaulax* sp., *Isorelus* sp.; из средней части – *Mimella panna* Andr., *Martinssonopsis multifaria* V. Ivan. (100–150 м). Здесь мощность свиты 450–500 м. В центре острова мощность верхних частей разреза повышается, в связи с чем максимальная мощность свиты в сводном разрезе принята 620 м.

Нижняя часть разреза с остатками кораллов *Billingsaria lepida* Sok., мшанок *Hallopora* aff. *multitabulata* Ulrich, *Pachydictya* aff. *occidentalis* Ulrich, брахиопод *Rafinesquina amara* Andr., остракод *Martinssonopsis multifaria* V. Ivan., *Egorovella captiosa* V. Ivan., E. cf. *ventrilobata* Kan., *Soanella maslovi* (V. Ivan.) сопоставляется с кривоуцким горизонтом Сибирской платформы и энгельгардтовским горизонтом Таймыра и может быть отнесена к ллан-вирнскому-лландейловскому ярусам. Этой датировке отвечает находка мшанок *Pachydictya* aff. *occidentalis* Ulrich., характерных для более высоких горизонтов.

Верхняя часть свиты по остаткам мшанок *Nicholsonella* cf. *polaris* Modz., *Batostoma varians* James, *Rhinidictya* cf. *minima* Ulrich., *Pachydictya* cf. *tungusica* Nekh., *Phaenopora elegans* Nekh., *Ph. kljuevskensis* L. Nekh., *Ph. ex gr. similis* Nekh., брахиопод *Rostricellula transversa* Andr., *Atelelasma carinatum* (Andr.), *Oepilina plana* Coop., трилобитов *Ceraurus icarus* Bill., *Evenkaspis sibirica* (Schmidt), E. *tchunensis* L. Max., *Isalauux* (*Isalauuxina*) *stricta* (Gram.) и др. соответствует мангазейскому горизонту Сибирской платформы и толмачевскому горизонту Таймыра и может быть отнесена к лландейловскому-карадокскому ярусам. Датировка остракод не согласуется с Балыктах-Анисинской СФпЗ.

Анисинская свита (Балыктах-Анисинская СФпЗ) обнажается в долинах рек вблизи м. Анисия. Нижний контакт согласный и проводится по подошве пачки известняков, переполненных колониями табулят. Встречаются табулятовые биостромы. Присутствуют также органогенно-детритовые часто доломитизированные известняки, а также ракушечники и ступковые известняки. В известняках обычны линзы и стяжения кремней. Цвет пород, как правило,

темно- и светло-серый. Отложения содержат многочисленные остатки бентосной фауны. Мощность свиты достигает 500 м.

В нижней части разреза присутствуют табуляты *Baikitolites* sp., *Nictopora* aff. *costata* Zhizh., *Catenipora parallela* Schmidt, *C. aff. tapaensis* Sok., *C. delicatulus* (Wilson), *Tollina evenkiana* Sok., *Palaearia lopatini* Linds., *Rhabdotetradium* aff. *nobile* Sok. и др. Выше по разрезу встречены *Cyrthophyllum kaniensis* Dzinbo, *Palaeofavosites alveolaris* Goldf., *P. porkuniensis* Sok., *Tollina keyserlingi* Toll и др. Комплекс форм из нижней части повторяет видовые названия из долборского горизонта Сибирской платформы и короткинського горизонта Таймыра. Мшанки и брахиоподы не противоречат этому заключению. Однако панцири трилобитов из верхней части разреза по р. Кожевина *Evenkaspis sibirica* Schmidt, *Isotelus maximus sibiricus* L. Мах., *Encrinurus* sp. являются среднеордовикскими, а *Ceraurinus icarus* Bill, распространен в верхах среднего ордовика Сибирской платформы и верхнем ордовике Таймыра, Сев. Америки, Гренландии.

Отложения терютежской свиты (Бельковско-Урасалахская СФпЗ) развиты в южной и юго-западной частях о. Котельный. Свиту слагают пелитоморфные и мелкозернистые известняки темно-серого и светло-серого цвета с прослоями органогенных и глинистых известняков с богатым комплексом бентосной фауны. Из остатков табулят определены *Palaeofavosites alveolaris* Goldfuss, *P. schmidti* Sok., *Catenipora admira* Przh., *C. aff. tapaensis* Sok., *C. gothlandica* Iabe, *C. aff. pulchella* Wilson, *Plasmoporella convextabulata* Kiaer., *Tollina evenkiana* Sok., *T. tollinoides* Zhizh. и др., брахиоподы *Sowerbyella* cf. *asperocostellata* Rozm., *Oxoplecia sibirica* Nikif., *Tcherskidium unicum* Nikif. и др., трилобиты *Ceratevenkaspis* sp., криноидеи *Dentiferocrinus subdividuus* Milic, *Cyclopagoda subvermicularis* Mil., гастроподы и др. Мощность свиты оценивается в 350–400 м.

По приведенным спискам фауны эта часть разреза сопоставляется с долборским и кетским горизонтами Сибирской платформы и таймырским и короткинским горизонтами Таймыра и относится к ашгиллскому ярусу. Общая мощность объединенных свит среднего – верхнего ордовика в Бельковско-Урасалахской СФпЗ (O<sub>2-3</sub> md+tr) составляет 950–1000 м; в Балыктах-Анисинской СФпЗ (O<sub>2-3</sub> md+an) – 700–1000 м.

## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

### Нижний отдел

**Лландоверийский ярус.** Отложения лландоверийского яруса нижнего отдела силура на о. Котельный представлены отложениями урасинской свиты в Бельковско-Урасалахской СФпЗ и мурунтасской в Балыктах-Анисинской СФпЗ [*Государственная..., Листы Т-54-XXXI, Кембрийско-среднедевонские отложения..., 1975, Нижний-средний палеозой..., 1974*].

Мурунтасская свита (S<sub>1mr</sub>) в северо-восточной части о. Котельный сложена известняками с богатым комплексом бентосной фауны, главным об-

разом пентамерид и кораллов. Известняки пелитоморфные до органогенно-детритовых, светло-серого до черного цвета. Часто встречаются пентамеридовые ракушечники. Породы нередко доломитизированы, содержат пласты, желваки и линзы вторичных кремней. Лландоверийский возраст определяют остатки брахиопод *Pentamerus borealis schmidti* Nikif., *P. oblongus* Sow., *Virgianella vaigatchensis* Nikif. и др., кораллов *Palaeofavosites balticus* Rukh. и др. Мощность отложений 300–500 м.

Урасинская свита ( $S_{1ur}$ ) в долине р. Киенг-Ураса (опорный разрез за рамкой карты) сложена известняками от пелитоморфных до крупнокристаллических, тонко переслаивающихся с кремнисто-глинистыми известняковыми породами и аргиллитами. Присутствуют карбонатно-пиритовые конкреции, рассеянный пирит. Окраска пород черная за счет высокого содержания органического вещества. В низах разреза присутствуют *Pseudoclimacograptus hughesi* (Nich.), *Cystograptus vesiculosus* (Nich.), *Glyptograptus* aff. *tamariscus* (Nich.), в средней части – *Pernerograptus austerus praecursor* (Elles et Wood), *Demirastrites convolutus* (His.), *D. triangulatus triangulatus* (Harkh), *Campograptus comminus rostratus* (Elles et Wood); в верхней части – *Spirograptus turriculatus minor* (Bouč.), *S. turriculatus turriculatus* (Barr.), *Oktavites spiralis* (Gein.), *Stomatograptus grandis* (Suess), *Retiolites angustissimus* Obut et Sob., *Monoclimacis linnarssoni orientalis* (Obut), *Step-tograptus exiguus exiguus* (Nich.), *Rastrites perfectus* (Pr.). По граптолитам объем отложений соответствует почти всему лландоверийскому ярусу. Отсутствуют лишь формы нижней зоны *Parakidograptus acuminatus*. В известняках скопления брахиопод и единичные трилобиты. Мощность урасинской свиты 40–50 м [*Государственная..., Листы Т-54-XXXI*].

### Нижний-верхний отделы

**Венлокский-пржидольский ярусы.** В основании разреза отложений этих ярусов выделяются никольская свита в Бельковско-Урасалахской СФЗ и фациально замещающая ее в Балыктах-Анисинской СФЗ и Новосибирско-Фаддеевской СФЗ дьяхсайарская свита [*Государственная..., Листы Т-54-XXXI, Кембрийско-среднедевонские отложения..., 1975*]. Верхняя часть разреза в этих зонах представлена соответственно михайловской толщей и эселяхской свитой. Отложения этих ярусов картируются под индексом  $S_{1-2nk+mh}$  и  $S_{1-2dh+es}$ .

Дьяхсайарская и эселяхская свиты объединенные ( $S_{1-2dh+es}$ ). Дьяхсайарская свита в бассейне р. Дьяхсайар (№ 6<sup>2</sup>) в основании разреза сложена остракодовыми ракушечниками или строматопоровыми известняками. Выше лежащие породы – массивно-слоистые строматопоровые известняки с табулятами и другой бентосной фауной – обычно интенсивно доломитизированы и содержат желваки кремней. Среди них прослой тонкослоистых остракодовых ракушечников, пелитоморфных водорослевых из-

---

<sup>2</sup> Номер опорного разреза на геологической карте

вестняков и седиментационных доломитов. Мощность отложений от 70 до 310 м. По табулятам *Favosites zlobini* Zhizh., *F. kennihoensis* Ozaki, *F. aff. undulatus* Tchern., *F. ex gr. gothlandicus* Lam., *Mesofavosites bonus* Sok., *Multisolenia tortuosa* Fritz, и др. устанавливается их венлокский возраст. Остракоды из нижней пачки, такие как *Hogmochilina elongata* Abush., *H. aff. maacki* (F. Schmidt), *Tollinia* sp., допускают отнесение основания свиты также и к верхнему лландовери.

Эселяхская свита завершает разрез силура, типичные отложения свиты описаны в районе лагуны Эсэлях (№ 6) на севере о. Котельный, где она сложена седиментационными и вторичными доломитами, известняками и породами известняково-доломитового состава, с отдельными прослоями глин и седиментационных карбонатных брекчий. Нижние горизонты охарактеризованы остракодами *Beyrichia aff. parva* Abush., *Eukloedenella kureikiana* Neck., *Healdinella inornata* Abush., несколько выше собраны *Leperditia lumea* Abush., *Cytherelina inornata* Abush. и в верхней части – *Leperditia aff. antiscalaris* Swartz, *Nezamystia* sp. Определены также табуляты *Parastriatopora coreaniformis* Sok., *P. aff. arctica* Tchern. и др., брахиоподы *Didymothyris aff. didyma* Dalm., *Atrypella ex gr. scheii* Holt., *Lenatoechia cf. clauda* T. Modz. По этой фауне свита отвечает лудловскому и пржидольскому ярусам. Мощность ее до 900 м [Государственная..., Листы Т-54-XXXI].

Никольская свита и михайловская толща объединенные ( $S_{1-2}nk+mh$ ).

Никольская свита состоит из известняков с небольшим количеством прослоев аргиллитов, доломитов и единичных прослоев известняковых брекчий и гравелитов. В породах много остатков граптолитов. Кроме них встречаются брахиоподы, фавозитиды и другие ископаемые. В верхней части разреза характерны тонко-параллельнослоистые известковистые аргиллиты и известняки. Мощность свиты 310–390 м. В нижней части встречены остатки *Monograptus aff. flemingii* Salt., *M. nganasanicus* Obut et Sob., *M. deubelli feager*, *Testograptus testis* (Barr.) и др., относящиеся к верхнему венлоку. Средние части разреза охарактеризованы *Neodiversograptus nilssoni* (Larw.), *Pristiograptus dubius* (Suess), *Bohemograptus bohemicus bohemicus* (Barr.), свидетельствующими о принадлежности пород к нижней части лудлова. Верхняя пачка свиты по остаткам *Saetograptus ex gr. leintwardinensis* (Larw.), *Bohemograptus bohemiensis tenuis* (Bouč.) и др. коррелируется с верхней частью нижнего лудлова.

В юго-западной части острова преимущественно доломитовая михайловская толща – фациальный аналог эселяхской свиты – по остаткам брахиопод и остракод датируется поздним лудловом-пржидолием. Мощность 450–500 м [Кембрийско-среднедевонские отложения..., 1975, Нижний-средний палеозой..., 1974].

Общая мощность отложений этих ярусов составляет 750–900 м ( $S_{1-2}nk+mh$ ), и 970–1210 м ( $S_{1-2}dh+es$ ).

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

### Нижний отдел

**Лохковский-эмсский ярусы.** Отложения лохковского-эмсского ярусов нижнего отдела девонской системы развиты на о. Котельный в Бельковско-Урасалахской и Балыктах-Анисинской СФпЗ и характеризуются значительной фациальной изменчивостью верхних частей разреза. В основании разреза обеих зон выделяется пшеницинская свита, выше которой залегают бысах-каргинская и шлюпочная свиты (Балыктах-Анисинская СФпЗ), вальтерская и урасалахская (Бельковско-Урасалахская СФпЗ). Картируемые подразделения ярусов:  $D_{1ps+vl}$  и  $D_{1ps+sl}$ .

Пшеницинская, вальтерская свиты и урасалахская толща объединенные ( $D_{1ps+vl}$ ).

Пшеницинская свита состоит из чередующихся серых и коричневатосерых зернистых и пелитоморфных известняков и седиментационных доломитов, органогенных известняков с глинистыми известняками и мергелями, прослоями глин и доломитовых брекчий. Характерны пласты амфипоровых, остракодовых и гастроподовых ракушечников, биостромы, образованные в основном фавозитами. Из органических остатков присутствуют брахиоподы, ругозы, пелециподы, рыбы. Контакт с отложениями лудлова-пржидолия согласный, граница проводится по подошве первого пласта органогенных известняков, сложенных кораллами *Favosites* ex gr. *socialis* Sok. et Tes. Мощность свиты от 200 до 400 м. Лохковский возраст пшеницинской свиты определяется по остаткам фауны *Favosites socialis* Sok. et Tes., *F. admirabilis* Dubat., *F. brusaitzini* Peetz., *F. yermolaevi* Tchern., *Squameofavosites attenuatus* Smirn., *Howellella* sp., *Spinatrypina tichiensis* (Rzon.), *Pteria (Leiopteria) kamenka* Liv., *Leperditia* aff. *antiscalaris* Swartz, *Knoxiella* sp., *Poralepis* sp., *Gerronaspis* sp., *Ptychodontida*, *Arctolepidida*, *Palaeacanthaspida* и др.

В Бельковско-Урасалахской СФпЗ на пшеницинской свите согласно залегают вальтерская свита пелитоморфных и зернистых известняков. Различаются тонкослоистые плитчатые известняки, тентакулитовые или немые известняки, слоистые и неотчетливо слоистые с разнообразной бентосной фауной органогенно-обломочные известняки. Породы участками доломитизированы. Подошва вальтерской свиты проводится по смене пород с обедненным комплексом фауны известняками, содержащими разнообразный набор остатков морских организмов. Мощность свиты 300–780 м. По раковинам брахиопод из известняков с плато Вальтера – *Sieberella* cf. *weberi* Khod., *Delthyris* sp., *Havličekia* sp. – эти отложения отнесены к эмссу.

Брахиоподы с левобережья р. Хос-Герюттах *Stropheodonta (Brachyprion)* sp., *Desquamatia* sp., *Spinatrypa* sp. позволяют коррелировать отложения с верхами пшеницинской и бысах-каргинской свит. По остракодам *Eomoelleritia* sp., *Aparchites* sp., *Baschkirina* sp., *Microchoelinella* aff. *ventrosa* Polenova вальтерская свита сопоставляется с верхней частью усть-тарейского горизонта Таймыра. Эти данные и положение свиты между пше-

нищинской и соколовской свитами надежно определяют ее позднелохковской-эмсский возраст [Черкесова, 1975].

В южной части о. Котельный, в долинах рек Улахан- и Аччыгый-Урасалах без признаков перерыва на пшеничинской свите залегают темно-серые и черные пелитоморфные и тонкозернистые известняки с пластами дакриоконаридовых известняков и прослоями черных аргиллитов (урасалахская толща) [Государственная..., Листы Т-54-XXXI, Нижний-средний палеозой..., 1974]. В верхних горизонтах иногда присутствуют прослой и линзы черных кремней мощностью 1–20 см. Породы обычно тонкоплитчатые и тонкопараллельно-слоистые. Вместе с дакрионаридами постоянно присутствуют остатки наutilus-лоидей, а в отдельных прослоях – раковины брахиопод *Emanuella* ex gr. *takwanensis* Kaуseg и др. Мощность урасалахской толщи 50–200 м. По положению в разрезе толща сопоставляется с бысах-каргинской, шлюпочной и вальтерской свитами и относится к верхнему лохкову-эмссу, что подтверждается и палеонтологическими данными [Черкесова, 1975].

Пшеничинская, бысах-каргинская и шлюпочная свиты объединенные ( $D_{1ps+sl}$ ).

В Балыктах-Анисинской СФпЗ отложения пшеничинской свиты в северной части о. Котельный и в бассейне р. Балыктах согласно перекрыты доломитизированными известняками и доломитами с прослойками глин и глинистых известняков с разнообразной бентосной фауной (бысах-каргинская свита). В ее средней части имеется пачка, содержащая остатки дакриоконарид. Стратотипический разрез описан в береговых обрывах о. Котельный севернее устья р. Бысах-Карга. Нижняя пачка мощностью 60 м представлена зернистыми и пелитоморфными известняками с прослоями глинистых известняков, глин, со стяжениями кремней и пластами битуминозных вторичных доломитов. В породах обильные остатки табулят *Favosites graciosus* Rukh., *F. kolymensis* Tchern., *F. admirabilis* Dubat., *Squameofavosites* sp., ругоз *Tryplasma altaica* Dyb. и др.; брахиопод *Howellella minor* Rzon., *Hebetoechia settedabanica* Rzon., *Sphaerirhynchia valnevi* Nikif., *Spinatrypa* aff. *tichiensis* (Rzon.), *Carinatina* sp., *Nucleospira* sp. и др., пелелипод *Pteria* sp., остракод *Leperditia* aff. *antiscalearis* Swartz, *Nezamysla* sp., редких трилобитов *Boreoscutellum boreum* Z. Мах.

Выше развита пачка (20 м) детритовых известняков, равномерно переслаивающихся с их глинистыми разностями, с многочисленными тентакулитами. Третья пачка мощностью 30 м сложена зернистыми и доломитовыми известняками с прослоями глинистых известняков, глин с остатками *Squameofavosites frequens* Smirn., *Gypidula (Plicogypa)* ex gr. *kayseri* (Peeetz), *Spinatrypa* aff. *tichiensis* (Rzon.), *Acantospirifer* sp., *Lanceomyonia* sp. Венчается разрез 50-метровой пачкой разнозернистых доломитов с кавернами, выполненными кальцитом и битумом. Обильны табуляты *Favosites* aff. *kolymensis* Tchern., *Squameofavosites spongiosus* Tchern., брахиоподы *Gypidula* sp., *Spinatrypa* sp. В центре острова увеличиваются мощности пачек битуминозных кавернозных доломитов за счет сокращения известняковых. Мощность свиты от 165 до 300 на левобережье р. Решетникова.

По сопоставлению с тарейским опорным разрезом Таймыра три нижние пачки датируются лохковским веком, а верхняя относится к пражскому веку [Черкесова, 1975].

Шлюпочная свита, венчающая разрез нижнего девона в Балыктах-Анисинской СФПЗ на севере о. Котельный, сложена главным образом темно-серыми и черными в различной степени глинистыми тонкозернистыми известняками с тонкими прослоями аргиллитов с линзами светло-серых грубозернистых органогенно-обломочных известняков с остатками бентосных и планктонных организмов. Стратотип свиты описан на северо-западном берегу о. Котельный севернее устья р. Шлюпочная. В основании выделяется 25-метровая пачка известняков темно-серых, тонкозернистых с прослоями известняков черных, тонкозернистых, глинистых тонкоплитчатых с массовыми скоплениями дакриоконарид. В известняках собраны брахиоподы *Carinatina* sp., *Gypidula* sp., двустворки, а также выделены конодонты *Polygnothus liguiformis faveolatus* Phillip et Jackson. Выше – 50 м известняков темно-серых и черных, тонкозернистых с прослоями аргиллитов с многочисленными тентакулитами. В массивных известняках встречены мшанки *Semicoscinum* sp. indet., брахиоподы *Strophohonetes* sp., криноидеи. Третья пачка мощностью 105 м – известняки темно-серые, массивные, тонкозернистые, с пластами тонкоплитчатых глинистых известняков. Известняки переходят в доломиты с кавернами. Есть линзы светлых органогенно-обломочных известняковых брекчий с остатками мшанок, ругоз, криноидеи, остракод, дакриоконарид, рыб, брахиопод. Среди последних определены *Vagrana kolymensis* NaI., *Punctatrypa* sp., *Biconostrophia* cf. *zlichovensis* Havl. Четвертая пачка – известняки и доломитовые известняки с миллиметровыми прослойками доломита. Мощность свиты 230- 310 м. По конодонтам и брахиоподам определен эмский возраст отложений. Общая мощность нижнего девона в Балыктах-Анисинской СФЗ – 600–1000 м.

### Средний отдел

Соколовская свита ( $D_2 sk$ ) эйфельского и живетского ярусов среднего отдела девона широко развита на островах Котельный и Бельковский во всех СФПЗ [Государственная..., Листы Т-54-XXXI, Кембрийско-среднедевонские отложения..., 1975]. Она представлена водорослевыми биогермными и слоистыми известняками, разнообразными органогенными известняками, доломитами, известняковыми и доломитовыми седиментационными брекчиями, конгломерато-брекчиями с некоторым количеством известняковых конгломератов. Встречаются глины, аргиллиты, алевролиты и песчаники. Породы имеют обычно темно- и светло-серый и черный цвета. Соотношения пород соколовской свиты с подстилающими толщами различны. Они согласно залегают на урасалахской толще и вальтерской свите нижнего девона на юге и юго-западе о. Котельный и одновременно со стратиграфическим несогласием на шлюпочной и вальтерской свитах нижнего девона в бассейне р. Чукочь и породах среднего-верхнего ордовика к югу от м. Анисий и в бассейнах рек Никола и Глубокая.

Наиболее полный разрез свиты наблюдался на северо-западном берегу о. Котельный, южнее устья р. Соколова (№ 8), где выделяются две толщи [Государственная..., Листы Т-54-XXXI, Черкесова, 1975]. Нижняя толща мощностью 300–350 м состоит из чередования карбонатных преимущественно доломитовых брекчий и зернистых доломитов с подчиненным количеством известняков с прослоями в 10–15 см желтых глин. Обломки в брекчиях достигают 1 м в поперечнике и представлены зернистыми доломитами, обычно неслоистыми. Многие обломки содержат перекристаллизованные остатки кораллов и каверны с кальцитом и битумом. Верхняя толща мощностью 270 м сложена темно-серыми и бурыми зернистыми доломитами, переслаивающимися с темно-серыми тонкозернистыми известняками. Количество известняков увеличивается вверх по разрезу, и верхняя часть толщи сложена известняками, на размытой поверхности которых залегает нерпалахская свита верхнего отдела девона. В известняках встречаются остракоды и брахиоподы. На о. Бельковский разрез свиты близок к стратотипическому.

В южной части о. Котельный, в области несогласного налегания соколовской свиты на силурийские и ордовикские породы в ее нижней части особенно много карбонатных конгломерато-брекчий, брекчий и присутствуют пласты известняковых конгломератов мощностью до 30–40 м. В пачках встречаются прослой красных известковистых алевролитов и зеленовато-серых известняков с табулятами. Верхняя часть свиты здесь представлена биоморфными известняками, гастроподовыми ракушечниками, брахиоподовыми, строматопоровыми известняками, конгломерато-брекчиями из обломков биоморфных известняков, нередко вдавленных друг в друга, илистыми и зернистыми известняками с разнообразной бентосной фауной.

Вверху рассматриваемых отложений в юго-западной части о. Котельный встречаются известняковые конгломерато-брекчии, конгломераты и гравелиты. Они образуют, вместе с сопутствующими прослоями известняковых алевролитов и песчаников, локальные пачки мощностью до 20–30 м. Для них характерны следы течения осадка и знаки ряби на плоскостях наслоения. Здесь же встречаются тонкослоистые, по-видимому, седиментационные доломиты.

Максимальная суммарная мощность пород соколовской свиты в Балыктах-Анисинской СФпЗ превышает 600 м, достигая, возможно, 900 м [Государственная..., Листы Т-54-XXXI].

Нижняя часть отложений охарактеризована руководящими эйфельскими формами *Paracyclas* aff. *proavia* (G o l d f.), *Conchidiella* aff. *rossica* (K a g r.), *Thamnopora* aff. *aliena* J a n e t., *Scoliopora* sp. Верхняя часть содержит живетский комплекс брахиопод *Stringocephalus burtini* D e f r., *Chascothuris salairica* R z o n., «*Ilmenia*» *hians* B u c h. и др. [Государственная..., Листы Т-54-XXXI].

## Верхний отдел

Нерпалахская свита (D<sub>3</sub> nr) в западной и южной частях о. Котельный и на о. Бельковский сложена аргиллитами и алевролитами с подчиненным количеством известняков, существенно кварцевых песчаников и мерге-

лей. Присутствуют единичные пласты и линзы конгломератов с галькой известняков, доломитов, кварца, кремнистых и других пород и изредка эффузивов. Локально распространены глины, встречаются известковистые и сидеритовые конкреции. Породы в основном сероцветные, присутствуют также прослойки и пачки вишнево-красных, зеленых и зеленовато-серых. Нижний контакт с отложениями соколовской свиты на юго-западе о. Котельный и на о. Бельковский согласный и проводится по подошве аргиллитов и алевролитов. На северо-западе, в районе устья р. Соколова и в среднем течении р. Хостерюттээх на контакте с Соколовской свитой имеется незначительный размыв; в основании франского яруса развиты конгломерато-брекчии или отмечаются галька и обломки подстилающих известняков.

Стратотипический разрез нерпалахской свиты описан вдоль юго-западного берега о. Котельный (№ 9) от лагуны р. Улахан-Урасалах на северо-запад до района устья р. Мал. Чуоролах [*Верхний девон и нижний карбон...*, 1974, Государственная..., Листы Т-54-XXXI]:

1) пачка аргиллитов и глинистых алевролитов черного и темно-серого цвета, неяснослоистых в нижней части с известковистыми конкрециями (около 300 м);

2) аргиллиты серые, темно-серые и зеленовато-серые, неяснослоистые, тонковолнисто-слоистые с миллиметровыми прослойками карбонатно-глинистых алевролитов; по всей пачке редкие прослойки известняков мощностью до 3 м, в аргиллитах глинистые окатыши и известковые конкреции с фауной брахиопод нижней части франского яруса *Hypothyridina calva* Mark., *Micropirifer novosibiricus* (Toll), *Schizophoria iowensis* Hall, «*Ladogioides*» *tschernyschewi* (Toll), *Desquamatia tenuisulcata* (Wen.) и др. Перечисленный комплекс соответствует уровню саргаевского горизонта Европейской России [*Верхний девон и нижний карбон...*, 1974, Государственная..., Листы Т-54-XXXI, Черкесова, 1975], а это не самые низы франского яруса (730 м);

3) алевролиты глинистые и известковистые, черные, серые, тонкослоистые (35 м);

4) переслаивающиеся известняки, мергели и аргиллиты; известняки, строматопоровые, коралловые и детритовые, серые и темно-серые, часто со следами взмучивания; в известняках кораллы *Disphyllum caespitosum* (Goldf.), *D. emsti* (Wdkd.), *Macgeea multizonata* C. Reed, *Penickiella fascicularis* (Soshk.), табуляты *Alveolites domrachevi* Sok., брахиоподы *Atrypida* нижней части франского яруса (уровень саргаевского горизонта и доманика) (120 м);

5) аргиллиты, известковистые аргиллиты и мергели темно-серые, тонковолокнистослоистые, с редкими прослоями (до 0,1 м) известняков, на поверхностях напластования известняков отпечатки стволиков растений, чешуя рыб, следы илоедов, в известняках и аргиллитах кораллы, гастроподы и брахиоподы *Spinatrypa* ex gr. *tubaecostata* (Paeskelm.) (230 м);

6) аргиллиты известковистые и доломитистые серые, темно-серые, волнистослоистые, с прослоями до 0,5 м розовато-серых песчаников и алевролитов, в песчаниках рассеянная галька аргиллитов и известняков, остатки кораллов, брахиопод *Atrypida*, гастропод (270 м);

7) переслаивающиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки, окраска пород фиолетово-серая, песчаники и алевролиты тонколинзовидно-

слоистые, со знаками ряби на поверхности напластования, в известняках кораллы *Macgeea multizonata* C. Reed., табуляты *Alveolitella* sp. и брахиоподы *Schizophoria* sp., *Mucrospirifer* sp. и др. средней части франского яруса (17 м).

Далее описание разреза прерывается в устье р. Крестовая. Продолжение описания производится на правом ее берегу. Предполагается, что после закрытой части разрез наращивается следующими пачками:

8) аргиллиты и глинистые алевролиты темно-серого цвета с редкими слоями песчаников, алевролитов и детритовых известняков со знаками ряби на плоскостях наслоения; в породах брахиоподы *Schizophoria* aff. *iowensis* (Hall), *Spinatrypa* sp. и двустворки *Schizodus* ex gr. *devonicus* Vern., *Ptychopteria* sp. (360 м);

9) ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты, глинистые алевролиты, аргиллиты, мощность слоев от 0,2 до 10,0 м; преобладают аргиллиты и алевролиты глинистые; песчаники голубовато- и буровато-серые, со знаками ряби, аргиллиты темно-серые до черных, зеленовато-серые, в верхней части – малиново-серые, волнистослоистые; в верхней части остатки *Cyrtospirifer* sp. (375 м);

10) аргиллиты и глинистые алевролиты, переслаивающиеся через 5–10 м, темно-серые, черные, тонковолнистослоистые, с глинистыми и известковистыми конкрециями и окатышами, со знаками ряби и ходами илоедов, с редкими линзочками известняков мощностью до 3 см и пластами доломитистых алевролитов мощностью 0,2–0,4 м; в аргиллитах и алевролитах брахиоподы и пелециподы *Ptychopteria grewingki* Wen., характерные для средней части франского яруса (190 м);

11) чередование пачек темно-серых и серых аргиллитов и глинистых алевролитов (50–100 м) с пачками переслаивающихся по 0,1–8,0 м доломитистых алевролитов, глинистых алевролитов, алевролитов и известняков (до 80 м); по всей толще наблюдаются знаки ряби, в средней части встречены брахиоподы *Schizophoria* sp., *Cyrtospirifer* sp., пелециподы, гастроподы (570 м);

12) переслаивание песчаников, алевролитов, глинистых алевролитов, реже известняков; преобладают глинистые алевролиты, образующие пачки до 60 м; остальные образуют слои 0,1–6,0 м; породы серые, голубовато-серые, зеленовато-серые, буроватые и ржаво-серые (270 м);

13) аргиллиты темно-серые тонкослоистые с миллиметровыми прослоями светло-серых и буровато-серых карбонатных аргиллитов (350 м);

14) аргиллиты черные и темно-серые, тонкослоистые с пластами (2–5 м) и линзочками темно-серых известняков, в известняках кораллы *Macgeea multizonata* C. Reed., *Disphyllum* cf. *emsti* (Wdkd.), табуляты *Alveolites domrachevi* Sok., *Thamnopora* ex gr. *cervicornis* Blainv., мшанки, брахиоподы *Spinatrypa* ex gr. *tubaecostata* (Paeckelm.), *Atryparia* cf. *uralica* NaI., *Schizophoria* sp., *Stropheodontidae*, членики криноидей, гастроподы средней части франского яруса (195 м);

15) глинистые алевролиты и аргиллиты темно-серые, тонковолнистослоистые, с прослоями и линзами до 0,5 м карбонатных алевролитов с брахиоподами *Spinatrypa* ex gr. *tubaecostata* (Paeckelm.), *Atryparia* cf. *uralica* NaI., гастроподами, члениками криноидей (190 м);

16) аргиллиты, глинистые алевролиты темно-серые, тонковолнистослоистые с пачками по 4–60 м, обогащенными доломитистыми алевролитами буровато-серыми, буровато-коричневыми, тонкослоистыми, со следами мелких размывов и знаками ряби на поверхностях напластования (350 м);

17) аргиллиты и глинистые алевролиты темно-серые, тонковолнистослоистые с сантиметровыми прослойками светло-серых известковистых аргиллитов и алевролитов, с пластами онколитовых известняков до 0,5 м; остатки брахиопод *Spinatrypa* ex gr. *tubaecostata* (Paesckelm.), *Athyridae*, *Schizophoria* sp., реже пелеципод (900 м);

18) аргиллиты и глинистые алевролиты серые и зеленовато-серые тонковолнистослоистые, часто известковистые и доломитистые, со знаками ряби и трещинами усыхания с прослоями и линзами детритовых и водорослевых известняков серого цвета до 2–6 м; в известняках кораллы *Disphyllum emsti* (Wdkd.), табуляты *Alveolitella* sp., строматопороидеи, мшанки, брахиоподы *Spinatrypa* ex gr. *tubaecostata* (Paesckelm.), *Schizophoria* ex gr. *iowensis* (Hall.), *Spinatrypa* sp., *Mucrospirifer* sp. (400 м);

19) переслаивающиеся по 0,5–6,0 м алевролиты и глинистые алевролиты серые и темно-серые доломитистые, тонкослоистые с остатками кораллов, мшанок, брахиопод *Zelolasma verrycosa* Soshk. (115 м);

20) глинистые алевролиты с аргиллитами темно-серые до черных, тонкослоистые доломитистые и известковистые (350 м);

21) переслаивающиеся по 0,5–4,0 м известковистые и доломитистые алевролиты серые, с глинистыми алевролитами и аргиллитами темно-серыми, реже с детритовыми известняками; остатки кораллов и брахиопод *Cyrtospirifer* sp. (140 м);

22) известняки онколитовые алевролитистые с глинистыми и доломитистыми известковистыми алевролитами, породы серые, желтовато-серые, косо- и волнистослоистые со следами размывов (150 м);

23) аргиллиты темно-серые, тонковолнистослоистые с прослоями по 0,2–1,0 м серых онколитовых и детритовых известняков и алевролитов, в известняках брахиоподы *Atrypida*, *Cyrtospirifer* sp. (210 м);

24) переслаивающиеся по 0,1–1,0 м пески, алевролиты, алевролиты и глины тонкослоистые зеленые, зеленовато-серые, желтые и желто-бурые (7 м);

25) аргиллиты, глинистые алевролиты и мергели темно-серые, тонковолнистослоистые, со знаками ряби, серые онколитовые, детритовые и биоморфные известняки (0,2–7,0 м), известковистые песчаники и алевролиты, в известняках кораллы *Disphyllum* ex gr. *emsti* (Wdkd.) и брахиоподы *Cyrtospirifer* sp., *Mucrospirifer* sp., *Spinatrypa* sp., *Shizophoria* sp. (157 м);

26) аргиллиты и глинистые алевролиты известковистые и доломитистые серые, зеленовато-серые, тонко-косослоистые и волнистослоистые, с сидеритовыми конкрециями и прослоями по 0,25–2,5 м зеленовато-серых детритовых известняков, алевролитов и песчаников, с прослоями и пластами глин до 9 м, в известняках кораллы и брахиоподы *Peneckiella* ex gr. *fascicularis* (Soshk.) (98 м);

27) глинистые алевролиты и аргиллиты темно-серые с пластом 0,6 м детритового известняка с рассеянной галькой в основании, в гальке породы французского яруса и молочно-белый кварц (5 м).

Разрез прерывается устьем р. Мал. Чуоралах, на протяжении 0,5 км обнажений нет. Предполагается, что разрез наращивается к северо-западу от устья реки:

28) аргиллиты и глины светло- и темно-серые тонкослоистые; в нижней половине пласты доломитистых песчаников с линзами до 0,5 м полимиктовых конгломератов и гравелитов, в цементе конгломератов харофиры *Umbella bella* Hasl., *U. baschkirica* Вук., *Quasiumbella rotunda* Вук., *Q. nana* Reitl., *Trochiliscus surmilovae* Pojark. и др. (12 м);

29) аргиллиты и глинистые алевролиты доломитистые, с отпечатками стволиков растений и знаками ряби на поверхности наслоения, с редкими до 0,8 м прослоями серых и розовато-серых алевролитов и песчаников, в кровле пачки одиночные кораллы *Aulocophyllum* sp. (ex gr. *pepeliaevi* Булв.) (400 м);

30) песчаники и аргиллиты серые, грубокослоистые с пластами и линзами до 1,5 м полимиктовых плохосортированных конгломератов с галькой и гравием и валунами аргиллитов, кварца, кремнистых пород и доломитов (15 м);

31) пачка пород, подобная 29 (185 м).

Остатки брахиопод *Cyrtospirifer* sp. и др. из слоев 21 и выше скорее подтверждают позднефранский возраст, но допускают и раннефаменский возраст верхних горизонтов разреза. Общая мощность франского яруса в стратотипическом разрезе определена в 7700 м [*Верхний девон и нижний карбон...*, 1974, Вольнов, Грамберг и др., 1975]. В районе Малахатинской возвышенности мощность сокращается до 2500 м [*Государственная...*, *Листы Т-54-XXXI*].

На северо-западе о. Котельный в приустьевой части р. Соколова нижняя часть франского яруса мощностью 32 м [*Верхний девон и нижний карбон...*, 1974] состоит из известняков и серых и пестроокрашенных глин в пластах мощностью 0,3–4,5 м с отдельными пластами мергелей до 1,5 м. Верхняя часть (20 м) представлена пестроцветными глинами и алевролитами с прослоями известняков до 1,0 м и брекчий из остатков рыб. В отложениях многочисленные остатки брахиопод *Desquamatia* ex gr. *tenuisulcata* (Wen.), *Uchtospirifer* sp., *Mucrospirifer* ex gr. *novosibiricus* (Толл), *Ripidiorhynchus* ex gr. *livonica* Buch, двустворок, гастропод. В самых верхах – остатки рыб *Bothriolepis* sp., *Crossopterigii* Дірної, характерных для франского яруса. По времени образования этот разрез синхронен слоям 1–13 стратотипического разреза мощностью 3817 м [*Верхний девон и нижний карбон...*, 1974].

В районе п-ова Михайлова отложения свиты имеют преимущественно алевролитовый состав; здесь же широко развиты глины. На юго-востоке о. Котельный в бассейне р. Карга для них характерно наличие песчаников и красноцветных пород по всему разрезу от основания до кровли; мощность здесь, по-видимому, 120 м [*Государственная...*, *Листы Т-54-XXXI*].

На о. Бельковский в разрезе нерпалахской свиты среди аргиллитов и алевролитов встречаются известняковые конгломерато-брекчии, состоящие из угловатых обломков, глыб и гальки известняков и известковистых алевролитов, сцементированных известковистым алевролитом и песчаником. Мощность пластов конгломерато-брекчий составляет 0,5–5,0 м. В верхней части разреза присутствует известняковая пачка мощностью 130–150 м с кораллово-мшанково-водорослевыми органическими постройками, известняковыми

брекчиями – продуктами разрушения этих построек и слоистыми известняками. В основании разреза обнаружены гониатиты *Manticoceras ammon* Keys., *Tornoceras simplex* Buch, конодонты *Polygnatus asymmetricus* Bischoff et Ziegler, *P. asymmetricus ovalis* Ziegler et Klapper, *Ancyrodella* cf. *rotundiloba* В г а у а n t., тентакулиты, пелециподы; в средней части толща охарактеризована кораллами и брахиоподами, в верхней части многочисленные кораллы *Neostriphophyllum heterophyllides* Frech., *Aulacophyllum cylindricum* Bulv., *Tabulophyllum gorskyi* Buiv., *Frechastraea goldfussi* V. et H., *F. pentagona* Goldf., *Phillipsastraea hennahi* Lonsdale, *Ph. ananus* Goldf. и др., брахиоподы *Hypothyridina* ex gr. *cyboides* (Sow.), *Desquamatia* ex gr. *tenuisulcata* (Wen.), гастроподы и др. Эти органические остатки свидетельствуют о франском возрасте вмещающих отложений. Мощность нерпалахской свиты на о. Бельковский составляет 2200–2400 м [Непомилуев, 1975] до 3150 м [Данукалова и др., 2014].

Отложениям франского яруса Новосибирских островов свойственно ритмичное строение [Верхний девон и нижний карбон..., 1974, Преображенская, Очаповский, 1980]. Различаются ритмы разного порядка, но общий принцип их строения – постепенная смена отложений трансгрессивного типа в низах ритма отложениями регрессивного характера сохраняется. Смена условий осадконакопления фиксируется изменением литологического состава и геохимических характеристик [Преображенская, Очаповский, 1980] и сменой комплексов палеонтологических остатков. В приведенном разрезе юго-западного берега о. Котельный слои 1–7 относятся к трансгрессивной части нижнего макроритма, слои 8–13 – к его регрессивной части; слои 14–26 – трансгрессивная часть второго макроритма, а слои 27–31 разреза франского яруса и вышележащие терригенные отложения фаменского – регрессивная часть второго макроритма. Изучение разрезов верхнего девона по площади показало существование этих же макроритмов и в других разрезах независимо от их мощностей. Синхронность отложений подтверждена палеонтологическими определениями.

## ВЕРХНИЙ ДЕВОН – НИЖНИЙ КАРБОН

**Фаменский-турнейский ярусы.** Отложения этих ярусов развиты в юго-западной части о. Котельный и на о. Бельковский.

Чекурская свита (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>ĉk) распространена в Бельковской и Урасалахской СФПЗ, сложена кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с пластами и прослоями гравелитов, конгломератов, известняков и доломитов. Окраска пород серая и пестрая – красноватая и зеленая. Распространены известняковые конгломерато-брекчии и брекчии. Доломиты сливные, пелитоморфные. Мощность пластов обычно от 0,2 до 15 м. Переход от отложений франского яруса постепенный и граница проводится по подошве пачки пестроцветных терригенных пород с преобладанием песчаников.

Наиболее полный разрез отложений чекурской свиты описан по коренным выходам и элювиально-делювиальным развалам в нижнем течении р. Хос-Терюттях (№10). Здесь на отложениях нерпалахской свиты залегают [*Верхний девон и нижний карбон...*, 1974]:

1) песчаники светло-серые и красноватые косослоистые, со знаками ряби и мелкой галькой красных и зеленых алевролитов на плоскостях напластования (60 м);

2) переслаивающиеся алевролиты, песчаники и аргиллиты вишнево-красного, красновато-серого, зеленого и желто-зеленого цвета, параллельно- и косослоистые со знаками ряби (50 м);

3) гравелиты пестрые и песчаники с рассеянным гравием (18 м);

4) гравелиты зеленовато-серые и пестрые с прослоями зеленовато-серых доломитов и пластами до 1 м зеленовато-серых песчаных детритовых известняков с многочисленными строматопорами, обломками наутилоидей, брахиоподами *Cyrtospirifer* sp., *Rhynchonellidae* (27 м);

5) доломиты зеленовато-желтые, вишневые, переслаивающиеся с вишневыми гравелитами (25 м);

6) переслаивающиеся песчаники и алевролиты доломитовые, серые и темно-серые с редкими прослоями известковистых песчаников, содержащих обломки мелких остракод (20 м);

7) переслаивающиеся алевролиты темно-серые (1–4 м) и песчаники серые, косо-слоистые со знаками ряби (1–3 м) с единичными прослоями серых известняков с обломками брахиопод (45 м);

8) песчаники светло-серые, косослоистые со знаками ряби на поверхностях, гравием и галькой (20 м);

9) алевролиты темно-серые (3–5 м), переслаивающиеся с песчаниками светло-серыми, розовато-серыми, косослоистыми (0,5–1,5 м). В алевролитах прослой серых детритовых известняков с брахиоподами *Greenockia* ex gr. *fallax* Peetz, фораминиферами *Parastegnammina* sp. и харофитами *Quasiumbella* (?) sp. (25 м); перерыв в обнажениях, соответствующий по мощности 300 м;

10) переслаивающиеся серые известковистые песчаники и песчаные алевролиты; редкие прослой песчаных известняков (80 м);

11) алевролиты песчаные доломитовые, переслаивающиеся с песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками, в известняках харофиты *Quasiumbella nana* Reitl., *Q. rotunda* Вук., *Umbella hemisphaerica* Pojark., *Um. baschkirica* Вук., *Trochiliscus surmilovae* Pojark. и др. (180 м);

12) песчаники известковистые серые, переслаивающиеся с песчанистыми известняками (90 м);

13) известняки органогенно-обломочные песчаные серые косослоистые с обломками брахиопод, криноидей, мшанок, фораминиферами *Parastegnammia* sp. и харофитами *Quasiumbella pugatchovensis* Вук., *Q. famena* Вук. и др. (15 м);

14) песчаники серые, косо- и перекрестно-слоистые, переслаивающиеся с серыми доломитовыми алевролитами; встречаются прослой детритовых песчаных известняков (160 м).

Мощность чекурской свиты около 1100 м.

На западном берегу о. Котельный [Верхний девон и нижний карбон..., 1974, Вольнов, Грамберг и др., 1975] в районе м. Толстова выделяются слои фаменского возраста с *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* Murch., слои с верхнефаменским комплексом брахиопод, включающим *Mesoplica* sp., *Tarandrosirifer* sp. и др., нижнетурнейские слои с *Syringothyris* aff. *hannibalensis* Sw., *Punctospirifer kusbassicus* Besn., *Iniathyris* aff. *tykhtensis* Besn. и верхнетурнейские слои с *Schuchertella* cf. *magna* Tolm., *Syringothyris* cf. *tyra* Winch. На о. Тас-Ары верхняя пачка свиты содержит нижнетурнейские *Rugaris* cf. *Inka* Sar., *Camarotoechia* aff. *chonteanensis* Well, а более высокие горизонты турнейского яруса входят в состав перекрывающей тас-аринской свиты. Заключение по другим группам органических остатков не противоречат датировке свиты по брахиоподам.

На о. Бельковский отложения чекурской свиты (600–700 м) представлены темно-серыми и серыми алевролитами и аргиллитами с подчиненным количеством серых песчаников, конгломератов с линзами известняков конгломератовой и брекчиевой структур [Непомилуев, 1975]. Породы содержат харофиты *Quasiumbella rotunda* Вук., остатки брахиопод *Unispirifer* ex gr. *ussiensis* Tolm., *Spirifer* cf. *taidonensis* Tolm., *S.* cf. *aschliariki* Sim., *Eomortinopsis* aff. *tscherepeti* Sok., *Mesoplica* sp., *Pugnax* sp., *Cyrtospirifer* sp. и др., а в обломках и гальках известняков – кораллы *Aulacophyllum* sp., *Smithiphyllum weberi* Lebedev, *Aulopora* sp., *Natalophyllum* sp., *Disphyllidae*.

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

### Нижний отдел

**Турнейский – серпуховской ярусы.** Нижнекаменноугольные отложения развиты на ограниченных участках о. Котельный [Верхний девон и нижний карбон..., 1974, Государственная..., Листы Т-54-XXXI]. В крайних южных и юго-западных районах острова (Урасалахская СФпЗ) они согласно залегают на отложениях чекурской свиты, а к северо-востоку, в бассейнах рек Глубокая и Решетникова (Балктах-Анисинская СФпЗ) – с угловым несогласием на породах ордовика, силура и девона.

Тас-аринская свита ( $C_{1ts}$ ) – в пределах Урасалахской СФпЗ залегает в основании разреза карбона (турнейский – серпуховский ярусы). Она сложена известняками и аргиллитами с прослоями доломитов, алевролитов, песчаников с единичными линзами и прослоями гравелитов, мелкогалечных конгломератов и кремнистых пород. Цвет пород преимущественно серый и темно-серый. В породах часты признаки взмучивания осадков, а на поверхностях наслоения следы размыва, ходы илоедов, иногда обуглившийся растительный детрит, отмытые обломки раковин. В кровле свиты установлены оползневые нарушения. Практически в породах всех типов широко распространены брахиоподы, кораллы, криноидеи, встречаются пелециподы.

Нижняя граница на о. Тас-Ары (№ 11) в литостратиграфическом разрезе согласная и проводится по подошве пачки известняков с многочисленной

морской бентосной фауной [Верхний девон и нижний карбон..., 1974, Вольнов, Грамберг и др., 1975]:

1) известняки органогенные и глинистые, серые и темно-серые со следами взмучивания, в них находятся фораминиферы *Neotuberitina maljavkini* Mikh., *Latiendothyra* aff. *latispiralis* Lip., *Chernyshinella glomiformis* Lip., *Ch. gelida* Durk., *Tournayella discoidea* Dain., *Septaglomospirauella* sp., *Planoendothyra* sp., кораллы *Syringopora reticulata* Goldf., брахиоподы *Avonia* (?) cf. *inflata* Sok., *Iniathyris* aff. *tykhtensis* Besn., *Punctospirifer kusbassicus* Besn. (40 м);

2) известняки песчанистые, доломитовые серые и буровато-серые с рассеянным пиритом, со следами илоедов, глинистой галькой и брахиоподами *Spirifer* ex gr. *subgrandis* Rot., *Unispirifer* ex gr. *tornacensis* Kon., *Torynifer microspinosus* Ben. (17 м);

3) гипсосодержащие пески, песчаники и алевролиты бурые, желтовато-серые, косослоистые, со следами размывов, ходами илоедов, глинистой галькой, растительным детритом и серые аргиллитоподобные глины и глинистые алевролиты, редкие брахиоподы (20 м);

4) переслаивающиеся (0,1–2,0 м) доломиты, глинистые алевролиты, аргиллиты и глины серые и желтовато-серые, иногда обохранные с поверхности, содержащие кораллы *Cyathoclisia tabernaculum* Dingwall, C. sp., *Sychnoelasma* ex gr. *konincki* E. et H., брахиоподы *Unispirifer biplicoides* Well., *Spirifer* aff. *tenuicostata* Hall, *Torynifer* cf. *microspinosus* Ben., *Cleiothyridina kusbassica* Besn. (53 м);

5) алевролиты карбонатные, розовато-серые, тонкослоистые, со следами взмучивания, заключающие кораллы *Zaphrentites* sp., брахиоподы *Schellwienella* cf. *chouteauensis* Well., *Marginalia burlingtonensis* Hall, *Unispirifer legrandensis* Well., *Cleiothyridina kusbassica* Besn., растительные остатки (7 м);

6) аргиллиты темно-серые и черные, доломитистые и известковистые с прослоями доломитов и известняков (50 м);

7) глинистые алевролиты темно-серые с черными кремнями, обломки раковин брахиопод (5 м);

8) известняки кремнистые, серые, волнистослоистые, с карбонатными конкрециями, черными кремнями и остатками брахиопод *Schellwienella* cf. *chouteauensis* Well., *Semicostella minima* Tolm., *Tolmatchoffia martiniana* Tolm., *Marginalia* cf. *fernghlenensis* Well., *Palaeochoristites* sp. (13 м); контакт с вышележащей пачкой тектонический;

9) алевролиты карбонатные, серые волнистослоистые песчанистые и известняки алевролитистые, с остатками кораллов *Dagmaraephyllum* ex gr. *patokiensis* Rogozov, брахиопод *Spirifer* aff. *striatiformis* Meek, *Palaeochoristites* sp., гастропод (17 м);

10) аргиллиты черные (17 м);

11) переслаивающиеся (2,0–3,0) известковистые аргиллиты и глинисто-кремнистые известняки, породы темно-серые с кремнями, кремнисто-карбонатными конкрециями и остатками брахиопод (10 м);

12) известняки серые, в средней части с 5-метровой пачкой розоватого доломита, породы содержат стяжения кремней и остатки брахиопод

*Tolmatchoffia* aff. *robusta* Tolm., *Palaeochoristites* sp. (50 м). Контакт с вышележащей пачкой тектонический;

13) известняки глинистые, алевритистые, песчанистые и алевролиты известковистые с линзами до 0,3 м известняка и мелкогалечного конгломерата с карбонатной галькой, органические остатки представлены фораминиферами *Neotubertina maljavkini* Mikh., *Earlandia* sp., *Endothyra* sp., кораллами *Syringopora ramulosa* Goldfuss, *Zaphrentites* sp., брахиоподами *Marginatia* cf. *deruptoides* Sar., *Syringothyris hannibalensis* Sw., *Brachythyris suborbicularis* Hall. (15 м);

14) аргиллиты доломитовые с фосфатно-карбонатными конкрециями и остатками кораллов *Enniskillenina enniskilleni* E. et H., *Zaphrentites parallelus* Carruthers, *Sychnoelasma konincki* E. et H., брахиопод *Leptaenella analoga* Phill., *Rhipidomella* cf. *burlingtonensis* Hall, *Marginata burlingtonensis* Hall, *Syringothyris typa* Winch., *Unispirifer ussiensis* Tolm., *U.* cf. *suavis* Kon., *Punctospirifer octoplicatus* Sow., мелких пелеципод (20 м);

15) известняки глинистые и кремнистые, темно-серые с прослоями аргиллитов и пластами до 1,5 м мергелей с кремнями и кремнисто-карбонатными конкрециями, в известняках кораллы *Zaphrentis* sp., брахиоподы *Pustula* aff. *pyxidiformis* Kon., *Dictyoclostus* cf. *crawfordsvillensis* Well., *Syringothyris* cf. *texta* Hall, *Spirifer* aff. *gregeri* Well. (76 м); контакт с вышележащей пачкой тектонический;

16) известняки алевритистые и алевролиты известковистые с прослоями глинистых алевролитов и аргиллитов, породы серые, волнисто- и косо-слоистые, с кремнисто-карбонатными конкрециями и остатками кораллов *Zaphrentis* sp., брахиопод *Plicatifera* sp., *Marginatia vaughani* M.-W., *Unispirifer ussiensis* Tolm., *Spirifer* ex gr. *subgrandis* Rot., *S.* aff. *logani* Hall, *Syringothuris* sp., *Pustula pyxidiformis* Kon., *Brachythyris* aff. *pseudovatis* Campbell. (30 м);

17) аргиллиты черные с кремнистыми конкрециями и остатками брахиопод *Marginatia poljenovi* Tolm., *Spirifer* aff. *grimesi* Hall, *Syringothyris* sp. (15 м);

18) известняки доломитистые, окремненные, буровато-серые, линзовиднослоистые, с прослойками аргиллитов, с фораминиферами *Earlandia elegans* Raus. et Reitl., *E. norilskense* aff. *magnifera* Reitl. (20 м);

19) известняки доломитовые серые, в кровле на 0,3 м окремненные, буровато-серые с гипсом, пиритом и пиритовыми конкрециями. Встречаются кораллы *Zaphrentites* ex gr. *parallelus* Carr., брахиоподы *Orthotetes* (?) *keokuk* Hall, *Rhytiopora semicostata* Tolm., *Buxtonia scabricula* Martin, *Antiquatonia* cf. *tykhtensis* Sar., *Spirifer* cf. *subgrandis* Rot., *Punctospirifer octoplicatus* Sow., криноидеи (10 м);

20) аргиллиты черные, с рассеянным пиритом, с прослоями до 0,3 м доломитов и кремнисто-карбонатными конкрециями, породы загипсованы; содержат кораллы, брахиоподы *Rotaia* ex gr. *subtrigona* M. et W., гастроподы, растительный детрит (30 м);

21) известняки серые глинистые тонковолнистослоистые, с рассеянным пиритом и редкими остатками кораллов, брахиопод *Fluctuaria* cf. *undata* Defr. (80 м);

22) аргиллиты, темно-серые, с линзами и прослоями (0,3–0,7 м) окремненных светло-серых известняков, содержат кораллы *Sychnoelasma urbanowitschi* Stuck., *S. ex gr. konincki* E. et H., брахиоподы *Schuchertella cf. tomilensis* Tolm., *Spirifer cf. logani* Hall, *S. aff. besnossovae* Abr. (15 м); перерыв в обнажениях по мощности 25 м;

23) известняки серые, кремнистые, участками с пиритом, с включениями и прослоями черного кремния, со следами взмучивания; содержат раковины фораминифер *Spatourayella* sp., *Tourayella (Eotourayella) media* Reitl., брахиоподы *Spirifer ex gr. trigonalis* Mart. (115 м);

24) известняки глинистые окремненные, серые, буровато-серые, переходящие в глинисто-кремнистые породы коричневые, розовато-бежевые, пористые, мучнистые, с включениями и прослоями серых кремней, редкие брахиоподы и членики криноидей (60 м);

25) известняки глинистые, кремнистые, темно-серые, участками лимонитизированные, с включениями кремней, изредка пирита, с редкими прослоями органогенных известняков, на отдельных участках известняки переходят в мучнистую светло-серую кремнистую породу; фаунистические остатки: фораминиферы *Parastaffella cf. propinqua* Viss., *Archaediscus krestovnikovi* Raus., *A. cornuspiroides* Brazhn. et Vdov., *Planoarchaediscus alatus* Bog. et Juf., *P. monstratus* Grosd. et Leb., *P. brusieformis* Sossip., *Eostaffell ex gr. pseudostruvei* Raus. et Bel., *Eostaffellina cf. paraprotvae* Raus., *Eosigmoilina explicata f. lata* Gan., кораллы *Zaphrentites parallelus* Carr., брахиоподы *Rugosochonetes aff. nalivkini* Mon., *Spirifer ex gr. trigonalis* Mart., *Punctospirifer cf. octoplicatus* Sow., *Echinoconchus cf. punctatus* Sow., *Overtonia cf. fimbriata* Sow., *Eomarginifera setosa* Phill., *Torynifer pseudolineatus* Hall, *Balakhonia* sp. (200 м);

26) аргиллиты карбонатно-кремнистые, темно-серые с карбонатно-кремнистыми конкрециями, с прослоями и линзами темно-серых известняков и мелкогалечных конгломератов с кремнистой галькой. Фораминиферы *Planoarchaediscus spirillinoides* Raus., кораллы *Thysanophyllum ex gr. acystosum* Rogozov, брахиоподы *Balakhonia cf. continentalis* Tornq., *Podtcheremia duplicicosta* Phill., *Martinia glabra* Mart. (15 м);

27) аргиллиты черные с метровыми прослоями светло-серого окремненно-го известняка в средней части, в верхней части загипсованные, с фосфатными конкрециями (10 м);

28) песчаники серые, известковистые, с прослоями черных углистых аргиллитов и пачками переслаивания песчаников и аргиллитов, с фосфатными конкрециями и подводно-оползновыми текстурами (40 м).

Турнейский возраст устанавливается фораминиферами *Latiendothyra aff. latispiralis* Lip., *Chernyshinella fromiformis* Lip., *Tourayella discoida* Dain и др. и брахиоподами *Avonia minima* Tolm., *Marginatia burlingtonensis* Hall, *Unispirifer ussienensis* Tolm. и др. Визейский ярус характеризуется брахиоподами *Orthotetes (?) keokuk* Hall, *Rhytiopora semicostata* Tolm., *Plicatifera plicatilis* Sow., *Antiquatonia cf. tykhtensis* Sar., *Spirifer ex gr. trigonalis* Mart. и др. Серпуховский ярус устанавливается по фораминиферам *Planoarchaediscus spirillinoides* Raus., *Archaediscus cornuspiroides* Brazhn.

et *V d o v .* и др. и брахиоподам *Sajakella migai T s c h e r n j a k , Spirifer ex gr. bisulcatus S o w .* и др.

Мощность отложений турнейского-серпуховского ярусов 1100 м.

На востоке острова в бассейне р. Глубокая [*Государственная..., Листы Т-54-XXXI*] отложения тас-аринской свиты несогласно залегают на породах ордовика, силура и девона. В основании разреза наблюдаются конгломераты с хорошо окатанной галькой кварца и кремнистых пород, а также вишнево-красные алевролиты. Выше залегают серые, темно-серые тонкозернистые глинистые известняки с прослоями органогенно-обломочных известняков. Общая мощность нижнекаменноугольных отложений здесь 300–400 м. В отложениях встречены остатки фауны верхов турнейского, визейского и серпуховского веков. На севере острова, в бассейне р. Решетникова нижнекаменноугольные отложения представлены темно-серыми аржиллитами, содержащими спорово-пыльцевой комплекс нижнего отдела.

## СРЕДНИЙ КАРБОН – ПЕРМЬ

Среднекаменноугольные – пермские отложения выделяются на о-вах Котельный и Бельковский. На о. Котельный (Балыктах-Анисинская СФпЗ) эти отложения развиты в полосе от его северо-западного берега до бассейна среднего течения р. Балыктах. В центре острова они прослеживаются в виде полосы шириной в первые сотни метров между полями выходов отложений нижнего-среднего девона и триаса [*Государственная..., Листы Т-54-XXXI, Косько, 1984*] и рассматриваются как объединенные домашнинская и решетниковская толщи.

Домашнинская и решетниковская толщи объединенные ( $C_2$ –Pdm+rs). Эти толщи трансгрессивно залегают на нижне-среднедевонских; слагающие их отложения представлены аржиллитами, алевролитами, частью глинистыми известняками, известняковыми конгломератами и гравелитами. Карбонаты развиты в нижней части разреза, а терригенные – в верхней, пермской, части.

Известняки нижней части разреза органогенные, детритовые, алевроитовые и песчаные. Конгломераты и гравелиты серые и светло-серые с галькой доломитов, известняков, кремнистых пород, кварцевых алевролитов и кварца, с известняковым цементом. Максимальная мощность этой части разреза 30 м [*Верхний палеозой..., 1974, Государственная..., Листы Т-54-XXXI*]. В отложениях устанавливаются два разновозрастных комплекса органических остатков, встречающихся только на различных участках. Древний, башкирский, комплекс включает фораминиферы *Tetrataxis cf. eominima* Raus., *Archaeodiscus pauxillus* Schlyk., *Planospirodiscus minimus* Grozd. et Leb., *Asteroarchaeodiscus cf. baschkiricus* Krest. et Theod., *Eostaffella postmosquensis* Kir. и др. Молодой комплекс содержит остатки фораминифер *Syzrania bella* Reitl., *Protonodosaria proceriformis* Gerke, *P. praecursor* Raus., *P. rauserae* Gerke, *Nodosaria longissima* Su l., *Glomospira ex gr. gordialis* Park. et Jon. и др. и брахиопод *Krotovia pustulata* Key s., *Jakutella*

*sarytchevae* Abr., *Muirwoodia* (?) cf. *pseudoartiensis* Tschern., *Taimyrella pseudodarwini* Einog, *Spiriferella turusica* Tschernjak и др. По брахиоподам отложения скорее всего позднекаменноугольные, по фораминиферам их можно в какой-то части отнести к началу перми.

Верхняя, терригенная часть рассматриваемого комплекса отложений состоит из аргиллитов и аргиллитоподобных глин с подчиненным количеством алевролитов, прослоями песчаников, известняков, иногда сидеритов. На различных уровнях встречаются многочисленные сидеритовые кальцитовые и пиритовые конкреции. Характерны прослои, содержащие обломки призматических слоев колымий, в ряде случаев рассеян растительный детрит, обломки минерализованной древесины. Среди остатков фауны преобладают брахиоподы и фораминиферы, встречаются пеллециподы и гастроподы. Отложения содержат богатый спорово-пыльцевой комплекс.

Состав пермских отложений меняется по площади. В районе побережья лагуны Станции на севере о. Котельный (№ 13) в разрезе преобладают аргиллиты и алевролиты и зафиксирована наибольшая мощность 180 м [*Верхний палеозой...*, 1974]. К юго-востоку начинают преобладать глинистые известняки и известковистые алевролиты и идет сокращение мощности до 10–15 м в центре острова [*Государственная...*, *Листы Т-54-XXXI*]. Вероятно, с сокращением мощности отдельные горизонты выклиниваются.

Пермский возраст отложений хорошо обоснован палеонтологически. К нижнему отделу относятся нижние 80 м разреза на северо-западном берегу о. Котельный по наличию *Jakutoproductus verchoyanicus* Fred, и богатому комплексу спор и пыльцы. К среднему – верхнему отделу относятся верхние 100 м берегового разреза. Широко развиты средне-верхнепермские отложения также во внутренних районах острова. К верхам нижней – средней перми, джигдалинскому и омонскому горизонтам, относятся слои с фораминиферами *Nodosaria bella* Lipina, *N. ex gr. ustritskii* Sossip., *N. cf. cassiaformis* Igonin, *Frondicularia* aff. *pseudotriangularis* Gerke и брахиоподами *Anidanthus rugosa* Lich., *Achunoproductus achunovensensis* Step., *Spiriferella lita* Fred, и др., хотя комплекс спор и пыльцы сохраняет раннепермские признаки. В средней части пермского разреза найдена *Stepanoviella* (?) *curvatus* Tolm. Отсюда же и из вышележащих пород выделен позднепермский спорово-пыльцевой комплекс. Среди фораминифер из верхов разреза *Glomospira* ex gr. *gordialis* Park et Jon., *Frondicularia* cf. *dilemma* Gerke, *Nodosaria* sp., *Lingulina* sp. не содержится форм, руководящих для верхних горизонтов перми; нет таких форм и среди других групп фауны. Все это свидетельствует о перерыве в осадконакоплении на рубеже перми и триаса в районе о. Котельный. Общая мощность перми от 180 до 30 м.

На о. Бельковском, в одноименной СФпЗ, каменноугольно-пермские отложения выделены в бельковскую толщу.

Бельковская толща (C<sub>2-3</sub>-P<sub>1</sub>bl), по-видимому, несогласно залегает на чекурской свите [*Государственная...*, *Листы Т-54-XXXI*, Непомилуев, 1975ф]. Слагающие ее отложения представлены темно-серыми и черными алевролитами и аргиллитами с подчиненным количеством песчаников. Встречаются конкреции кремнистого, доломито-кремнистого или доломитового состава. В низах толщи отмечаются олистолиты известняков чекур-

ской свиты. Отмечены единичные покровы андезито-дацитов и их лавовых брекчий дацитов мощностью до 12 м.

Отложения башкирского яруса в нижней части толщи развиты ограниченно. Ими сложены небольшие участки Урасалахской СФпЗ на о. Котельный: на западе – на о. Тас-Ары [*Верхний девон...*, 1974] и на юго-востоке – в нижнем течении р. Улахан-Сосолох [*Государственная..., Листы Т-54-XXXI*]. В «Дополнении...», 2014» они выделены в улаханскую толщу. Они представлены алевролитами, аргиллитами и песчаниками с прослоями конгломерато-брекчий, известняков и углистых аргиллитов. Цвет пород серый и темно-серый. Для толщи характерна тонкая косая, линзовидная и волнистая слоистость, следы размывов на границах слоев, подводно-оползневые текстуры.

Отложения бельковской толщи на о. Котельный залегают согласно на породах тас-аринской свиты нижнего отдела каменноугольной системы, их нижняя граница проводится по подошве пачки аргиллитов и алевролитов с прослоями и линзами конгломерато-брекчий и детритовых известняков. На о. Бельковский (№ 12) предполагается их несогласное налегание на фаменские – турнейские отложения. Верхний стратиграфический контакт не наблюдался.

Мощность отложений а на о. Бельковский 400–500 м, а на о. Котельный видимая мощность до 145 м.

Возраст определяется комплексом остатков фораминифер *Archaeodiscus pauxillus* Schlyk., *Neoarchaeodiscus gregorii* Dain и др. и брахиопод *Sajakella migai* Tschernjak., *Choristites* cf. *dilatatus* Fisch., *Gemmulicosts* cf. *gjeliensis* E. Ivan., *Echinoconchus taimyrensis* Einor, *Eomarginifera longispina* Sow. и др. Кроме них в породах встречаются кораллы, мшанки, криноидеи. В опубликованной в 2014 г. статье М. К. Данукаловой с соавторами [*Данукалова и др., 2014*] возраст толщи принят каменноугольно-пермским (C<sub>1</sub>-P).

## ПЕРМЬ – ТРИАС

Рассматриваемые отложения (бурустаская свита) развиты в юго-восточной части о. Бол. Ляховский. Коренные выходы свиты известны в береговой полосе южного побережья острова, отдельные выходы наблюдаются в долинах рек Нерпалах, Бол. и Мал. Этерикан, руч. Предмайский. Отложения вскрыты скважинами в верховьях р. Усук-Юрэх, р. Орто-Юрэх и на побережье Захар-Сис.

Бурустаская свита (P-T br). Отложения, относимые к бурустаской свите, были впервые выделены при геологической съемке м-ба 1:1000 000 (В. Н. Войцеховский, Д. С. Сороков, 1957 г.) как верхняя часть протерозойских образований. В дальнейшем стратотип свиты на м. Бурус-Тас детально изучался В. А. Виноградовым [*Виноградов и др., 1974*], А. И. Самусиным при ГГС–200 [*Государственная..., Листы S–53-XVI*], Б. Н. Ауловым [*Аулов и др., 1991ф*] и, наконец, А. Б. Кузьмичевым [*Кузьмичев и др., 2006*]. Полученные результаты крайне противоречивы. По данным В. А. Виноградова, А. И. Самусина, позднее А. Б. Кузьмичева породы свиты образуют непре-

рывный разрез, моноклиальный, слабо нарушаемый мелкими разрывами. В то же время Б. Н. Аулов считает, что эти отложения образуют перемятые, расчешуенные, неоднократно повторяющиеся в разрезе серии тектонических пластин.

Весьма существенны и разногласия в определении петрографического состава свиты. Первые исследователи [*Государственная..., Листы Т-54-XXXI, Государственная..., 1961, Государственная..., Листы S-53-XVI*] определяют его как песчано-сланцевый зеленосланцевой фации метаморфизма. Кузьмичев А. Б. [*Кузьмичев и др., 2006*] не сомневаясь, пишет о песчаниково-алевролитовых породах, не несущих признаков метаморфизма. Б. Н. Аулов [*Аулов и др., 1991ф*] считает, что сланцевые породы развиваются по алеролитам-аргиллитам в зонах тектонических нарушений. В настоящей записке принята первая точка зрения, обоснованная детальным петрографическим изучением пород.

Бурустасская свита (№ 14) сложена ритмично переслаивающимися песчаниками и филлитовидными сланцами; мощность пластов составляет 0,5–1 м, до 10–20 м.

Песчаники – зеленовато-серые, реже мелко- и среднезернистые сильно кливажированные породы, нередко косо- и параллельно-слоистые, относительно редки массивные разности. В них часто отмечаются градационные структуры. По составу песчаники полимиктовые, плохо отсортированный кластический материал (30–40, до 50–60% породы) представлен кварцем, плагиоклазом (олигоклаз и альбит) часто регенерированными и перекристаллизованными, девитрифицированными кислым стеклом, изредка кварцево-хлоритовыми сланцами. Акцессорные минералы – сфен, лейкоксен, турмалин, апатит, циркон, магнетит и пирит.

Цемент песчаников базальный, микролепидогранобластовый, состоит из микроагрегатного кварца с хлоритом, гидрослюдами и рудной пылью.

В песчаниках отмечены эллипсоидальные сидерит-песчаниковые и кремнистые (до 0,5 м по длинной оси) и более мелкие углисто-кремнистые включения. В тяжелой фракции песчаников постоянно присутствует значительное количество (40–80 %) лейкоксена, часто много слюды (до 30 %), минералов группы эпидот-цоизита (до 25 %) и обыкновенной роговой обманки (до 15 %).

Сланцы – тонкоплитчатые и листоватые породы серого, зеленовато-серого, темно-серого, черного цвета с характерной шелковистой поверхностью. Большинство их состоит из тонкопелитовой кварцево-гидрослюдисто-хлоритовой основной массы с единичными мелкими зернами кварца, плагиоклаза и пирита. Структура породы бластопелитовая, участками микролепидобластовая.

В нижней и средней части свиты наблюдаются редкие линзовидные прослои кварцево-углистых и углистых сланцев мощностью до 0,2–0,3 м. Органическое вещество исходно древесного состава в них изменено до антрацита, иногда графитизировано. Тяжелая фракция сланцев состоит из лейкоксена (8–38 %), обыкновенной роговой обманки (8–36 %) и рудных черных минералов (12–27 %). В меньшем количестве обычно присутствуют пироксены (4–9 %) и гранат (1–9 %).

Наиболее полно бурустасская свита представлена на м. Бурус-Тас. Для нее характерна ритмичная перемежаемость песчаниковых и сланцевых пластов и пачек различной мощности. Ритмы преимущественно обратные двух- и трехчленные: они начинается сланцами, а заканчиваются песчаниками, различающимися по зернистости и текстуре. Мощность ритмов от долей метра до нескольких десятков метров. Разрез свиты на м. Бурус-Тас имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Чередование пластов (10–20 м) зеленовато-серых, серых преимущественно рассланцованных песчаников и зеленовато-серых филлитовидных сланцев, а также пачек (15–25 м) их тонкого ритмичного переслаивания. Встречаются маломощные линзовидные прослои черных углистых сланцев. Мощность – 220 м.

2. Песчаники серые и зеленовато-серые рассланцованные, иногда грубослоистые с единичными пластами (до 10–20 м) зеленовато-серых филлитовидных сланцев. В песчаниках встречаются кремнистые и сидерито-песчаниковые конкреции. Мощность – 150 м.

Чередование пластов (до 20 м) зеленовато-серых, серых преимущественно рассланцованных песчаников и зеленовато-серых, темно-серых филлитовидных сланцев, а также пачек (20–45 м) тонко переслаивающихся песчаников, кварцево-хлоритовых, кварцево-серицито-хлоритовых, реже кварцево-глинистых, кварцево-углистых и углистых сланцев. Отдельные пласты песчаников насыщены сидерито-песчаниковыми и кремнистыми конкрециями. Мощность – 250 м.

4. Песчаники преимущественно серые рассланцованные с пачкой (20 м) тонко переслаивающихся песчаников и филлитовидных сланцев. Мощность – 70 м.

5. Сланцы серые, зеленовато-серые кварцево-хлоритовые и кварцево-глинистые с редкими слоями (до 5 м) серых песчаников и маломощными линзами черных углистых сланцев. Мощность – 60 м.

6. Переслаивающиеся (преимущественно до 10 м) серые рассланцованные песчаники и зеленовато-серые, темно-серые филлитовидные сланцы. Мощность – 150–200 м.

Вышележащая слабо обнаженная часть разреза мощностью приблизительно 300–500 м сложена в основном зеленовато-серыми филлитовидными сланцами с редкими маломощными пластами серых рассланцованных песчаников и пачками их тонкого переслаивания со сланцами. Неполная мощность свиты на м. Бурус-Тас составляет около 1300 м.

В углистых сланцах и песчаниках из нижней части бурустасской свиты А. Ф. Дибнер обнаружены миоспоры: *Punctatisporites glaber* (Naum.) Lub., *P.plicatus* (Waltz) Lub., *Calamospora microrugosa* (Jbr.) S. W.B., *Verrucosisporites tuberculatus* (Lub.) Lub., *Lophotriletes rubiginosus* (Lub.) Lub., *Granulatisporites micrograniferus* (Jbr.) Lub., *Spinosisporites rectispinus* (Lub.) Lub., *S. parvispinus* (Lub.) Lub., *Cordaitina rotata* (Lub.) Sa-moil., *Protopiceites Jepidis* (Waltz.), *Dilobozonotriletes campylopterus* (Waltz.). По ее заключению этот комплекс миоспор позволяет отнести вмещающие отложения к перми.

В то же время верхняя часть разреза свиты может быть более молодой. В 1973 г. в песчаниках свиты (руч. Предмайский) была найдена раковина пеле-

циподы плохой сохранности, напоминающая, по устному сообщению М. В. Корчинской, *Aradontophora* триасового возраста. Исходя из этих данных возраст бурустасской свиты определен как пермо-триасовый. Совершенно некорректны попытки отнести свиту к позднеюрским – раннемеловым образованиям [Кузьмичев и др., 2006], основанные на предположении о переотложенном характере миоспор, поскольку литологически и по степени метаморфизма отложения свиты резко отличны от позднемезозойских осадков.

## МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Предположительно к мезозойским образованиям относится предмайская толща, сложенная шаровыми лавами базальтовых порфиритов (подушечные базальты, формация натриевых базальтов).

Предмайская толща (Т? рт). Породы толщи развиты на южном берегу о. Бол. Ляховский, где они обнажены в абразионном уступе побережья к западу от устья руч. Предмайский на расстоянии около 700 м. От гипербазитов на востоке и пермо-триасовых отложений они отделены полосами рыхлых четвертичных отложений. Вглубь суши подушечные базальты прослеживаются в северо-северо-восточном направлении до южного контакта прорывающей их раннемеловой эмйгасской интрузии, образуя, видимо, тектонический блок.

Западнее выходов предмайской толщи в сменяющих ее песчано-сланцевых породах бурустасской свиты выделена малая интрузия габбро-долеритов [Государственная..., Листы S-53-XVI]. Позднее А. Б. Кузьмичев [Кузьмичев и др., 2005] при детальном исхаживании гидросети этого участка (пролювиально-аллювиальных отложений) установил, что габбро-долериты скорее всего слагают полосу северо-восточного простирания, прилегающую к полю развития базальтовых порфиритов. Среди габбро-долеритов отмечены обломки миндалекаменных базальтов. Приводимые данные позволяют предположить, что базальтовые порфириты и габбро-долериты скорее слагают единую толщу вулканитов основного состава.

Залегание базальтовых порфиритов не совсем ясно. Утверждается их четкое падение к северу (60–80°) по залеганию лавовых труб, однако восточнее, в том же абразионном уступе под покровом шаровых лав находится субгоризонтально залегающий пласт туфоконгломератов мощностью до 2–2,5 м [Дорофеев и др., 1999]. По С. С. Драчеву [Драчев, Савостин, 1993] для пород толщи характерны удлиненные лавовые трубы диаметром 0,1–1 м, лавовые подушки и сфероиды (до 1–2 м). Незначительные по объему межподушечные пространства выполнены гиалокластитами, отмечены фрагменты тонких (10–20 см) однородных лавовых потоков. Мощность толщи ориентировочно 200–300 м. Базальтовые порфириты (пиллоу-лавы) являются плотными афировыми или гломеропорфиритовыми породами темно-зеленого и фиолетового цвета, несущие заметные признаки зеленокаменного метаморфизма, нередко значительно карбонатизированы.

В мелких вкрапленниках (10–15 % породы) преобладает оливин, реже оливин с плагиоклазом. Большая часть вкрапленников замещена хлоритом. Основная масса интерсертальной или варилитовой структуры состоит из лейст разложенного плагиоклаза, в интерстициях между которыми отмечаются девитрифицированное стекло, мельчайшие зерна клинопироксена, титаномагнетита, ильменита. Вкрапленники оливина обычно полностью хлоритизированы.

Возраст базальтовых порфиритов предмайской толщи в легенде Лаптевско-Новосибироморской серии ГГК 1000/3 принят по изотопным датировкам пиллоу-лав  $291 \pm 62$  млн лет (Sm-Nd метод, ИГГД РАН, С. С. Драчев [Драчев, Савостин, 1993]), что практически не определяет возраст толщи в сколь-нибудь приемлемых пределах. А. Б. Кузьмичев [Кузьмичев, Лебедев, 2008] на основании сложнейших логических выкладок и аналогий пришел к выводу, что возраст пиллоу-лав можно определить по абсолютному возрасту селадонита – минерала-новообразования в межподушечном гиалокластите. Полученные им результаты (K-Ar метод, лаборатория ИГЕМ РАН, 9 образцов) в диапазоне  $134 \pm 4 \div 154 \pm 10$  млн лет, позволяют определять нижний предел возраста пиллоу-лав в 160 – 170 млн лет, а по сугубо личным геолого-тектоническим соображениям этого автора, он может быть и верхнеюрским.

Исходя из предположения о принадлежности предмайской толщи базальтовых порфиритов к единому магматическому циклу с ультрабазитами предмайского комплекса возраст ее условно определяется как раннемезозойский (триасовый ?).

Химический состав пород предмайской толщи дан в таблице 2.

## Химический состав подушечных базальтов предмайской толщи

№п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SO <sub>3</sub>	nnn	Сумма
1	46,59	2,11	14,22	4,23	9,92	0,24	5,60	9,90	2,60	0,10	0,17		0,04	4,55	100,28
2	48,23	1,37	16,09	10,55		0,16	6,69	9,17	2,86	0,06	0,26			4,59	100,03
3	48,02	1,33	15,50	10,04		0,16	6,96	10,92	2,29	0,06	0,23			4,57	100,08
4	47,88	1,78	16,10	10,90										5,25	100,09
5	47,74	1,72	15,05	11,01		0,17	7,68	9,04	1,63	0,03	0,26			5,79	100,12
6	47,03	1,68	15,16	10,69		0,17	6,49	9,75	3,326	0,06	0,22			5,56	100,17
7	46,40	1,19	14,90	8,82	0,15	6,48	12,94	1,94	0,11	0,12			0,16	4,14	100,03
8	49,91	1,72	15,80	9,83	0,18	8,30	9,73	3,54	0,19	0,22	0,07			0,01	100,50
9	47,03	1,74	15,90	12,00	0,23	7,15	9,06	3,20	0,07	0,23	0,09			3,21	99,90
10	46,91	2,01	15,31	11,55	0,22	6,03	9,94	3,10	0,22	0,28	0,07			4,18	99,81
11	46,88	1,67	15,31	10,97	0,18	6,23	9Ю25	3,12	0,20	0,23	0,24			5,11	99,39
12	47,03	1,51	16,64	11,75	0,20	5,84	8,15	2,45	0,41	0,26	0,07			5,74	100,04
13	47,00	1,32	14,76	9,55	0,15	6,34	11,13	2,15	0,29	0,18	0,05			6,60	99,52
14	46,87	1,65	15,38	8,92	0,17	6,41	10,59	2,96	0,05	0,23	0,07			54,52	98,82
15	46,76	1,84	16,48	11,10	0,20	8,03	5,55	3,49	0,23	0,21	0,04			5,76	99,69
16	48,77	1,47	15,36	9,28	0,18	7,39	8,91	3,61	0,30	0,18	0,06			3,46	98,97
17	43,77	1,08	12,58	8,90	0,15	5,71	20,34	1,52	0,13	0,19	0,05			5,11	99,53
18	43,23	1,26	14,78	10,15	0,16	5,62	12,97	3,17	0,89	0,18	0,06			6,77	99,24
19	47,36	1,63	16,57	10,69	0,14	6,12	5,28	2,90	3,54	0,22	0,05			5,20	99,70
20	47,77	1,73	15,77	10,30	0,15	6,16	10,72	1,18	0,01	0,24	0,05			4,26	98,33
21	46,59	1,34	15,88	8,77	0,17	7,28	11,45	2,55	0,04	0,16	0,05			4,28	98,56
22	47,20	1,53	14,90	9,20	0,16	7,00	12,70	2,10	0,10	0,19	0,06			5,50	100,64
23	45,20	1,44	15,35	9,46	0,14	6,44	11,56	0,01	1,98	0,18	0,09			7,26	99,06
24	47,40	0,99	13,30	8,70	0,13	6,60	14,00	0,20	0,10	0,07	0,04			8,80	100,33
	X <sub>18</sub>	47,37	1,58	15,54	10,46	0,18	6,78	9,94	2,67	0,14	0,21				
	S	0,90	0,27	0,54	1,37	0,03	0,76	1,69	0,70	0,11	0,04				
	X <sub>4</sub>	45,56	1,42	14,74	10,88	0,11	6,28	11,22	3,80	1,15	0,21				
	X <sub>2</sub>	46,30	1,22	14,32	9,08	0,14	6,52	12,78	0,11	1,04	0,12				

Примечания: 1–3, 5–16, 20–22 – подушечные базальты, 4, 17–19 – краевые части подушек, 23, 24 – гиалокластиты;

1 – Войцеховский [Государственная..., 1961], 2–6 – Кузьмичев [Кузьмичев, Лебедев, 2008], 8–24 – Драчев [Драчев, Савостин, 1993], 7 – Аулов [Аулов и др., 1991ф];

в анализе 1 – 1,84 CO<sub>2</sub>, анализе 7 – 2,42 CO<sub>2</sub>;

X<sub>18</sub> – средний состав базальтов, S – стандартное отклонение

X<sub>4</sub> – средний состав краевых частей подушек

X<sub>2</sub> – средний состав гиалокластитов.

Таблица 3

## Содержания микроэлементов в базальтовых порфиритах предмайской толщи (г/т)

	n	Cr	Ni	Co	Zn	Zr	Ba	Rb	Sr	La	Ce	Y	Nb	V
1	15	674	141	67	64	94	62	11	51	8,1	15,9	40,8	6,0	240
от – до		359– 1996	102- 192	44–121	38–134	74–123	сл.–320	сл. –40	6–140	сл. –19	сл. –30	31–61	2–9	166–347
2	2	524	217	47	87	118	19	0,71	51	3,8	11,9	39,6	7,6	289
от – до		498–549	198–234	45–49	80–94	97,1–138	15,2–22,8	0,69–0,73	40,8–60,4	2,93–4,58	9,42–14,3	37–41,3	4,13–11,0	283–295
среднее	17	656	150	65	67	97	57	9,8	51	7,6	15,4	40,7	6,2	246

Примечание: 1 – С. С. Драчев, Л. А. Савостин (1993), 2 – А. Б. Кузьмичев, В. А. Лебедев (2008).

По химическому составу (табл. 2, анал. № 1–3, 5–16, 20–22) базальтовые порфириды (пиллоу-базальты) являются основными породами нормального ряда щелочности натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \gg 4$ ), семейству умеренно-глиноземистых оливиновых базальтов-долеритов, несколько более лейкократовых ( $f < 21$ ). Породы являются типичными толеитовыми базальтами. Пониженное содержание щелочей, особенно  $\text{K}_2\text{O}$ , сближает их с базальтами океанических областей, однако по средним содержаниям  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  они ближе к континентальным базальтам.

«Закаленные» части базальтовых подушек (табл. 2, анал. № 4, 17–19) близки по составу к базальтам центральных частей континентов повышенным содержанием  $\text{K}_2\text{O}$ , резкими колебаниями  $\text{CaO}$  (возможно из-за карбонатизации), иногда заметной десиликацией.

Составы межподушечных гиалокластитов (табл. 2, анал. № 23, 24) характеризуются низкими содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$ , повышенным содержанием  $\text{K}_2\text{O}$ . Высокая степень их изменения подчеркивается значительными (7,26 – 8,80 %) потерями при прокаливании.

## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

### Нижний – средний отделы

Прямореченская толща, туор-юряхская и стационарная свиты объединенные ( $T_{1-2pr+st}$ ) распространены на северо-западе и в центральной части о. Котельный. Они слагают единую толщу, существенно сложенную глинами и аргиллитами с прослоями известняков, доломитов, сидеритов, отмечаются единичные прослои туфоалевритов, иногда базальтов. В верхних частях разреза широко развиты пиритовые, фосфатные, сидеритовые, гипсо-карбонатные конкреции. Сколь-нибудь значимые литологические границы внутри толщи отсутствуют и расчленение проведено на основе фаунистических данных. Граница этих отложений с пермскими проводится по смене карбонатных, реже алевритовых пород с фауной и спорово-пыльцевыми комплексами верхнего палеозоя существенно глинистыми отложениями с фораминиферами и брахиоподами триаса. Характер контакта трактуется различно: по данным М. К. Косьюко [*Государственная..., Листы Т-54-XXXI*] контакт трансгрессивный со стратиграфическим перерывом, по другим данным залегание согласное.

Внутреннее строение этих свит достаточно сложно. При общем согласном залегании пород отмечаются внутренние размывы, отдельные пачки часто меняют мощность или выклиниваются. Основной тренд фациальных изменений – уменьшение мощностей с СЗ на ЮВ, уменьшение количества известняков в этом же направлении и замещение их доломитами, увеличение гипсоносности пород, количества конкреций.

Нижние горизонты объединенных свит сложены глинами, аргиллитами с маломощными (до 0,3 м) прослоями известняков, доломитов, алевролитов, огипсованных сидеритов. В неясном залегании отмечены базальты – массивной и миндалекаменной текстуры. Миндалины выполнены хлоритом, цеоли-

том, кальцитом и твердым битумом. В породах находятся остатки фораминифер и брахиопод. Комплекс фораминифер *Psammospaera* cf. *bullata* Vor., *Glo-mospirella* sp., *Ammobaculites longus* Schleifer, *Trochammina* aff. *alpina* Krist., *Spiroplectammina* sp. (ex gr. *biformis* Park, et Ion.), *Verneuilinoides* aff. *mauritian* Terq, *Gaudryna* (?) sp. определяет возраст пород как раннетриасовый, и поскольку отложения перекрываются известняками с раннеоленекской фауной, они имеют индский возраст [Мезозойские..., 1975, Вольнов, Грамберг и др., 1975]. Мощность индских отложений от северо-западного берега к центру острова уменьшается от 35 до 10 м. В этом же направлении возрастает загипсованность пород и содержание сидерита в карбонатных породах [Преображенская, Очаповский, 1980, Спиро, 1975].

Отложения оленекского яруса распространены в северо-западной и центральной частях о. Котельный и залегают согласно на индских. Нижний подъярус сложен аргиллитами, глинами, тонкослоистыми известняками с прослоями мергелей, доломитов, гипсово-сидеритовых пород. Верхний подъярус представлен аргиллитами и глинами с фосфатными и пиритовыми конкрециями, прослоями сидерита, детрито-водорослевых известняков. На разных уровнях отмечается повышенное содержание гипса в породах. Терригенные породы темно-серые, черные, карбонатные, обычно буровато-серые. Органические остатки представлены пелелиподами, аммонитами, брахиоподами, преимущественно в нижнеоленекской части разреза, а также водорослевыми образованиями. Состав нижнеоленекских отложений меняется с северо-запада к центру острова. На севере преобладают известняки, а юго-восточнее толща становится преимущественно глинистой с доломитами. В том же направлении возрастает содержание гипса в породах. Мощность отложений оленекского яруса от 160 м на северо-западе до 15 м в долине р. Туор-Юрях [Мезозойские..., 1975]. Сокращение мощности происходит в основном за счет отложений нижнего подъяруса. Нижнеоленекский подъярус датирован по раковинам аммонитов «*Paranorites*» *ultraradiatus* Popow, *Meekoceras rotundatum* Mojs., *Paranorites* aff. *hydaspis* Spath., *Hedens troemia* aff. *hedensstroemi* Keys., *Xenoceltites* sp., *Wasatschites* sp. и дву-створок *Posidonia mimer* Oeberg, *P. mimer olenekensis* Popow, *Claraia occidentalis* (White).

Верхние 10–20 м разреза, представленные черными сланцеватыми глинами с горизонтами мелких фосфатных конкреций с многочисленными *Claraia aranea* Tozer (96), относятся к верхнеоленекскому подъярису. Кроме них собраны остатки *Prosphingites czekanowskii* Mojs., *Olenekites spiniplicatus* (Mojs.), *Keyserlingites nikitini* (Mojs.).

Отложения анизийского яруса, залегающие с небольшим перерывом, представлены аргиллитами и аргиллитоподобными глинами черного и буровато-серого цвета с прослоями глинистых доломитов, с фосфатными конкрециями, содержащими пирит и гипс. Ископаемые остатки – аммоноидеи, двустворки и остатки позвоночных. Мощность отложений на северо-западном берегу около 100 м. В центре острова, в обнажениях встречены только фрагменты разреза.

Органические остатки *Karangatites archipovi* Dagys et Ermakova, *K. evolutus* Popow, *Stenopopanoceras karangatiense* Popow, *Grambergia kharaulakhensis* Popow, *Parapopanoceras medium* McLearn, *P. paniculatum*

Роров и др. характеризуют нижний подъярус. Раковины *Arctohungarites ventroplanus* Popow, *A. triformis* (Mojs.), *Malletoptychites* cf. *kotschetkovi* Роров – средний подъярус. Верхние горизонты содержат фаунистические остатки верхнего подъяруса *Amphipopanoceras dzezinense* Voin., *Parapopanoceras tetsa* McLearn, *Parafrechites sublaqueatus* (Butschk.), *Meleagrinnella* cf. *tasaryensis* (Vor.), *Daonella dubia* (Gabb), *Posidonia taimyrensis* Kur., *Leptochondria alberti* (Goldf.), *Meleagrinnella omolonensis* Butschk. и др.

Породы ладинского яруса развиты там же, где и анизийские. Это аргиллиты и глины черного, темно-серого и бурого цветов с прослоями и линзами до 0,7 м известняков, доломитов с мелкими фосфатными, сидеритовыми и пиритовыми конкрециями.

Мощность отложений яруса вдоль северо-западного берега о. Котельный определена в материалах геологосъемочных работ 1:200 000 [*Государственная..., Листы Т-54-XXXI*], тематических исследований (1972–1977 гг.) [*Вольнов, Грамберг и др., 1975, Коско и др., 1978*] и ревизионных работ (1983–1984 гг.) [*Черкесов, Касаткина, 1985*] в 60–80 м. По данным исследований А. Ю. Егорова и др. [*Стратиграфия триасовых..., 1987*] она составляет 6 м.

Нижний подъярус датируют остатки *Arctoptychites omolojensis* Arch., *Aristoptychites kolymensis* Kipar., двустворки *Daonella frami* Kittl., *D. prima* Kipar., *D. cf. subarctica* Роров. В 40 м выше собраны фораминиферы нижнего подъяруса *Hyperammina* aff. *perelegans* Kotschetkova, *Ammodiscus* ex gr. *tenuissimus* Gumbel, *A. filiformis* Reuss, *Nodosaria* aff. *metensis* (Terq.), *Frondiculina* ex gr. *lepida* Gerke, *Rectoglandulina simpsonensis* Tapp. и др. Венчает разрез 10-метровая пачка верхнего подъяруса с остатками *Nathorstites gibbosus* Fieb. и *Daonella frami* Kittl.

Для отложений нижнего – среднего отделов на о. Котельный характерно уменьшение мощностей от 370 м на северо-западном побережье до 15 м на р. Туор-Юрях, в центре острова. В этом же направлении происходит обеднение комплексов фауны и, вероятно, выклинивание отдельных горизонтов и отмечаются перерывы внутри нижнего-среднего триаса в центре острова.

## Верхний отдел

**Карнийский – норийский ярусы.** Отложения карнийского и норийского ярусов представлены объединенными свитами шейнинской и тихорецкой. Они известны на северо-западном побережье о. Котельный, в центре острова, в бассейне притоков р. Балыктах, и юго-востоке острова, в береговых обрывах бухты Смирницкого.

Шейнинская и тихорецкая свиты объединенные (Т<sub>3</sub> *šn+tr*) сложены темно-серыми и буроватыми аргиллитами и черными аргиллитоподобными глинами с сидеритовыми, пиритовыми и реже фосфатными конкрециями, с прослоями сидеритов, реже органогенных водорослевых и водорослево-детритовых известняков. В породах найдены остатки пелелипод, аммоноидей, а также брахиоподы, фораминиферы и др. Сопоставление

разрезов по площади о. Котельный показало, что наиболее полный разрез верхнего отдела развит на северо-западном побережье и на р. Тихая (№ 15). В центре из разрезов выпадают частично или полностью карнийские отложения и низы норийского яруса. Фациальные изменения выражаются в замещении аргиллитов глинами с северо-запада к центру острова, в увеличении содержания в породах гипса и в появлении в центре значительных количеств водорослевых известняков. На юге толща становится более литифицированной, глины отсутствуют, аргиллиты часто тонко рассланцованы. В наиболее полных разрезах найдены остатки *Discophyllites taimyrensis* Popow, *Stolloytes tenuis* Stoll., *Nathorstites gibbosus* Stoll., *Sirenites* cf. *hayesi* Smith, *Neosirenites* cf. *pentastichus* Vozin, *N.* cf. *irregularis* Popow, *Striatosirenites* cf. *buralkitensis* Popow, *Proarcestes gaytani* Klipst., *Indigirohalobia zhilnensis* (Polub.), *I.* cf. *korkodonica* (Polub.), *Zittelihalobia* cf. *ornatissima* (Smith.) и др., характеризующие нижний подъярус карнийского яруса. Раковины *Sirenites* cf. *yakutensis* Kipar., *Zittelihalobia ornatissima* Smith., *Z.* cf. *praesuperba* Kittl. и др. определяют верхний подъярус. Мощность карнийского яруса достигает 270 м.

Верхняя часть разрезов охарактеризована остатками фауны норийского яруса *Dittmaritoides* sp., *Arcestes* cf. *seimkanensis* Bytschk., *Rhacophyllites* sp., *Placites* sp., *Zittelihalobia obrucheви* Kipar., *Zaotii* Kob. et Ich., *Z. fallax* Mojs., *Z. kawadai* Jehara, *Otapiria ussuriensis* Vor., *O.* cf. *dubia* Ich., *O. annulata* Polub., *Monotis scatiformis* Kipar., *M. daonellaeformis* Kipar., *M. setakanensis* Kipar., *M. pinensis* West., *M. ochotica ochotica* (Keys.), *M. ochotica densistriata* (Tell.), *M. pachypleura* (Tell.), *M. ambigua* Tell., *M. jakutica* (Tell.) и др. Мощность норийского яруса до 530 м. Общая мощность верхнего отдела доходит до 800 м [Государственная..., Листы Т-54-XXXI, Мезозойские..., 1975].

Нерасчлененные отложения (Т) выделяются условно на территории Земли Бунге (Фаддевская СФЗ), практически полностью закрытой четвертичными образованиями.

Выделение триасовых отложений основывается на представлении о продолжении триасового бассейна к востоку от о. Котельный, где разрез слагается всеми тремя отделами. Основанием этого являются данные сейсмического профиля через северные районы Земли Бунге [Лупков и др., 1976, Пискарев и др., 1973ф].

По этим материалам, между обнажающимися палеозойскими карбонатными отложениями со скоростями распространения отраженных волн в 6,2–6,7 км/с и породами нижнего отдела меловой системы ( $V=3,3-3,5$  км/с), которые также выходят на дневную поверхность, фиксируется промежуточный слой мощностью до 1500 м со скоростями 4,5–4,6 км/с, вероятно, триаса и юры. Судя по материалам буровых работ (см. ниже), мощность нерасчлененных юрских отложений оценивается в 700 м, в связи с чем мощность триасовых отложений на Земле Бунге определяется в 800 м.

## ВЕРХНИЙ ТРИАС – НИЖНЯЯ ЮРА

Песцовая свита ( $T_3-J_{1ps}$ ) (ранее верхнетриасовые-нижнеюрские отложения) известна в центральной части о. Котельный (№ 16) [Государственная..., Листы Т-54-XXXI, Мезозойские..., 1975]. Разрез образован аргиллитами и аргиллитоподобными глинами с прослоями сидеритовых известняков, алевролитов, реже песчаников с сидеритовыми, пиритовыми и реже фосфатными конкрециями. Цвет терригенных пород черный, буровато-черный, серый. На плоскостях напластования встречаются знаки ряби, трещины усыхания. Из палеонтологических остатков встречены пелециподы, морские лилии, кости позвоночных, определены фораминиферы. Непосредственный контакт с подстилающими породами не наблюдался, предполагается согласное залегание с небольшими местными размывами и налегание на различные горизонты триаса и среднего и верхнего палеозоя. Мощность песцовой свиты 800 м [Государственная..., Листы Т-54-XXXI, Мезозойские..., 1975]. Нижняя часть разреза (500 м) над слоями с монотисовой фауной охарактеризована фораминиферами двух групп форм: известных только из рэтского яруса *Ammobaculites cf. zlabachensis* Krist. Tollmann, *Recurvoides* sp. и известных из рэта и лейаса *Glomospira perplexa* Franke, *Reophax cf. densus* Tarr. По спорово-пыльцевым комплексам отложения должны быть отнесены к триасу. Вышележащая часть разреза (300 м) содержит многочисленные *Otapiria originalis* Kipar., *O. cf. originalis* Kipar., *Pseudomytiloides ex gr. sinuosus* Polub., характерные для геттангских отложений. Комплексы микрофауны определяют возраст плинсбахским веком. Спорово-пыльцевые комплексы – раннеюрские.

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Отложения юрской системы широко развиты в регионе. Они наблюдаются на северо-востоке территории (Бальктах-Анисинская и Фаддеевская СФЗ), где по составу пород и характеру разреза они явно продолжают формирование существенно аргиллито-глинистых толщ, идентичных нижележащим толщам и свитам триаса. В Ляховско-Столбовской и Фаддеевской СФЗ юрские отложения представлены позднеюрскими флишоидными образованиями, формирование которых продолжалось в раннем мелу.

### Верхний отдел

Позднеюрские отложения Ляховско-Столбовой СФЗ на о. Столбовом и о. Мал.Ляховском представлены ритмично слоистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, образующими единую позднеюрско-раннемеловую формацию. Верхнеюрская ее часть выделена в скалистую свиту.

Скалистая свита ( $J_3sk$ ) выходит в ядре антиклинальной складки на северо-западном берегу о. Столбовой (№ 20, 21) в 3 км южнее м. Скалистый. Здесь обнажаются (снизу вверх):

1) песчаники серые, мелкозернистые, волнисто-и параллельно-слоистые с прослоями (до 0,4 м) алевролитов (13 м);

2) аргиллиты темно-серые, тонкоплитчатые с прослоями (до 0,4 м) алевролитов и песчаников (9 м);

3) песчаники серые, мелкозернистые, массивные с прослоями (до 0,4 м) аргиллитов, содержащих растительные остатки (8 м);

4) аргиллиты темно-серые, плитчатые с прослоями (до 0,6 м) известковистых параллельно и косослоистых алевролитов (30 м);

5) алевролиты и аргиллиты серые, темно-серые, массивные, реже тонкослоистые с маломощными прослоями песчаников, количество которых вверх по разрезу увеличивается; породы этого слоя описаны по делювиальным развалам и редким коренным выходам (300–350 м); к этим породам приурочена находка остатков *Buchia* cf. *concentrica* (Sow.); песчаники серые, мелко- и среднезернистые, массивные с прослоями (до 0,5 м) алевролитов и аргиллитов (30 м);

6) чередование пластов (до 9 м) серых мелкозернистых песчаников и пачек (до 7,5 м), ритмично переслаивающихся алевролитов и аргиллитов или алевролитов, аргиллитов и песчаников, в нижних слоях найдены остатки *Buchia* ex gr. *mosquensis* (Buch) (73 м);

7) песчаники серые, мелкозернистые, массивные с редкими прослоями (до 0,1 м) алевролитов и аргиллитов (18 м);

8) чередование пластов (до 7,5 м) серых мелкозернистых песчаников и пачек (до 4,0 м) ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов (28 м);

9) аргиллиты темно-серые, алевролитистые и углистые с прослоями (до 0,4 м) алевролитов (19 м);

10) чередование пластов (до 13 м) серых мелкозернистых песчаников и пачек той же мощности, ритмично переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и реже песчаников, в кровле присутствуют известковистые аргиллиты с остатками *Buchia* sp. (cf. *rugosa* Fisch.) (88 м);

11) песчаники серые, мелко- и среднезернистые, массивные, с прослоями (до 1 м) алевролитов и аргиллитов. В песчаниках остатки *Buchia* ex gr. *fischeriana* (d'Orb.) (31 м);

12) переслаивающиеся (до 0,4 м) серые мелко-и среднезернистые песчаники, темно-серые алевролиты и аргиллиты, в средней части пласт песчаников серых мелкозернистых массивных мощностью 7 м (23 м).

Время формирования отложений скалистой свиты на о. Столбовой определяется оксфордским – титонским веками. Общая мощность разреза 670–720 м [Виноградов, Явшиц, 1975].

На о. Мал. Ляховский [Бондаренко, Арго, 1978] отложения верхней юры обнажены на небольших разобренных участках вдоль восточного и северного побережья; вскрыты скважинами 45 и 41 под чехлом четвертичных отложений. Видимая мощность верхнеюрских отложений около 100 м. В основании разреза залегает 30-метровая пачка черных аргиллитов. Они перекрываются существенно песчанниковой пачкой мощностью около 60 м и пачкой алевролитов и аргиллитов мощностью 10 м. В песчаниках на восточном бере-

гу острова обнаружены остатки *Buchia mosquensis* (Buch), характерные для позднего кимериджа и начала титонского века.

В материковой части региона верхнеюрские отложения обнажены очень плохо и наблюдаются, в основном, в элювиально-делювиальных развалах в экзоконтактных зонах интрузий. Только на правом берегу р. Улар [Прохорова и др., 1968] в каньоне южнее массива Урюнг-Хастах наблюдался следующий разрез верхнеюрских отложений (снизу вверх):

1. песчаники серые и темно-серые мелко- и среднезернистые с единичными прослоями сланцев – 80 м;
2. переслаивание серых и темно-серых мелкозернистых песчаников (0,5–2,5 м) с редкими прослоями черных углистых сланцев с *Cardioceras sp.* (до 0,3 м) – 40 м;
3. песчаники серые, светло-серые мелкозернистые – 85–95 м;
4. переслаивание темно-серых мелкозернистых песчаников (до 3м), серых алевролитов, черных углистых сланцев и аргиллитов с растительными остатками – 35–40 м;
5. песчаники, идентичные п.1) – 40–50 м;
6. переслаивание тождественно п.4) – 45–50 м;
7. песчаники светло-серые мелкозернистые (0,5–1,5 м) с прослоями черных и темно-зеленых сланцев (0,1–0,8 м) – 75 м.

Мощность этого разреза 380–430 м.

Сколько-нибудь достоверные данные об общей мощности верхнеюрских отложений на материке отсутствуют.

В разрезах верхней юры в районе гор Урюнг-Хастах, Харстан и Чокурдах также отмечается чередование существенно песчаниковых пачек и пачек переслаивающихся аргиллитов, глинистых сланцев, алевролитовых аргиллитов и песчаников мощностью по несколько сотен метров [Узюнкоян и др., 1979ф, Шапиро и др., 1970ф]. В породах обнаружены остатки пеллеципод и аммонитов оксфорд-кимериджского возраста.

Сходство петрографического состава пород, характера их переслаивания, одинаковый комплекс фаунистических остатков, залегание в единой структурно-фациальной зоне позволяют относить рассмотренные верхнеюрские отложения на материке к скалистой свите, выделенной на о. Столбовой.

### Нерасчлененные отложения

Нерасчлененные отложения юрской системы слагают значительные районы Земли Бунге, они развиты на и востоке о. Котельный. В большинстве мест они вскрыты буровыми скважинами на закрытых территориях. На левобережье среднего течения р. Балыктах юрские отложения изучались в разрозненных выходах [Государственная..., Листы Т-54-XXXI, Вольнов, Грамберг и др., 1975].

В целом, эта толща аргиллитов и глин отличается от подстилающих отложений большим содержанием алевролитов и песчаников. В составе нерасчлененных юрских отложений присутствуют отложения нижнего, среднего и низов верхнего отделов. Их отношения, как и контакт с подстилающими три-

асово-юрскими отложениями, не наблюдались. Предполагается, что верхнетриасовый – юрский разрез не содержит существенных перерывов.

На карте эти отложения показаны как объединенные тугуттахская и глубокинская толщи (Jtg+gl)

Отложения нижнего отдела занимают значительные площади на востоке о. Котельный, на левобережье р. Балыктах и вскрыты в скважинах 3 и 13 на востоке Земли Бунге и в северной части зал. Геденштрома.

На о. Котельный толща состоит из аргиллитов с прослоями алевролитов и песчаников с пиритовыми и сидеритовыми конкрециями. Аргиллиты черные и черно-бурые, алевролиты черные и серые глинистые и известковистые. Песчаники серые мелкозернистые, часто алевролитистые, полимиктовые с глинисто-карбонатным цементом, иногда с глинисто-сидеритовой галькой. Из органических остатков встречаются фораминиферы и пелициподы. Мощность около 300 м. Раннеюрский возраст толщи определяется по фораминиферам и пелициподам. Большинство фораминифер наиболее характерно для среднего лейаса. Виды *Astacolus arietis* (Terq.) и *Lagena aphela* Tapp. известны из лейаса Северной Америки. Раковины двустворок *Otapiria limaeformis limaeformis* Tuck., *O. limaeformis affecta* Polub. сходны с формами из синемюрского яруса Северо-Востока России [Государственная..., Листы Т-54-XXXI, Мезозойские..., 1975].

На востоке Земли Бунге (скв. 3) и в северной части залива Геденштрома (скв. 13) отложения нижней юры представлены песчаниками, с подчиненным количеством алевролитов и аргиллитов. В скв. 3 вскрыты 110 м разреза. Порода залегает наклонно под углом 25°. В основании разреза, вскрытого скважиной, залегает (снизу вверх):

1) алевролиты и аргиллиты темно-серые и коричневато-серые, литифицированные, содержащие отдельные пласты песчаников, плотных мелкозернистых слоистых, в алевролитах остатки пелиципод плохой сохранности *Dacryomya* sp. indet., *Tancredia* sp. indet., *Pleuromya* sp. indet., *Pecten* sp. indet., *Nucula* (?) sp. indet., *Aequipecten* sp. indet., которые могут принадлежать к нижней и средней юре (8 м);

2) песчаники светло-серые, зеленоватые и изредка бурые, плотные, мелкозернистые с горизонтальной и косой, реже волнисто-линзовидной слоистостью. Прослой слоистых и массивных алевролитов и аргиллитов, округлые конкреции пирита, карбонатные стяжения, мелкие линзочки каменного угля и обломки углефицированной древесины; видны следы подводного оползания. В песчаниках разнообразные фораминиферы *Hyperammia neglecta* Gerke et Sossip., *Trochammia lapidosa* Gerke et Sossip., *Ichthyolaria terquemi* Orbigny, *Rectoglandilina pseudovulgata* Gerke, *Marginulinopsis schleifer* Gerke, *Marginulina terquemi* Orbigny плинсбахского возраста (102 м).

Отложения среднего отдела вскрыты скважинами 1, 4, 7, 9 и 14 в различных частях Земли Бунге. На границе с о. Котельный, в юго-западной части Земли Бунге среднеюрские породы изучены в скв. 1. Они здесь представлены глинистыми алевролитами серого цвета с маломощными прослоями алевролитов песчанистых, доломитистых, тонко волнисто-слоистых с видимой мощностью 37,4 м. Подстилающие породы не вскрыты. В породах найдены фораминиферы *Astacolus pallida* Schleif., *Nodozaria nitidana* Brand.,

*Pseudonodosaria sowerbyi* Schwag. и др. предположительно ааленского возраста.

В скв. 9, расположенной на юго-востоке Земли Бунге, вскрыты нижние части разрезов средней юры. Они представлены алевролитами глинистыми светло-серыми, массивными и тонкослоистыми с прослоями плотных песчаников и аргиллитов серого и темно-серого цвета. Породы залегают под углом 45°. Мощность вскрытых отложений около 90 м. По всему разрезу в алевролитах раковины пелеципод *Mytiloceramus elegans* (Kosch.), *M. sp. indet.*, скорее всего позднеааленского возраста. В скв. 14, в средней части залива Геденштрома, вскрыты породы аналогичные разрезу скв. 9 (43 м). Породы залегают с наклоном в 45°. В основании разреза скважины найден обломок раковины ааленского аммонита *Pseudolioceras sp.* (aff. *maclintocki* Haught.). По всему разрезу встречены многочисленные раковины двустворок *Mytiloceramus elegans* (Kosch.), *M. lungershauseni* (Kosch.), *M. jurensis* (Kosch.), *M. cf. menneri* (Kosch.), *Dacryomya cf. lactima* (Sow.) и др. и богатый комплекс фораминифер *Astaculus pallida pallida* Schleif., *A. hatangensis* Schleif., *A. aff. praefoliaceus* Gerke, *Leuticulina externa* Schleif., *L. multa* Schleif., *L. nordvikensis* Mjatl., *H' aplophzagmoides cf. zhiganicus* Lev, *Ichthyolaria ex gr. suprajurensis* Mjatl., *Vaginulina ex gr. harpa* Roemer, *Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et Sossip., *Saccamina compacta* Gerke и др.

Комплекс пелеципод характерен для верхнего аалена – нижнего байоса, фораминиферы имеют ааленский возраст. Среднеюрские отложения встречаются также в русле р. Драгоценная на границе с Землей Бунге (скв. 18). Здесь обнаружены сидеритовые конкреции размером до 1 м, их обломки и галька фосфоритсодержащих глауконитовых песчаников [Вольнов, 1975]. Морфология и состав конкреций позволяют предполагать, что вмещающие их породы представлены глинами и глинистыми алевролитами. В конкрециях содержатся раковины ранне- и среднекембрийских аммоноидей *Cadoceras cf. catostoma* Pompeckj, *C. subcatostoma* Voron., *C. cf. wosnessenskii* (Grewingk), а также пелециподы *Mytiloceramus cf. vagt* (Kosch.), *Pleuromya cf. alduini* Br., *Zeilleria sp.* и белемниты.

Мощность отложений средней юры до 300 м.

Более высокие горизонты средней юры – низы верхней юры были вскрыты в скв. 4, где породы залегают горизонтально. В разрезе скважины описаны (снизу вверх):

- 1) алевролиты глинистые серые и темно-серые (8,5 м);
- 2) песчаники среднезернистые зеленовато-серые с единичными мелкими гальками основных эффузивов и обломками раковин пелеципод (7,5 м);
- 3) алевролиты глинистые, серые и темно-серые с редкими прослоями (от нескольких сантиметров до 0,25 м) серых мелкозернистых алевритистых песчаников мощностью 1 м, в породах раковины двустворок плохой сохранности *Camptonectes cf. lens* Sow., *Astarte sp.* (cf. *cordata* Trautsch.), *A. sp. indet.* *Nucula sp. indet.*, и брахиопод «*Terebratula*» (*Dictyothyris*) *sp. indet.* Их временной диапазон охватывает среднюю юру- низы верхней юры (67,5 м);

4) алевриты глинистые плитчатые слабо-литифицированные, серые с редкими обломками створок *Cyprina* (?) sp. indet., *Astarte* sp. indet., по которым возраст не устанавливается (22,5 м).

Мощность вскрытых пород 106 м.

Общая мощность нерасчлененных юрских отложений в районе Земли Бунге предположительно оценивается в 700 м [Пискарев и др., 1973].

## ВЕРХНЯЯ ЮРА–НИЖНИЙ МЕЛ

Кигиляхская свита ( $J_3$ - $K_1kg$ ) объединяющая отложения верхнего отдела юры и нижнего отдела мела, выделяется только на о. Бол. Ляховский (Ляховско-Столбовская СФЗ). Контакты ее с подстилающими и перекрывающими образованиями нигде не наблюдались [Государственная..., Листы Т-54-XXXI]. Толща представлена черными и темно-серыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками. В ее составе выделяются три части. Нижняя представлена ритмично переслаивающимися (до 0,5 м) аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками (200–250 м); средняя сложена массивными песчаниками с редкими горизонтами (1–2 м) песчаных аргиллитов и алевролитов (300 м); верхняя часть (200 м) имеет алевролитово-аргиллитовый состав, прослой песчаников (до 1 м) сравнительно редки. Общая видимая мощность отложений 700–750 м. По своим структурно-текстурным особенностям толща отвечает типичным флишевым образованиям.

Органических остатков в кигиляхской свите не обнаружено. Ее позднеюрский-раннемеловой возраст устанавливается по сходству ее состава и строения с фаунистически охарактеризованными юрскими и меловыми отложениями островов Столбовой и Мал. Ляховский той же структурно-фациальной зоны. В тоже время нельзя не отметить, что в 1987г. геологом Восточно-Сибирской партии ПМГРЭ Д. Э. Бех-Ивановым при опробовании поисковых скважин №№ 448, 512, 704 по линии 038 в проливе Этерикан из отложений коры выветривания, развитой по породам, отнесенным к кигиляхской свите, в шлиховых пробах были обнаружены остатки пиритизированной микрофауны. В. А. Басов определил среди них: *Dentalina*, *Astacolus*, *Vaginulinopsis*, *Ichtyolavia*, *Dingulina*, *Nodozaria*, *Lenticulina*, *Pseudonodosaria*, *Glinitzinita*, *Polymorphinidae*, *Globulina*, *Marginulinopsis*, *Zoguttalina*, *Fronicularia*. Кроме того, Н. В. Куприянова и О. М. Лев определили остатки остракод *Odmococha*, *Paracypris*, *Mandelstamia*. Выделенный комплекс фораминифер и остракод, по мнению определявших его специалистов, похож на раннеюрский (геттанг-плинсбахский) морской комплекс Западной Европы и крайнего севера СССР. Если принять залегание этой микрофауны *in situ* то в качестве рабочей гипотезы на будущее, следует признать раннеюрский возраст хотя бы части «кигиляхских» отложений о. Бол. Ляховский.

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

### Нижний отдел

Раннемеловые отложения, развитые на территории листа, заметно различаются в разных структурно-фациальных зонах.

Столбовская свита ( $K_{1st}$ ) на островах Столбовом и Малом Ляховском (Ляховско-Столбовская СФЗ) согласно залегает на отложениях скалистой свиты ( $J_{3sk}$ ), граница с которой определяется по смене фаунистических комплексов. Рассматриваемая свита сложена теми же ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Ритмичность прямая, преобладающая мощность ритмов 0,5–1 м.

На о. Столбовой [Виноградов, Явшиц, 1975] разрез столбовской свиты непосредственно наращивает толщу верхней юры (№ 20). На северо-западном берегу о. Столбовой на слое 13 титонского яруса (см. разд. «верхний отдел» юрской системы) залегают (снизу вверх):

1) песчаники серые, мелко- и средиезернистые, массивные с прослоями (0,3–0,7 м) темно-серых алевролитов и аргиллитов, в 10–12 м от подошвы пачки в алевролитах встречаются остатки *Buchia* sp. (ex gr. *okensis-spasskensis* Pavl.) берриасского возраста (38 м);

2) пачка переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов (слои от 0,1 до 0,5 м), в алевролитах обильные растительные остатки (12 м); 3) песчаники серые, мелко- и среднезернистые, массивные с прослоями темно-серых алевролитов и аргиллитов (56 м).

Мощность нижней части меловых отложений в районе м. Скалистый 106 м.

Выше разрез наращивается в районе оз. Мелкое:

4) песчаники серые мелкозернистые, тонкослоистые с редкими пачками (до 1,2 м) переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с отпечатками пелеципод (12 м);

5) пачка переслаивающихся алевролитов, аргиллитов, реже песчаников (20,5 м);

6) чередование пластов (0,5–1,5 м) песчаников и пачек до 2,5 м переслаивающихся алевролитов и аргиллитов, в алевролитах пелециподы *Buchia* sp. (aff. *nuciformis* Pavl.) (24 м);

7) песчаники серые, мелкозернистые, массивные и грубослоистые с редкими прослоями (до 0,6 м) алевролитов, аргиллитов и пачками их тонкого переслаивания, алевролиты и аргиллиты содержат остатки *Buchia fischeriana* (d'Orb.), *B. lahuseni* (Pavl.) (39 м);

8) алевролиты темно-серые массивные, песчаные (5,5 м);

9) переслаивающиеся серые мелкозернистые песчаники, темно-серые алевролиты и аргиллиты (15 м);

10) песчаники серые, мелко- и среднезернистые, массивные и слоистые, с редкими прослоями аргиллитов, алевролитов и двумя пачками (1,8 и 8 м) их тонкого переслаивания (27,5 м);

11) аргиллиты темно-серые, тонкоплитчатые, с прослоями (0,1–0,7 м) серых косослоистых алевролитов (4 м);

12) песчаники серые, мелко- и среднезернистые, массивные и грубослоистые, местами известковые с прослоями (до 0,2 м) темно-серых аргиллитов и двумя пачками (2 и 1,2 м) тонкопереслаивающихся аргиллитов и алевролитов, аргиллиты содержат углефицированную древесину (30 м);

13) переслаивающиеся темно-серые алевролиты и аргиллиты с пеллециподами *Buchia* sp. (cf. *lahuseni* Pavl.) – 8,5 м; 14) песчаники серые мелко- и среднезернистые, слоистые, участками известковые, с пачками до 1,1 м тонкопереслаивающихся алевролитов и аргиллитов (16 м).

Общая мощность изученной части нижнего мела на о. Столбовой 308 м. Собранные по разрезу пеллециподы датируют вмещающие отложения берриасским – валанжинским ярусами. К верхним горизонтам приурочены также находки фауны *Buchia* aff. *okensis* (Pavl.), *B.* aff. *volgensis* (Lah.), *B.* aff. *robusta* (Pavl.), *B.* aff. *andersoni* (Pavl.) того же возраста.

На о. Мал. Ляховский [Беймарт, Гаврилов, 1975ф, Бондаренко, Арго, 1978] нижнемеловые отложения обнажены на западном и северо-восточном берегах, и вскрыты меридиональным профилем скважин 42–44 под чехлом молодых отложений. Нижний контакт не установлен. Наиболее полный разрез нижнего мела изучен к северу от руч. Каменистый, где залегают (снизу вверх):

1) песчаники серые и зеленоватые, мелкозернистые, массивные и слоистые, с редкими прослоями (до 1 м) темно-серых алевролитов и аргиллитов (60 м);

2) переслаивающиеся зеленоватые массивные песчаники, темно-серые тонкослоистые песчаники и алевролиты (43 м);

3) песчаники зеленоватые мелкозернистые массивные с прослоем мощностью 2,3 м черных алевролитов с углефицированными обломками древесины (30 м);

4) аргиллиты черные тонкоплитчатые, углистые с прослоями зеленоватых песчаников и темно-серых алевролитов (17 м);

5) песчаники серые мелкозернистые массивные с редкими прослоями (до 3–4 м) темно-серых аргиллитов и алевролитов с растительными остатками (52 м);

6) аргиллиты черные тонкоплитчатые (6 м);

7) песчаники зеленоватые и светло-серые, мелко- и среднезернистые, массивные и тонкослоистые с единичными прослоями (до 1 м) темно-серых и черных алевролитов и аргиллитов, в основании пачки в песчаниках карбонатные конкреции, вблизи кровли встречены валанжинские пеллециподы *Buchia uncutoides* (Pavl.), *B.* *crassicollis* (Keys.), *B.* cf. *sublaevis* (Keys.), *B.* *sibirica* (Sok.), *B.* *keyserlingi* (Lah.) – 65 м;

8) закрыто (55 м);

9) песчаники серые мелкозернистые, массивные с прослоем 0,5 м черных алевролитов с углефицированными растительными остатками (14 м);

10) аргиллиты черные, тонкоплитчатые с прослоями (до 2 м) среднезернистых массивных песчаников (30 м);

11) переслаивающиеся черные аргиллиты, темно-серые тонкослоистые алевролиты, реже серые мелкозернистые песчаники (30 м).

Видимая мощность отложений 393 м.

Можно предположить с учетом находки на о. Мал. Ляховский только валанжинских пеллеципод, что разрез нижнего мела о. Мал. Ляховский, перекрывая аналогичные отложения о. Столбовой, является более высоким горизонтом мела – валанжинским ярусом<sup>3</sup> и общая мощность столбовской свиты, вероятно, достигает 500 м.

Балыктахская свита ( $K_1bl$ ) наиболее полно обнажена на о. Котельный (Балыктах-Анисинская СФПЗ). Восточнее на Земле Бунге и о. Фаддеевский отложения свиты наблюдаются в единичных выходах, вскрыты скважинами, также вероятно наличие их аналогов на прилегающем шельфе. Слагающие свиту породы в основном поле их развития (р. Балыктах близ устья р. Тугуттах, №19) представлены глинами, алевритами и алевролитами, песками и песчаниками, каменным углем в пластах до 25 м мощностью, прослоями и линзами конгломератов, в верхних частях разреза развиты игнимбриты и лавы риолитового состава (табл. 4). В породах обычны сидеритовые и глинисто-известковые конкреции.

Алевропелитовые и псаммитовые породы свиты характеризуются в сравнении с триасово-нижнеюрскими аналогами заметно меньшей степенью диагенеза, вследствие чего в обнажениях они наблюдаются в виде супесей и суглинков. Риолиты содержат вкрапленники кварца, реже калишпата и плагиоклаза в стекловатой основной массе микрофельзитового, микропойкилитовой или сферолитовой структуры.

Таблица 4

**Химический состав позднемеловых риолитов**

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	nnn	сумма
1	74,00	0,44	12,24	2,36	0,95	0,09	0,31	1,42	5,52	5,14	0,14	0,71	100,40
2	72,82	0,49	13,62	1,59	0,89	0,04	0,33	0,59	2,24	5,19	0,22	2,73	99,63
3	70,73	0,35	13,95	0,95	1,63	0,04	0,04	1,56	2,83	4,43	-	-	-

Примечание: 1 – Земля Бунге, колл. О. А. Иванова; 2 – Земля Бунге, колл. Г. В. Труфанова; 3 – о. Котельный, колл. Э. Ф. Толля [*Государственная..., Листы Т-54-XXXIV..., 1986; Дорофеев и др., 1999*].

<sup>3</sup> **Примечание редактора:** по А. Б. Кузьмичеву и др. [*Кузьмичев, Захаров, Данукалова, 2009*] столбовская свита содержит слои верхневожского подъяруса, берриасского яруса и нижневаланжинского подъяруса. Полевая документация разреза позволяет детализировать реконструкцию обстановки осадконакопления.

В бассейне р. Балыктах в разрезе свиты по данным А. Б. Кузьмичева [Кузьмичев, Александрова, Герман, 2009] вулканиты представлены в основном игнимбритовыми разностями.

На подстилающих триасово-юрских отложениях балыктахская свита залегает с размывом и угловым несогласием. В разрезе свиты выделяются две части: нижняя – терригенно-угленосная, верхняя – с существенной примесью вулканогенного материала. А. Б. Кузьмичев [Кузьмичев, Александрова, Герман, 2009] выделяет третью часть – тугуттахскую толщу, однако она вполне коррелируется с верхней частью свиты.

Нижняя часть разреза детально изучена по берегу р. Балыктах в ее среднем течении. Здесь на размытых отложениях верхнего триаса – нижней юры залегают (снизу вверх):

1) глины алевроитовые, буровато-серые с обломками, валунами и галькой палеозойских и мезозойских пород, в том числе с триасовой фауной *Monotis* ex gr. *ochotica* Keus, и др., с переотложенными раннеюрскими фораминиферами со смешанным спорово-пыльцевым комплексом с триасовыми, юрскими и меловыми формами (60 м);

2) глины алевроитовые, серые и темно-серые, углистые с крошкой каменного угля (32 м);

3) пласт каменного угля, полосчатого, блестящего, полублестящего и матового (25 м);

4) алевроиты глинистые, буровато-серые, вязкие, пески, песчаники желтовато-серые, параллельно- и косослоистые, с углистым детритом; в глинистых алевроитах найдены споры и пыльца апт-альбского возраста (47 м);

5) каменный уголь, пласт сложного строения (1 м);

6) глины серые, песчано-алевроитовые с сидеритовыми конкрециями, с комплексом спор и пыльцы апт-альбского возраста (27 м);

7) каменный уголь с прослоями глин (2,3 м);

8) алевроиты глинистые, серые с редкими конкрециями сидерита (22 м);

9) каменный уголь с прослоями глин (4,3 м);

10) глины алевроитистые и алевроиты глинистые, желтовато-серые и серые, с прослоями алевролитов с сидеритовыми конкрециями; отпечатки листьев *Birisia onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl., *Ginkgoites volnovii* Vassilevsk., *Sphaenobaiera flabellata* Vassilevsk., *Ixostrobus laxus* Vassilevsk., *Podozamites* ex gr. *eichwaldii* Schimp., *Pityophyllum arcticum* Vassilevsk., *P. staratschinii* (Heer) Nath., споры, пыльца (15 м);

11) каменный уголь (1,0 м);

12) алевролиты глинистые и глинисто-карбонатные, косо- и волнистослоистые, с растительным детритом и минерализованными обломками древесины, с сидеритовыми конкрециями и линзами песчаников (15 м);

13) каменный уголь однородный блестящий (1,2 м);

14) линзовидно переслаивающиеся алевроиты глинистые, серовато-желтые, глины алевроитистые, серые, доломитистые алевролиты, светло-серые и углистые глины черные с глинисто-известковистыми конкрециями, в конкрециях отпечатки *Aspeenium rigidum* Vassilevsk., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., в глинах споры и пыльца апт-альбского времени (21 м);

15) каменный уголь (1,1 м);

16) алевроиты, глинистые алевроиты, пески, песчаники с линзами полимиктового конгломерата до 0,2 м с прослоями каменного угля до 0,3 м, с растительным детритом (25 м);

17) каменный уголь (2,8 м);

18) алевроиты глинистые и глины алевроитистые, серые и буровато-серые, с прослоями и линзами алевролитов, песчаников, песков с сидеритовыми конкрециями; в алевролитах остатки растений *Ginkgoites volnovii* Vassilevsk., *Sphenobaiera flabellata* Vassilevsk., *Florinia borealis* Sveshn. en Budants., *Pityophyllum arcticum* Vassilevsk., в глинах комплекс спор и пыльцы (4,5 м);

19) каменный уголь (4,5 м); 20) алевроиты серовато-желтые с сидеритовыми конкрециями, глины серые, глинистые алевролиты и розовато-серые песчаники, в конкрециях отпечатки растений *Birisia* cf. *onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl., *Arctopteris* sp., *Coniopteris saportana* (Heer) Vachr., *Anomozamites arcticus* Vassilevsk., *Ginkgoites volnovii* Vassilevsk., *Podozamites* ex gr. *eichwaldii* Schimp., *Sphenobaiera flabellata* Vassilevsk., *Pityophyllum arcticum* Vassilevsk., *P.* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Alatispermum malandini* Vassilevsk., в алевроитах споры и пыльца аптского и альбского веков (4 м).

Мощность отложений 320 м.

Верхняя часть балыктахской свиты детально изучена в нижнем течении р. Тугуттах. Здесь на углистых глинах нижней части разреза залегают (снизу вверх):

1) туфы кислого состава псефито-псаммитовые, серые с обломками каменного угля (0,7 м);

2) глина серая, зеленоватая и коричневая, с прослоями каменного угля 0,2–0,5 м (38 м);

3) каменный уголь с комплексом спор и пыльцы верхнего альба (7 м);

4) глина коричневая с обломками минерализованной древесины (11 м);

5) песок серый мелкозернистый (9 м);

6) алевроиты глинистые, буровато-серые, переслаивающиеся с песками и туфопесчаниками зеленовато-серыми (32 м);

7) глины и алевроиты с прослоями каменного угля (по высыпкам) – 50 м;

8) риолиты (35 м).

Детально изучавший отложения балыктахской свиты А. Б. Кузьмичев [Кузьмичев, Александрова, Герман, 2009] несколько иначе трактует строение верхней части свиты. По его данным толща риолитов слоя 8 является, в основном туфово-игнимбритовыми образованиями, а мощность ее он оценивает в 70 м. Собственно лавы риолитов наблюдаются в покрове мощностью около 0,5 м.

Севернее устья р. Тугуттах в тектоническом блоке им установлены терригенно-вулканогенные отложения, по набору пород идентичных отложениям верхней толщи балыктахской свиты. Разрез мощностью 260–300 м содержит 4 пачки (по нашему мнению скорее 3) игнимбритов мощностью 20–47 м, разделенных плохо обнаженными глинистыми пачками мощностью 50–100 м,

содержащими прослои конгломератов, каменного угля и сидеритовые конкреции.

Кузьмичев выделил их в отдельную тугуттахскую толщу, т. к. по его мнению, как количество пачек игнимбритов, так и их особенности не позволяют сопоставить эти отложения с породами низов верхней части балыктахской свиты. Однако он же утверждает литологическое сходство пород обоих разрезов, что позволяет считать тугуттахскую толщу частью балыктахской свиты, скорее всего, вышележащей. Таким образом, мощность верхней части свиты оценивается в 420–460 м, а общая мощность балыктахской свиты достигает 750–800 м.

Возраст балыктахской свиты по обильным находкам палеофлоры датируется апт-альбом. Альбский возраст свиты подтверждается результатами определения абсолютного возраста игнимбритов: 110–107±2,5 млн лет (4 опр.), 102±2,5 млн лет (1 опр.) – К/Ar, ИГЕМ РАН [Кузьмичев, Александрова, Герман, 2009].

Нижнемеловые апт-альбские отложения, судя по сейсмическим материалам и общим закономерностям развития региона, вероятно, распространены и на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в составе молодого эпикиммерийского чехла, по крайней мере, в нижней его части.

Сейсмоподкомплекс А-L1 ( $^8K_{1,2}$ ) в составе которого могут быть и апт-альбские отложения, распространен в наиболее погруженных частях грабенов западного склона Новосибирской системы – Бельковско-Святоносском, Кигиляхском, Западно-Бельковском, Северо-Широкостанском. Мощность предполагаемых отложений подкомплекса достигает 1000–2500 м.

Третий тип раннемеловых отложений приурочен к Раучуано-Олойской СФО, где на м. Святой Нос развиты раннемеловые вулканогенно-осадочные породы.

Святоносская свита ( $K_{1sv}$ ), сложена вулканитами основного и среднего составов, развита на п-ове Св. Нос, отдельные ее выходы отмечены на северном побережье полуострова и в двух небольших выходах в 25–30 км к юго-востоку от одноименного мыса. К святоносской свите отнесены вулканиты г. Чокурдах. На п-ове Св. Нос свита сложена лавами и кластолавами базальтов и их туфами, переслаивающимися с туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами [Государственная..., Листы S–53–XVI, Донец и др., 1978, Прохорова и др., 1968ф], реже отмечаются андезитобазальты. Вулканиты г. Чокурдах представлены лавами, туфолавами андезитового состава. Повсеместно породы свиты прорваны интрузиями святоносского комплекса. Отложения свиты слабо дислоцированы, залегают моноκлинально с падением на восток под углом 20–45° (м. Св. Нос) и на юго-запад под углами 20–30° [Прохорова и др., 1968ф].

В «Дополнении к легенде Лаптево–Сибироморской серии...» (2014 г.) предложено именовать вулканиты хаптагайской свитой, что совершенно некорректно, поскольку название «святоноская» давно дано им геологами ЯН-ГРЭ.

Базальты зеленовато-серые, зеленовато-черные до черных массивные мелкопорфировые породы с мелкими вкрапленниками пироксена, плагиоклаза, реже оливина и магнетита. Кристаллы плагиоклаза часто имеют вид облом-

ков (автокластические базальты). Основная масса фанитовая, либо тонкозернистая, как правило, сильно измененная.

Туфы – массивные породы, преимущественно литовитрокластические, от мелко- до крупнообломочных, преобладающие цвета – разные оттенки зеленого – от темно-зеленых до бирюзовых.

Туфогенно-осадочные породы – серые и темно-серые, слоистой, редко массивной текстуры. Пирокластический материал – обломки минералов, стекла, базальтов – составляют 30–40% породы. Цемент базальный, глинистый, углисто-глинистый, реже пепловый.

Разрез отложений свиты описан непосредственно на м. Св. Нос [*Прохорова и др., 1968ф*].

1. В основании залегает пачка переслаивания темно-зеленых базальтов с зелеными массивными крупнообломочными туфами с прослоями (2,5–3,5 м) слоистых туфоалевролитов и туфоаргиллитов – 220–240.

2. Туфы зеленые, бирюзовые литовитрокристаллокластические с редкими прослоями туфоаргиллитов. В основании пачки в туфах обломок туфоаргиллита – 320–360 м.

3. Частое переслаивание туфов средне- реже крупнообломочных литовитрокластических с туфоаргиллитами, туфоалевролитами. В верхах пачки в туфах обломки туфоалевролитов и алевролитов – 150–190 м. Общая мощность свиты на м. Св. Нос достигает 1080–1100 м.

Химический состав пород святоносской свиты представлен в таблице 5.

## Химические составы пород святоносской свиты

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	$\bar{X}_7$	S	$\bar{X}_2$	$\bar{X}_{10}$	S
SiO <sub>2</sub>	50,00	47,72	49,28	48,03	49,32	46,55	47,05	48,52	58,50	55,83	46,05	47,30	49,58	47,57	49,81	48,90	46,55	48,51	48,30	48,16	1,16	57,17	47,96	1,26
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,94	0,45	1,07	0,38	0,50	0,56	1,07	0,87	0,75	0,84	0,94	0,98	0,77	1,09	0,93	0,80	0,83	0,75	0,74	0,30	0,81	0,85	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,13	15,50	15,55	15,53	14,65	17,61	14,56	16,45	17,31	16,00	11,63	13,61	14,54	11,70	16,92	12,60	11,12	12,85	10,99	15,49	1,40	16,66	12,06	4,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,32	1,39	1,46	1,02	1,58	4,92	4,32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-					
FeO	8,38	7,83	9,22	10,20	9,35	7,10	6,10	10,70	6,26	7,40	9,91	9,82	9,99	9,64	9,61	9,85	9,84	9,58	9,70			6,83	9,79	0,15
MnO	0,32	0,15	0,22	0,21	0,20	0,21	0,21	0,18	0,15	0,14	0,20	0,19	0,19	0,19	0,20	0,20	0,20	0,32	0,21	0,21	0,05	0,14	0,21	0,04
MgO	10,99	6,88	6,44	7,63	10,06	5,54	8,08	7,74	4,82	7,29	13,03	11,41	10,73	14,28	6,40	12,10	13,87	12,51	13,60	7,54	1,88	6,06	11,60	2,58
CaO	10,70	8,71	11,56	11,12	10,53	11,53	10,02	13,60	6,70	7,89	11,63	12,24	10,88	13,16	10,77	12,22	10,96	11,59	13,62	11,11	1,46	7,30	11,71	1,12
Na <sub>2</sub> O	1,45	2,21	2,54	2,09	1,20	2,70	2,75	1,33	3,33	2,51	1,64	1,57	2,52	1,27	3,65	2,27	0,74	0,96	0,81	1,93	0,60	2,92	1,82	0,96
K <sub>2</sub> O	0,77	1,50	0,32	1,09	0,75	0,70	0,96	0,70	1,18	1,18	0,75	1,08	0,86	0,77	0,79	0,73	0,80	0,61	0,45	0,83	0,32	1,18	0,78	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,26	0,30	0,33	0,22	0,30	0,30	0,30	0,18	0,16	0,31	0,30	0,32	0,30	0,32	0,30	0,31	0,31	0,29	0,28	0,04	0,17	0,31	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,13	-	0,04	сл.	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,10	0,03	0,09	0,10	0,08	0,10			0,07	0,08	0,04
nnn	1,33	2,25	2,50	0,30	1,48	2,60	4,92	0,01	0,01	1,30	2,30	0,50	0,01	0,50	0,35	0,15	3,75	1,05	0,30					
Сумма	99,92	99,63	99,84	98,62	99,72	100,26	99,83	100,65	99,38	100,52	100,46	99,02	100,65	100,25	99,94	100,34	99,04	99,20	99,18					

## Примечания.

Анализы: 1–6, 8 – базальты; 9, 10 – андезитобазальты; 7, 11–19 – туфы базальтов.

Среднее:  $\bar{X}_7$  – базальты;  $\bar{X}_2$  – андезитобазальты;  $\bar{X}_{10}$  – туфы базальтов.

Анализы: 1, 2 – коллекция Рябенко С. В.; 3–7 – коллекция Прохоровой С. М.; 8–19 – коллекция Драчева С. С.

[Государственная..., Листы S–53-XVI..., 1985; Прохорова, Иванов, 1973]

Из приводимых анализов устанавливается, что базальты (средний состав –  $\bar{X}_7$ ) являются породами нормального ряда щелочности калиево-натриевого типа, в них заметно понижено содержание  $TiO_2$ , в сравнении с континентальными базальтами повышены содержания  $MgO$ ,  $CaO$ .

Возраст святоносской свиты в настоящее время также является предметом дискуссий. Непосредственного ее контакта с юрскими терригенными отложениями не наблюдалось. Сланцы, подстилающие вулканиты, на Св. Носу являются туфогенно-осадочными и входят в состав свиты. Южнее (г. Чокурдах, г. Максунуоха) развиты эффузивы (преимущественно андезитового состава), с угловым несогласием залегающие на дислоцированных окфорд-кимериджских флишоидных песчаниках и сланцах. На этом основании эффузивы, в том числе и святоносские, относятся к раннему мелу, в пользу чего говорят и данные определения абсолютного возраста:  $115 \pm 5$  млн лет (базальтовый туф, м. Св. Нос);  $115 \pm 5$  млн лет (андезит, г. Максунуоха);  $89 \pm 4$  млн лет (андезит, г. Чокурдах). Данные С. М. Прохоровой и др. [Прохорова, Иванов, 1973], К-Аг метод, ВСЕГЕИ, аналитик Г. А. Мурина.

Более поздние данные Аулова [Аулов, 1991ф] –  $148 \pm 2,5$ ;  $152 \pm 5$ ;  $157 \pm 5$  млн лет, т.е юрские датировки.

В настоящей записке принят раннемеловой возраст свиты, более обоснованный геологически.

### Верхний отдел

Бунгинская свита ( $K_2bn$ ). Отложения свиты вскрыты картировочными скважинами на Земле Бунге (скв. 6, 10, 11), в проливе Санникова (скв. 12, 17, 38), в зал. Геденштрома (скв. 15, 16), на о. Фаддеевском (скв. 23). Они широко распространены на шельфах окружающих морей [Иванова и др., 1987, Секретов и др., 1990]. Подошва свиты установлена только в скв. 23, где рассматриваемые отложения залегают на коре выветривания нижнемеловых риолитов. На остальной территории предполагается их несогласное залегание и на всех более древних отложениях.

Нижняя часть толщи бунгинской свиты [Государственная..., Листы Т-54-XXXIV] сложена аргиллитоподобными глинами и алевролитами, среди которых присутствуют отдельные прослои и пачки песков, галечников, изредка песчаников и бурых углей. Мощность пачек глин и алевролитов от 2,5 до 16 м, а галечников, песков и песчаников от десятков сантиметров до 7 м, бурых углей от нескольких сантиметров до 6–7 м (скв. 17). Самые низы отложений вскрыты в скв. 23 в интервале глубин 72,0–105,0 м, где на щебнисто-глинистом субстрате коры выветривания нижнемеловых риолитов горизонтально залегают (снизу вверх):

- 1) бурый уголь в основании с обломками и галькой риолитов (0,7 м);
- 2) пески грубозернистые и гравелитистые, участками мелкозернистые глинистые зеленовато-серого цвета, песчаные и гравийные зерна сложены кварцем и обломками риолитов, в песках редкие прослои (0,1- 0,3 м) алевролитов (6,3 м);

3) глины аргиллитоподобные с прослоями до 0,1 м мелкозернистых песков, в нижней части разреза прослой бурого угля мощностью 0,25 м с остатками растений *Pseudolarix* sp., *Sciadopitys* sp. (10 м);

4) тонкое переслаивание уплотненных темно-серых, зеленовато-серых алевролитов с углефицированными растительными остатками, бурых углей и слаболигифицированных разнозернистых зеленовато-серых туфогенных песчаников, в алевролитах присутствуют отпечатки хвойных растений *Sciadopitys arctica* Абрамова sp. nov., *Schizolepis novosibiricus* Абрамова sp. nov., *Pseudolarix* sp. и семена *Pseudolarix* sp. (9 м);

5) глины, в нижней части разреза с остатками углефицированных корней растений, в верхней – коричневатые-серые, углистые, иногда с примесью песка и гравия, в средней части галька риолитов (7 м).

Общая мощность разреза 33 м.

Более высокие части разреза наблюдались в скв. 15 в интервале глубин 37,0–91,0 м (снизу вверх): 1) переслаивание песчаных и углистых алевролитов (0,1–0,3 м), плотных массивных глин и бурых углей (11,5 м); 2) алевролиты плотные светло-серые, переходящие в нижней части разреза в пластичные светло-серые глины (2,5 м); 3) пески мелкозернистые, уплотненные, светло-серые, переслаивающиеся с коричневыми непластичными глинами, глинистыми алевролитами и прослоями бурого угля (5 м); 4) алевролиты глинистые массивные, переслаивающиеся с плотными аргиллитоподобными глинами, породы светло-серые и коричневатые; в средней части разреза пласт гравийников (1,2 м), а в кровле бурый уголь 0,2 м (9,5 м); 5) галечники с гравийно-песчаным заполнителем, гальки представлены преимущественно риолитами, а гравий кварцем; в галечнике прослой мелкозернистого песка (4,0 м); 6) алевролиты массивные, в верхней части разреза светлые, буровато-серые, содержащие два прослоя (0,2 м) грубозернистого коричневатого песка, в нижней – темно-коричневые глинистые с прослоями аргиллитоподобных глин того же цвета, в середине пласт бурого угля 0,15 м (5,5 м); 7) пески крупнозернистые с прослоями (до 0,3 м) галечников, гравийников, разнозернистых песков, галька до 2,5 см представлена риолитом; в верхней части многочисленные тонкие пропластки унифицированных растительных остатков, в средней – прослой бурого угля 1,5 см (5,5 м); 8) алевролиты плотные, глинистые, светло-серые, в верхах разреза – прослой галек риолитов, в низах – редкие пропластки углефицированных растительных остатков (10,5 м).

Мощность разреза 54,0 м.

Как предполагается, еще более высокие горизонты сеноманского-туронского ярусов вскрыты в скв. 10 на Земле Бунге, где породы, залегающие горизонтально, в интервале 16–85 м представлены (снизу вверх): 1) глины аргиллитоподобные, участками менее плотные и пластичные зеленовато-серого, изредка темно-серого, почти черного цвета, в низах мелкие обломки (до 5 мм) бурого угля (37 м); 2) глины неслоистые светло-бурые, переходящие вверх по разрезу в серые глинистые алевролиты, в глинах присутствуют пласт (0,75 м) бурого угля и унифицированные корки деревьев, в углях остатки *Tsuga cretacea* (Heer) Newg., *Tollia cunninghamioides* Sveshnik. et Bud., *Protosequoia* sp., *Taivania* sp. (10,5 м); 3) галечники с гравийно-песчаным заполнителем, гальки, размером 1- 4 см, хорошо- и среднеокатан-

ные, представлены риолитами, реже песчаниками, кварцем и основными эффузивами (2 м); 4) глины, переслаивающиеся с алевролитами, мощность прослоев 0,1–0,3 м (3 м); 5) глины серые, массивные, переходящие в верхах интервала в алевролиты, породы содержат слойки в 2–3 мм мощности светло-серых алевролитовых песков, в алевролитах присутствуют крупные до 6 см гальки риолитов (8,5 м); 6) глины палево-серые аргиллитоподобные массивные (8,0 м); 7) алевролиты глинисто-углистые, вблизи кровли глинистые, темно-серые, содержащие прослой (до 0,1 м) светло-серого мелкозернистого песка и пласт бурого угля 0,2 м (2 м);

Общая мощность разреза 71 м.

Суммарная мощность изученных по скважинам разрозненных частей разреза – 290,8 м.

Общая мощность пород бунгинской свиты на островах и в прибрежных зонах, вероятно, достигает 350–400 м.

Остатки листьев, шишек и хвои определяют описываемые отложения в скв. 10, 15, 23 только как позднемеловые. По спорово-пыльцевым комплексам эти нижние части разреза формировались, возможно, в сеноманское время, а более высокие – в сеноманское-туронское время. Самые верхние горизонты, развитые восточнее (по обнажениям на о. Новая Сибирь, за рамками листа) по многочисленным отпечаткам растений: *Pityophyllum* ex gr. *staratschinii* (Heer) Nath., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. cf. smguemensis* Efim., *Sequoia tenuifolia* (Schmalh.) Sveshn. et Bud., *Pseudoproto-phyllum giganteus* Bud. et Sveshn., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht. и др. датируются туронским веком.

Сейсмоподкомплекс L1-L2 ( $^8K_2$ ), отождествленный с верхнемеловыми отложениями, широко распространен на акватории, выклиниваясь на вершинах горстовых выступов и в пределах Котельническо-Ляховской гряды. По аналогии с разрезами суши, в его составе предполагаются песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями углей. Мощность отложений – до 1000 м.

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

### ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые осадки известны на островах и матриковой суше, где они картированы как анжуйская свита, а также присутствуют в составе сейсмокомплексов на акватории.

Анжуйская свита ( $P_{1-2an}$ ). Самым древним образованием кайнозоя является кора выветривания палеогеновой эпохи корообразования, представляющая собой базальные слои анжуйской свиты. Наиболее широко кора выветривания распространена в южной части региона, где вскрыта многочисленными скважинами на островах Бол. и Мал. Ляховский, в проливах, отдельными скважинами на Земле Бунге и центральной части о. Фаддеевский.

Естественные выходы имеются на о. Котельный, п-ове Широкостан и м. Святой Нос.

Кора выветривания развита на разновозрастных терригенных отложениях (девон-мел), реже на мезозойских гранитоидах и эффузивах, и в большинстве разрезов представлена останцами или корнями площадной коры. Линейная кора установлена в проливах и на о. Бол. Ляховский, где приурочена к отрицательным формам палеорельефа и тектонически ослабленным зонам. Абс. отм. подошвы от  $-100$  до  $-115$  м (максимальные от  $-160$  до  $-215$  м, запад прол. Дм. Лаптева) до  $+5 \div 10$  м (максимальные  $+30 \div 40$  м, север о. Бол. Ляховский).

Коры выветривания на терригенных породах – пестроцветные (красные, зеленые, желтые, коричневые) жирные глины и суглинки с дресвяно-щебнистым материалом, реже глинисто-песчаные породы с щебнем и дресвой, на эффузивах – супесчано-щебнистые, реже глинистые серо-голубые породы, на гранитоидах – белые, зеленовато-серые, зеленовато-желтые вязкие плотные глины с примесью песка и редкой щебенкой выветрелых коренных пород. Все они относятся к корам выветривания каолинит-гидрослюдистого профиля. Мощность от 0,5 до 25 м.

Коры выветривания залегают на осадочных мезозойских (вплоть до раннего мела) породах и раннемеловых интрузивных образованиях и перекрыты отложениями верхнего палеоцена-нижнего эоцена (прол. Этерикан) и эоцена (о. Котельный), что определяет их палеоценовый возраст. В этих отложениях удается выделить фитостратиграфические горизонты [*Государственная..., 1999*].

Осадки верхнего палеоцена – нижнего эоцена вскрыты единичными скважинами на Земле Бунге (скв. 2), севере о. Бол. Ляховский (скв. 52), в прол. Этерикан (скв. 49) и Эбеляхской губе. Они залегают на коре выветривания и с размывом перекрыты в большинстве разрезов олигоцен-миоценовыми отложениями. Литологический состав достаточно однородный – тонкое горизонтальное переслаивание глин, глинистых, реже песчаных алевритов и глинисто-алевритовых песков (преимущественно в нижних частях разреза), с редкими маломощными прослоями гравийных песков и галечников, многочисленными послойными включениями растительного детрита и унифицированных растительных остатков, реже бурых автохтонных углей [*Государственная..., 1999*]. Максимальная вскрытая мощность 90,5 м [*Аулов, 1990ф*].

Отложения по литологии, текстурным особенностям, наличию бурых углей отвечают озерно-аллювиальному, а в палеодолинах – аллювиальному генезису. Разрез Земли Бунге по составу поглощенного комплекса и характеристике углей отнесен к лагунным (?) фациям [*Государственная..., 1961*].

Нижний-средний эоцен представлен терригенными угленосными аллювиальными, озерно-аллювиальными и прибрежно-морскими отложениями [*Бондаренко, 1983, Государственная..., Листы S-53-XVI*]. Разрезы континентальных отложений наблюдались на Стрелке Анжу, в северной и центральной части о. Фаддеевский, вскрыты скважинами на островах Анжу, в зал. Геденштрома, прол. Этерикан. Отложения залегают со стратиграфическим перерывом на коре выветривания и разновозрастных терригенных и эффузивных образованиях (девон – нижний мел). Абс. отм. подошвы от  $-120$  м до

+1,5 м. По площади разрез фашиально изменчив. В береговых обрывах Стрелки Анжу он состоит из двух пачек. Нижняя (32,5 м) сложена переслаивающимися сероцветными мелко- и среднезернистыми песками с тонкими (0,1–0,5 м) прослоями глин и маломощными (0,2–0,5 м) пластами бурых углей, пестроцветными алевритовыми глинами с линзовидными прослоями (0,1–0,3 м) песков и гравия, имеются глинисто-сидеритовые конкреции. Мощность песчаных и глинистых слоев от 2,2–3 м в основании пачки до 6–7 м в верхней части. Верхняя пачка представлена зеленовато- и буровато-серыми глинистыми алевритами (10 м) и пестроцветными (серыми, голубовато-серыми с прослоями желтых и бурых) алевритистыми глинами (22,5 м), содержащими рассеянные углефицированные древесные остатки, редкие включения глинисто-сидеритовых конкреций и пласт (0,2 м) бурого угля в кровле пачки, перекрытый грубозернистыми песками с гравием (0,5 м). Вскрытая мощность 65 м [Государственная..., Листы S-53-XVI]. Близкие по характеру разрезы отмечались в прол. Этерикан (мощность до 33 м) [Государственная..., Листы S-53-XVI, Аулов, 1990ф ] и в прогибах на шельфе моря Лаптевых (до 500 м) [Жуков и др., 1988]. На востоке и юге о. Фаддеевский разрез преимущественно песчаный. В центре острова и в зал. Геденштрама отмечаются галечники и грубозернистые пески с галькой и валунами. Мощность 16–49 м [Государственная..., Листы S-53-XVI].

Глинистые минералы во всех разрезах представлены гидрослюдами (40–50 %), хлоритом (25–30 %), каолинитом (10–35 %), иногда с примесью монтмориллонита (до 5 %) и смешаннослойного минерала (до 10 %). Макрофлора и палинокомплексы отвечают эоценовому климатическому оптимуму.

Морские отложения описаны на о. Котельный в береговых обрывах лагуны Нерпалах. На коре выветривания с резкой границей залегают монотонные светло-серые пески с линзами тонкоплитчатых слаболигифицированных песчаников в основании, со следами волновой ряби на плоскостях напластования и тонкими (5–10 см) прослойками глин в кровле. В песках содержится многочисленный фитопланктон (более десятка видов акритарх, диноцист, празиофит). Возраст – нижний эоцен (возможно, самые низы среднего эоцена) устанавливается по характерным для данного возрастного интервала таксонам *Wetzeliella articulata* и роду *Phenodinium*.

К позднему эоцену ( $P_2^3$ ) по палинокомплексам отнесены отложения на юго-западе побережья о. Котельный (южнее лагуны Нерпалах) и вскрытые скв. 52 в интервале 27–60 м на севере о. Бол. Ляховский. На поверхности размыта коренных пород под олигоценовыми и позднемиоценовыми отложениями залегают аллювиальные горизонтально- и волнистослоистые мелкозернистые глинистые пески и песчанистые глины с линзовидными прослоями углистых песков и алевритов. В основании разреза наблюдаются гравийные пески и выветрелые слабосортированные галечники. Вскрытая мощность от 3 до 33 м.

Палеоцен?-эоценовый сейсмоподкомплекс L2-L3 ( $^S P_{1?2}$ ) предполагается на шельфе в Восточнолаптевско-Буорхайнской СФЗ и в СФЗ Новосибирского и Анисинского прогибов. Мощность отложений до 1000 м.

## ВЕРХНИЙ ПАЛЕОГЕН – НЕОГЕН

Отложения олигоцена – среднего миоцена, отнесенные к нерпичинской свите [*Государственная..., Листы Т-54-XXXIV, Труфанов, 1982*], широко распространены на Новосибирских островах и окружающей акватории; представлены угленосными континентальными и морскими фациями.

Нерпичинская свита ( $P_3-N_1^{2nr}$ ). Континентальные отложения (аллювиальные, озерно-аллювиальные) слагают береговые уступы и водораздельные пространства в пределах положительных неоструктур о. Фаддеевский, ограниченно обнажаются на о-вах Бельковский, Котельный. Кроме того, они вскрыты многочисленными скважинами практически на всех островах (абс. отм.  $-10\div 83$  м) и в проливах (абс. отм.  $-124\div 208$  м), а также установлены по сейсмическим профилям на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского [*Жуков и др., 1988ф, Пуминов, Дегтяренко, 1983ф*]. Залегают несогласно на разновозрастных образованиях (девон-эоцен), перекрыты они, как правило, миоценовыми-эоплейстоценовыми отложениями.

Литологически отложения неоднородны по площади. Мощность отложений до 46 м. На о-вах Анжу преобладают разнозернистые пески (доминируют тонкие фракции) с рассеянной галькой, отдельными прослоями (до 5 м) алевроитов и глин, включениями растительных остатков, в том числе углефицированной древесины, прослоями (до 1–6 м), линзами лигнитов и бурых углей. В основании залегают галечники или грубозернистые пески с галькой и отдельными валунами. На Земле Бунге, в проливах Санникова и Дм. Лаптева отложения существенно глинистые, в прол. Этерикан и на о. Бол. Ляховский – полифациальны, со сложным глинисто-алевритовым составом. Здесь выделяются два цикла осадконакопления – регрессивно-трансгрессивный (от аллювиальных до лагунно-дельтовых, абс. отм.  $-59\div 1,5$  м) и регрессивный (абс. отм.  $-27\div +4,8$  м), связанные постепенными переходами [*Государственная..., Листы Т-54-XXXI*]. Мощность колеблется в широких пределах (8–70 м). Континентальный генезис подтверждается составом диатомовой флоры.

Возраст толщи определяется палеофлористическими характеристиками и стратиграфическим положением в разрезе (залегают на размывтой поверхности пород раннего – среднего эоцена и перекрываются с угловым и стратиграфическим несогласием породами от позднего миоцена до эоплейстоцена).

Сейсмоподкомплекс L3-L4 ( $SP_3^2-N_1^2$ ) на шельфе, по-видимому, представляет собой аналог нерпичинской свиты. Мощность отложений 500–1000 м.

## НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Средний – верхний миоцен ( $N_1^{2-3}$ ). Подразделение включает верхи среднего миоцена, не вошедшие в нерпичинскую свиту, и верхний миоцен.

Среднемиоценовые отложения представлены аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерными, реже (в низах разреза) прибрежно-морскими, преимущественно лагунными и дельтовыми фациями. На северном побере-

жье о. Бол. Ляховский и в прол. Этерикан, кроме того, отмечаются аллювиальные и делювиально-пролювиальные отложения. Границы между генетическими типами часто условные. Породы залегают с размывом на коре выветривания, эоценовых-нижнемиоценовых отложениях и перекрыты эоплейстоценом-поздним плейстоценом, реже голоценом.

Аллювиальные отложения обнажаются в береговых уступах западного побережья о. Котельный (лагуна Нерпалах), на северо-востоке о. Фаддеевский, на м. Святой Нос и Ванькиной губы и вскрыты скважинами в палеодолинах проливов Этерикан и Дм. Лаптева о. Бол. Ляховский (бассейн р. Вольная). Они представлены сероцветными разнозернистыми (преобладают глинисто-алевритовые) песками косо- и горизонтальнослоистыми, песчанистыми алевритами с рассеянной галькой и гравием местных пород. По всему разрезу присутствуют обломки лигнитизированной древесины, линзы, прослой, обогащенные растительными остатками и угольной крошкой, редкие прослой торфа. В основании разрезов северной и центральной частей о. Бол. Ляховский и Ванькиной губы отмечаются гравийно-галечные отложения с песчаным заполнителем.

Озерно-аллювиальные и озерные отложения вскрыты скважинами на западе и юге Земли Бунге, где на угленосных меловых и палеоцен-эоценовых отложениях залегают пески с прослоями алевритистых глин. Озерная фация сложена песчанистыми глинами или тонкопереслаивающимися сероцветными глинами и алевритами. Отложения содержат обильные послойные включения углефициро-ванных растительных остатков и угольной крошки. Мощность до 36 м.

Аллювиально-пролювиальные накопления вскрыты скважинами в северных предгорьях о. Бол. Ляховский, где на абс. отм.  $-10 \div +20$  м на коренном ложе или олигоцен-нижнемиоценовых отложениях залегают глыбово-щебнисто-дресвяные образования с песчанистыми и глинистыми алевритами, реже слабосортированными глинисто-алевритовыми мелкозернистыми песками с галькой, гравием, щебнем и дресвой местных пород, включениями лигнитизированной древесины и угольной крошки. Мощность 4–8, максимальная до 30 м [*Беймарт и др., 1987ф*]. Делювиально-пролювиальные образования, пространственно связанные с аллювиально-пролювиальными, прерывистым плащом (до 4 м) выполняют борта палеодолин; сложены песчано-алевритовыми глинами с примесью (до 10–15 %) щебня, дресвы, слабоокатанных гальки и гравия, реже слабосортированными дресвяно-щебнистыми образованиями с глинистым заполнителем.

Прибрежно-морские отложения обнажаются на о. Фаддеевский и на юге региона, а также вскрыты скважинами в прол. Дм. Лаптева, м. Святой Нос и Ванькиной губе. На побережье о. Фаддеевский они представлены разрезами лагунных, пляжевых, маршево-ваттовых фаций. Литологически это ритмично переслаивающиеся серые, зеленовато-серые мелко- и тонкозернистые илистые пески хорошо сортированные, с разномасштабной разнонаправленной диагональной слоистостью, и темно-серые, коричневатые тонкогоризонтальнослоистые алевриты, содержащие обломки раковин морских моллюсков и сидеритизированную древесину. На отдельных участках фиксируются ре-

ликти дельт. Мощность отложений 2–5,5 м [Труфанов, 1982]. На юге региона прибрежно-морские отложения в основном глинистые (серые и зеленовато-серые алевритистые, реже песчанистые глины, глинистые алевриты) с линзами и прослоями черных илов, насыщенных растительным детритом. Мощность 7–25, максимальная 79 м [Судаков, 1991ф].

Прибрежно-морской генезис отложений определяется наличием в них богатой диатомовой флоры смешанного состава, характерной для бассейнов с неустойчивым гидродинамическим режимом (лагуны) и морских мелководных опресненных водоемов. Палинокомплексы нижней части разреза характеризуют лесной тип растительности обедненной тургайской флоры, отвечающий ильдикиляхской свите; верхи разреза соответствуют миоценовому оптимуму.

*Верхний миоцен* представлен аллювиальными, озерными и прибрежно-морскими генетическими типами.

Аллювиальные отложения обнажаются в береговых уступах Эбеляхской губы, м. Святой Нос и вскрываются скважинами на севере о. Бол. Ляховский и в прол. Этерикан; они залегают на коре выветривания и разновозрастных отложениях раннего кайнозоя; перекрыты в большинстве разрезов эоплейстоценом. Представлены сероцветными разнозернистыми косослоистыми детритоносными песками с линзами, прослоями галечников, редко алевритов, глин и торфа. Обломочный материал хорошо сортирован, разноокатан, пестрого петрографического состава. По резкой ровной границе аллювиальные песчано-галечные отложения сменяются коричневато-серыми пятнисто ожелезненными песчанистыми алевритами (5 м), тонковолнисто- и линзовидно-слоистыми. Последние содержат богатую диатомовую флору озерного и болотного биотипов старичной фации аллювия. Видимая мощность 7 м [Аулов, 1991ф].

Прибрежно-морские отложения наблюдаются в скважинах восточного побережья о. Бол. Ляховский, прол. Дм. Лаптева и Ванькиной губе. Абс. отн. подошвы +23÷–106 м. Залегают эти породы на разновозрастных отложениях раннего кайнозоя (от олигоцена до раннего миоцена); перекрыты эоплейстоценом или средним-поздним неоплейстоценом. Они представлены сероцветными разнозернистыми косослоистыми песками, тонкогоризонтально-слоистыми алевритами и глинами с обильными органическими включениями, обломками тонкостенных раковин морских моллюсков (в отдельных разрезах) и незначительным содержанием гравийно-галечного материала; мощность до 36 м. По всему разрезу отмечается единая палинофлора с тургайскими элементами, коррелируемая с палинофлорами хапчанской свиты Яно-Индигирской низменности и позднемиоценовыми (11,5–10,5 млн лет назад) палинокомплексами из разрезов Ванкаремской низменности.

Сейсмоподкомплекс L4-L5 ( $^{8}\text{N}_1^{2-3}$ ) на шельфе моря Лаптевых по аналогии с разрезами островов, может быть сложен мелко-среднезернистыми песками, глинистыми, с прослоями алевритов и глин. Мощность отложений 100–400, до 500 м.

## Плиоцен

Плиоценовые отложения ( $N_2$ ) перекрывают практически сплошным чехлом материковую часть, местами острова и широко распространены в акватории. На геологической карте они показаны нерасчлененными из-за слабой изученности по площади, но в разрезах могут быть подразделены на разновозрастные горизонты.

*Нижний плиоцен* обнажается в береговых уступах островов Фаддеевский, Эбеляхской и Ванькиной губ, на м. Святой Нос и вскрыт в скважинах на Земле Бунге, о. Бол. Ляховский, проливов Этерикан и Дм. Лаптева, где с размывом залегает на разновозрастных отложениях кайнозой, реже докайнозойских породах. Перекрыт, как правило, отложениями эоплейстоцена и среднего-верхнего плейстоцена. Представлен аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерными и прибрежно-морскими отложениями, часто сложно фациально построенными. Литологически все генетические разности пород достаточно однотипны, отличаясь текстурными особенностями и характером органических включений. Это переслаивающиеся сероцветные алевриты и разнозернистые пески, часто содержащие многочисленные органические включения, линзы, прослои торфа, редкий обломочный материал; мощность до 10 м

Комплексы ископаемых макро- и микрофлор отражают растительные ассоциации, близкие к отложениям бегуновской и части буорхайнской свит, датированных ранним плиоценом.

*Верхний плиоцен* представлен отложениями флювиального ряда и прибрежно-морскими фациями с преобладанием последних по разрезу.

Континентальные отложения (аллювиальные и озерно-аллювиальные) обнажаются в береговых уступах Эбеляхской губы, м. Святой Нос, южного побережья прол. Дм. Лаптева и в скважинах о. Бол. Ляховский, акватории Ванькиной губы и проливов. Аллювиальные отложения представлены гравийно-галечными толщами с грубопесчаным заполнителем, серыми мелкозернистыми горизонтальнослоистыми песками, реже алевритами в палеодепрессиях. Мощность до 8 м.

Озерно-аллювиальные отложения сложены серыми, бурыми оторфованными глинистыми горизонтальнослоистыми алевритами с редкой «плавающей» мелкой галькой и большим количеством лигнитизированных растительных остатков, в озерной фации с линзами и прослоями (до 0,9 м) темно-коричневого слаборазложившегося торфа. Мощность 1,3–8, максимальная 37,4 м. Отложения содержат богатую диатомовую флору, характеризующую литоральную зону замкнутых заболоченных водоемов. В отдельных разрезах (м. Святой Нос и др.) присутствуют обломки древесины – южные виды листовичных (белоствольная береза) и хвойных (лиственница, ель, кедровый стланик и др.) деревьев, часто хорошей сохранности, с остатками древесной коры. Они, наряду с фрагментами вымерших субтропических видов, характеризуют плиоценовую флору [Дулов, 1988ф, Семенов Н. П. и др.].

Прибрежно-морские отложения широко распространены на о-вах Анжу, вскрываются скважинами в верхних частях разрезов плиоцена на о. Бол. Ля-

ховский, прол. Дм. Лаптева и Ванькиной губы. Пространственно они совпадают с площадями распространения морского эоплейстоцена, возможно, являясь начальной фазой единого с ними седиментационного цикла. На побережье лагуны Нерпалах (о. Котельный), м. Святой Нос и в скважинах на о. Фаддеевский в разрезах преобладают разнозернистые пески, галечники, иногда (лагуна Нерпалах, о. Фаддеевский) в кровле с линзовидными прослоями (до 20 см) сильно обохренных плотных галечников и мелких валунов.

Комплекс диатомовой флоры опресненных прибрежных водоемов по ряду общих форм обнаруживает большое сходство с флорой верхнего плиоцена Яно-Индигорской низменности. В скважинах о. Фаддеевский в отложениях присутствует разнообразная богатая верхнеплиоценовая микрофауна. Палинокомплексы сопоставимы с таковыми из слоев кутуях Колымской низменности, отражая переходный этап развития флоры от бореально-лесной к гиоарктической.

На Яно-Индигорской низменности нерасчлененные отложения плиоцена представлены полигенетическим сложно построенным комплексом терригенных фаций эпиконтинентальных морей и аккумулятивных равнин: преимущественно алевро-глинистыми породами, реже разнозернистыми песками и гравийно-галечными отложениями (в верхних частях разреза). Повсеместно присутствуют органические остатки. Мощность до 30 м.

Сейсмоподкомплекс L5-L6 ( $^{\delta}N_2$ ), соответствующий описанным выше отложениям, широко распространен на шельфе. Мощность отложений до 150 м.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения развиты повсеместно на исследованной территории, и вскрыты многочисленными картировочными скважинами на акватории. Представлены сложными рядами морских и континентальных генетических формаций всех возрастных подразделений.

За основу членения четвертичных отложений принята межрегиональная стратиграфическая схема Межведомственного совещания по четвертичным отложениям Востока СССР 1987 г. [*Решения...*, 1987], Стратиграфический кодекс России, 2006 г. [*Стратиграфический...*, 2006] и Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1000000, 2010 г. [*Методическое...*, 2010].

### Эоплейстоцен

Низы четвертичной системы представлены озерно-аллювиальными и аллювиально-пролювиальными (?) генетическими типами.

Аллювиальные отложения (аЕ) вскрыты единичными скважинами в днищах погребенных палеодолин в центральной части о. Бол. Ляховский, прол. Дм. Лаптева (скв. 81 и др.), восточном обрамлении м. Святой Нос (скв. 66), бассейне р. Улар и др.

Представлены сероцветными мелкозернистыми песками с гравием, галькой, прослоями алевритов и тонкими линзовидными прослоями крупнозернистого песка и гравия в нижних частях разреза. В районе банки Дионида – грубозернистые пески и галечники. Мощность 8–23 м. Возраст определяется по палинокомплексу (растительная ассоциация мелколиственных лесов и кустарников), типичному для времени формирования отложений эоплейстоцена [Судаков, 1991ф, Узюнкоян и др., 1979ф].

Озерно-аллювиальные отложения (1аЕ) вскрыты скважинами на Земле Бунге (скв. 2), о. Бол. Ляховский (скв. 56 и др.), в проливах Санникова (скв. 34, 35), Дм. Лаптева (скв. 81 и др.) и на Яно-Индибирской низменности. Естественные выходы ограничиваются положительными неоструктурами. Подошва лежит ниже уровня моря; толща с размывом перекрыта средним-верхним неоплейстоценом.

Отложения имеют достаточно сложное строение, обусловленное частым чередованием как по вертикали, так и по простиранию озерных и аллювиальных фаций. На островах и в проливах преобладают серые, буровато-серые разнозернистые, горизонтально- и косослоистые пески с гравием, прослоями глин и алевритов, линзами торфа, растительными остатками и обломками лигнитизированной древесины; в нижних частях разреза присутствуют линзовидные прослои крупнозернистых песков и гравия, реже галечники. На отдельных участках прол. Дм. Лаптева (скв. 81), восточном обрамлении м. Святой Нос (скв. 86), в бассейне р. Улар и др. они выполняют долинообразные понижения палеорельефа [Судаков, 1991ф, Узюнкоян и др., 1979ф]. На Яно-Индибирской низменности в разрезах преобладают темно-серые, серые плотные, преимущественно песчаные, горизонтальнослоистые алевриты с послойными включениями мелкого растительного детрита, торфа (0,1–0,3 м), озерными линзами (до 8 м) сизых суглинков и глин с характерным запахом застойных водоемов, вкрапленностью вивианита и типичными для данного типа осадков неполносетчатыми криотекстурами из ледяных шпиров. Мощность до 30 м [Логинава и др., 1982ф]. В глинистой составляющей присутствуют гидрослюда (80 %) и железистый хлорит (до 20 %).

Литологический состав, текстурные особенности свидетельствуют о преобладании в разрезах пойменных, старичных и озерных фаций, что подтверждается составом диатомовой флоры (доминируют бентосные, в основном болотные виды при незначительном участии планктона). Отложения содержат костные остатки эоплейстоценовой «олерской» фауны млекопитающих (крупные архаичные лошади, гигантские бизоны, прэовибосы и др.) и идентичные морским фациям палиноспектры.

К образованиям эоплейстоцена условно по палинокомплексам отнесены аллювиально-пролювиальные маломощные (1–5 м) плохосортированные косослоистые полимиктовые пески, алевриты, глины со щебнем и слабоокатанной галькой, вскрытые скважинами на северном побережье о. Бол. Ляховский [Беймарт, Радченко и др., 1987ф].

## Эоплейстоцен – нижнее звено

Морские эоплейстоцен-нижненеоплейстоценовые отложения (mE-I), объединенные в олерский надгоризонт (канарчакская и верхнесеркинская свиты), слагают приморскую равнину (абс. отм. 30–50 м, максимальные 90 м – о. Бельковский) на Стрелке Анжу, островах Фаддеевский, Бельковский, Котельный; локально наблюдаются в естественных выходах и скважинах на о. Бол. Ляховский (скв. 54, 56, 60–64), в проливах (скв. 34, 35, 49–51, 68, 70, 72 и др.), на побережье [Евтеева, Логинова и др., 1989, Рыбакова, Колесников, 1985] и акватории Эбеляхской и Ванькиной губ (скв. 84–87), а также плащеобразно перекрывают все подстилающие породы на шельфе. Залегают они горизонтально со стратиграфическим несогласием на размытой поверхности дислоцированных разновозрастных пород (юра-миоцен); с размытием перекрыты отложениями среднего – верхнего плейстоцена. Абс. отм. подошвы от –75 до +18 м.

Наиболее полно морской эоплейстоцен – нижний неоплейстоцен изучен на острове Фаддеевский, где составляет основную часть четвертичного разреза. Стратотип описан на северо-востоке о. Фаддеевский (канарчакская свита) [Государственная..., Листы Т-54-XXXIV]. Отложения представлены темно-серыми, серыми, преимущественно глинисто-песчанистыми алевритами и алевритовыми глинами (с возрастанием глинистости в восточном направлении), с редкими песчаными прослоями. На островах Бельковский и Котельный в разрезах присутствует гравийно-галечный материал. Материал пород слабосортирован, слоистость горизонтальная и пологоволнистая, в песках диагональная. Между слоями часты эрозионные контакты и деформационные текстуры. Практически по всему разрезу присутствуют окатанные обломки древесины, бурого угля, линзы торфа и включения вивианита. В верхних частях встречаются отдельные ледяные жилы, межпоровые скопления ископаемого льда и метаморфозы по морозобойным клиньям. Мощность колеблется в широких пределах, возрастая в восточном направлении от 5–15 м (острова Бельковский, Котельный). На о. Бол. Ляховский и в проливах преобладают песчаные разности с галькой и гравием, редкими глинистыми и алевритовыми прослоями (до 2 м), либо частое (0,5–2 м) переслаивание алевритов, глин и песков, с линзами и редкими прослоями растительных остатков [Государственная..., Листы S-53-XVI, Беймарт, Радченко и др., 1987ф, Судаков, 1991ф]. Аналогичный характер имеют разрезы на Яно-Индибирской низменности на северо-восточном побережье Эбеляхской губы (верхнесеркинская свита) [Иванов и др., 1973]. Мощность на юге региона 2,5–15, максимальная – 52,5 м (скв. 61).

Отложения содержат рассеянную бореально-арктическую и арктическую фауну морских моллюсков астартового и портландиевого комплексов, характерных для прибрежных (до 50 м) морских бассейнов верхней сублиторали [Государственная..., Листы Т-54-XXXI, Государственная..., Листы Т-54-XXXIV]. Диатомовая флора представлена пресноводными и морскими эвригалными видами, типичными для мелководных лагун и заливов. Весь комплекс приведенных данных – текстурные особенности, прибрежная морская

макро- и микрофауна, смешанный экологический состав диатомовой флоры, а также данные поглощенных комплексов [*Государственная..., Листы Т-54-XXXIV, Беймарт, Радченко и др., 1987ф*] свидетельствуют о прибрежно-морском генезисе осадков (прибрежно-морские отмели трансгрессивной фазы).

В отложениях установлены два палинокомплекса, характеризующие начальный этап формирования прагипоарктических ценозов. Спектр нижней половины разреза отвечает кустарниковым ольхово-березовым формациям, возможно, с участием лиственнично-березовых лесов (на юге), что типично для позднего плиоцена данного региона. Палинокомплекс верхней части соответствует тундровым ассоциациям мезофитного облика с господством в нижнем ярусе зеленых и сфагновых мхов и ценозам тундростепей раннего плейстоцена [*Зырянов, 1989*].

На акваториальной части листа эоплейстоцен-нижнелепестовые осадки – сейсмокомплекс В – (<sup>6</sup>mE-I) объединены в канарчакскую свиту. Отложения канарчакской свиты широко распространены на окружающем материковом обрамлении, ее стратотип описан на острове Фадеевский [*Государственная..., Листы Т-54-XXXIV*]. Отложения развиты практически повсеместно и залегают на размытой поверхности коры выветривания, либо с размывом на олигоценых осадках, реже непосредственно на коренных породах. Мощность свиты изменяется от 8 до 120 м, и увеличивается на запад и северо-запад в сторону открытого моря.

По результатам сейсмоакустического профилирования в пределах данного листа образования канарчакской свиты выделены в ССК-В, который крайне фрагментарно фиксируется в самых низах сейсмического разреза по ярким высокоамплитудным отражениям и расчлененной кровле.

Детальное описание ниже приводится по [*Судаков, 1991ф*]. Отложения вскрыты многочисленными скважинами как на Новосибирских островах, так и проливах. Они представлены глинами, алевритами и песками. Для отложений характерно обогащение органическими остатками от мелкого растительного детрита до крупных обломков древесины, угольной крошки и прослоев торфа и бурых углей. Практически постоянно, в рассеянном виде, встречаются как окатанные, так и не окатанные обломки пород преимущественно кварцевого состава. Кроме того, в отдельных скважинах<sup>4</sup> отмечены горизонты, где наряду с древесными остатками обильно встречаются обрывки водорослей. Так, в скв. 0–10 такие горизонты приурочены к интервалам 119–86 м и 64–66 м. Водоросли встречены и в скв. 12–20.

Глины имеют преобладающую окраску в виде различных оттенков серого и зеленовато-серого цветов. Слои, обогащенные органикой, приобретают коричневую и бежевую окраску. Глины большей частью алевритистые, реже песчаные, «чистые» разности глин встречаются сравнительно редко. Алевриты имеют преимущественно серую и желтовато-серую окраску, реже

---

<sup>4</sup> Нумерация скважин по отчету Л.А. Судакова [*Судаков, 1991ф*].

отмечаются буровато-серые и коричневато-серые цвета. Слоистость алевритов волнистая и косая. Чаще всего алевриты глинистые, реже песчаные.

Пески серые, желтовато-серые, преимущественно глинисто-алевритовые тонко и мелкозернистые. Слоистость песков косая, реже горизонтальная. По слоистости пески также как и алевриты обогащены растительным детритом и обломками древесины.

Строение и мощность толщи по площади и по разрезу не выдержаны. Максимальная вскрытая мощность 120 метров.

Какой-либо четкой фациальной приуроченности к определенным участкам изученной территории не прослеживается. Ниже приводятся характерные разрезы по отдельным скважинам. Так, в скв. 12–20 в юго-западной части пролива Дм. Лаптева с глубины 88,0 м. залегают:

Интервал 88,0–117,0 м. Глины темно-коричневые, оторфованные, постепенно переходящие в глины алевритистые серые и коричневато-серые с прослоями (0,1–0,4 м) песков зеленовато-серых тонко-мелкозернистых глинистых и единичными прослоями (0,1–0,5 м) торфа темно-коричневого хорошо разложившегося. В нижней части слоя тонкое (через 0,1–0,2 м) переслаивание песков тонко-мелкозернистых светло-серых глинистых и глин алевритистых.

Интервал 117,0–123,0 м. Пески светло-серые тонко-мелкозернистые глинистые с прослоями (0,05–0,1 м) глин алеврито-песчаных.

Интервал 123,0–150,0 м. Глины коричневато-серые алевритистые, переходящие в серые с прослоями песка тонкозернистого глинистого, косослоистого с растительным детритом по напластованию.

Общая мощность неполного разреза 62 м.

В юго-восточной части пролива Дм. Лаптева разрез эоплейстоцен-нижнеэоплейстоценовых отложений вскрыт скв. 52–1, где с глубины 76 м залегают:

Интервал 76–78 м. Пески серые тонкозернистые алевритистые с тонкими до 0,1 м прослоями глин серых алевритистых.

Интервал 78–117 м. Глины серые коричневатые алевритистые с прослоями до 0,4 м песков и алевритов серых с рассеянным растительным детритом. С глубины 113 м появляется кварцевая дресва и слабоокатанный кварцевый гравий, приуроченные к прослоям (до 6,2 м) разнозернистого кварцевого песка.

Интервал 117–121 м. Пески серые разнозернистые глинистые с включением дресны и слабоокатанного кварцевого гравия.

Интервал 121–132,5 м. Глины серые песчаные с прослоями до 0,2 м песков разнозернистых с включением дресны и щебня кварца и обломков углелигнированной древесины. В подошве интервала сидеритовые стяжения.

Общая мощность разреза 56,5 м.

Несколько иной разрез вскрыт скважиной 63–6 в районе мыса Шалаурова. Здесь с глубины 73 м встречены:

Интервал 73–74 м. Глины коричневато-серые алевритистые с тонкими до 0,1 м прослоями торфа темнокоричневого.

Интервал 74–79 м. Пески серые разнозернистые глинистые с включениями гравия и гальки хорошей окатанности до 40% преимущественно кварцевого состава и обломков древесины.

Интервал 79–103 м. Переслаивание песков светло-серых разнозернистых, преимущественно тонко-мелкозернистых глинистых и глин алевритистых серых, бежево-серых. К прослоям песков (до 2 м) приурочены включения углефицированной древесины, рассеянной кварцевой гальки и гравия хорошей окатанности.

Интервал 103–135 м. Переслаивание глин серых и коричнево-серых и алевритов глинистых светло-серых с растительным детритом по напластованию как горизонтальной, так и косой слоистости.

Интервал 135–137 м. Пески светло-серые тонкозернистые глинистые с тонкими 2–3 мм прожилками бурых углей и обломками углефицированной древесины.

Общая мощность разреза 64 м.

Генезис эоплейстоцен-нижнелепистоценовых отложений условно принимается как морской, прибрежно-морской. К такому выводу приводит сопоставление литологического состава осадков, результатов микрофаунистического и диатомового анализов и генетической принадлежности одновозрастных отложений на сопредельной территории.

Диатомеи изучались по пяти скважинам. Комплексы диатомей в описываемой толще встречены лишь в двух скважинах. В скв. 12–20 на глубине 97 м определен комплекс, состоящий из 12 таких таксонов морских, солоновато-морских и пресноводных форм обрастателей. Все виды встречены единичными створками.

Скважины 0–10, 12–20, 30–10 с признаками формирования осадков в морских условиях располагаются в западной части пролива Дм. Лаптева, примыкающей к открытому морю. На сопредельной территории к востоку от м. Св. Нос в районе Тастахского прогиба генезис одновозрастных осадков определен как прибрежно-морской (лагунно-дельтовый).

Таким образом, можно предположить, что морской бассейн проникал в пролив Дм. Лаптева. Видимо, формирование эоплейстоцен-нижнелепистоценовых отложений происходило в условиях низкой приморской равнины озерно-аллювиального генезиса, которая испытала кратковременные незначительные колебания на фоне компенсированного медленного прогибания. Спорово-пыльцевые спектры из отложений раннего – среднего миоцена характеризуются снижением, по сравнению с верхнеолигоценовыми, роли покрытосеменных при одновременном увеличении процента термофильных форм (в максимуме до 25–30%) представленного теми же родами, но в значительно большем количестве. Приведенные комплексы характеризуют смешанные леса, основными компонентами которых являлись теплолюбивые растения.

## Неоплейстоцен. Среднее звено

Представлено отложениями морской трансгрессии ( $m^3\Pi$ ), слагающими III морскую террасу (абс. отм. 20–40, до 60 м) на Стрелке Анжу, в центральной части Земли Бунге, на севере о. Фаддеевский. Отложения фрагментарно наблюдались на побережье о. Котельный и в скважинах о. Фаддеевский (скв. 18, 20, 23, 24), Земли Бунге (скв. 2), в Ванькиной и Эбеляхской губах. Залегают на поверхности размыва разновозрастных пород (до эоплейстоцена включительно) под отложениями среднего – верхнего неоплейстоцена.

Представлены прибрежно-морскими, лагунными и дельтовыми фациями. В дельтовых и прибрежно-морских отложениях преобладают желтовато-серые, серые, реже буровато-серые пески (доминируют алевритовые) косо-, диагонально-, реже линзовидно- и горизонтальнослоистые, с прослоями (до 0,7 м), линзами и рассеянной галькой, гравием, мелкими валунами и мало-мощными пластами алевритов и глин. На севере и северо-западе о. Котельный, в Эбеляхской губе состав прибрежно-морских отложений существенно алевритовый [*Государственная..., Листы Т-54-XXXI*]. Лагунные фации представлены темно-серыми, голубовато-серыми глинами и глинистыми алевритами с четкой параллельной, типа ленточной, слоистостью, редкими прослоями алевритовых песков, в верхней части с линзами аллохтонного торфа и единичными глинисто-сидеритовыми конкрециями. Мощность 3–22 м.

Возраст определяется стратиграфическим положением разреза между эоплейстоценом и средним – верхним неоплейстоценом.

## Среднее звено-казанцевский горизонт

Среднее звено – казанцевский горизонт представлены озерно-аллювиальными отложениями ( $1a\Pi$ - $IIIkz$ ), слагающими обширные аккумулятивные равнины (абс. отм. до 80 м) на Яно-Индибирской низменности и Ляховских островах. Залегают на неровной поверхности эоплейстоцена, с размывом перекрыты озерно-аллювиальными отложениями (едома) ( $L_{ed}IIIgrsr$ ) муруктинского-сартанского горизонтов верхнего неоплейстоцена либо голоценом.

Отличительной особенностью отложений является их преимущественно песчаный состав, бедность органическими остатками и слабая выраженность криотектур. На западе Яно-Индибирской низменности они сложены малольдистыми, преимущественно тонкозернистыми алевритистыми и глинистыми песками волнисто- и диагонально-, реже горизонтальнослоистыми. В основании и кровле разреза присутствуют маломощные (1–3 м до 5–7 м) сингенетичные ледяные клинья. На востоке низменности и островах отложения представлены чередованием серых, голубовато-серых преимущественно песчаных алевритов и желтовато-серых разномзернистых песков, в кровле с тонкими прослойками растительного детрита и линзами торфа. Наблюдавшаяся мощность 5–17, максимальная – 26 м.

Отложения содержат фауну пресноводных моллюсков, энтомофауну, костные остатки млекопитающих, характерных для средне-неоплейстоценового времени формирования вмещающих их толщ [*Ванген-*

гейм, 1963]. Палинокомплексы отвечают тундро-степным перигляциальным палеоландшафтам.

Разрез венчают озерные отложения казанцевского горизонта, залегающие «карманами», линзами в кровле среднего плейстоцена, местами сохраняясь лишь в псевдоморфозах. На побережье прол. Дм. Лаптева, они сложены ленточноподобными горизонтальнослоистыми, в низах разреза косослоистыми оторфованными алевритами с характерными структурами облекания, прослоями аллохтонного мохово-кустарничкового торфа. Часто в основании разреза скопления обломков древесины, сучья, листья, кора древовидной белоствольной березы, ольхи, кустарников. Мощность 6–7 м. В отложениях присутствуют пресноводные моллюски, диатомеи заболоченных водоемов [Иванов и др., 1973, Узюнкоян и др., 1979] и костные остатки млекопитающих верхнего неоплейстоценового «мамонтового комплекса».

На шельфовой части листов морские образования (mII-III<sub>kz</sub>) среднего звена и казанцевского горизонта верхнего звена прослеживаются в основании сейсмоакустического разреза, и выделены в СПК-С<sub>1</sub> (рис. 3). Ввиду ограниченности сейсмоакустических свидетельств непосредственно в граница листа, характеристика волновой картины берется с примыкающего на севере листа Т-53–56 [Государственная..., 2004], где они распознаются по характерной акустически слоистой сейсмозаписи. Залегают на размытой поверхности доплиоценовых и плиоцен – нижненеоплейстоценовых пород. Видимая мощность сейсмослоев составляет около 1 м. По аналогии с описанным районом в пределах картируемой области предполагается широкое распространение СПК-С<sub>1</sub>.

Более детальная информация о строении этого горизонта может быть подчerpнута из отчета о буровых работах на Новосибирских островах и в проливе Дм. Лаптева [Судаков, 1991ф]. На акватории пролива Дм. Лаптева осадки горизонта широко развиты. Мощность отложений изменяется от 5 до 38 метров. Максимальные мощности приурочены к западному и восточному флангам изученного района, а также к северному замыканию Тастахского прогиба. Залегают отложения преимущественно на размытой поверхности эоцено-ранненеоплейстоценовых отложений, реже на коре выветривания.

Представлены отложения песками, алевритами и глинами. Для этих отложений также как и для нижележащего горизонта, характерно обилие органических включений в виде обломков древесины, растительного детрита и прослоев торфа. Изредка в подошве горизонта встречаются рассеянная угольная крошка и обломки обугленной древесины. Крупнообломочный материал в виде дресвы, гравия, реже гальки и щебня приурочен преимущественно к низам горизонта.

Пески серые, желтовато-серые, чаще всего алевритистые, реже глинистые, разнозернистые, преимущественно средне-мелкозернистые. Крупнозернистые разности тяготеют к низам разреза позднеплиоценовых осадков. Слоистость в песках выражена слабо, часто подчеркивается растительным детритом по напластованию, преимущественно косому.

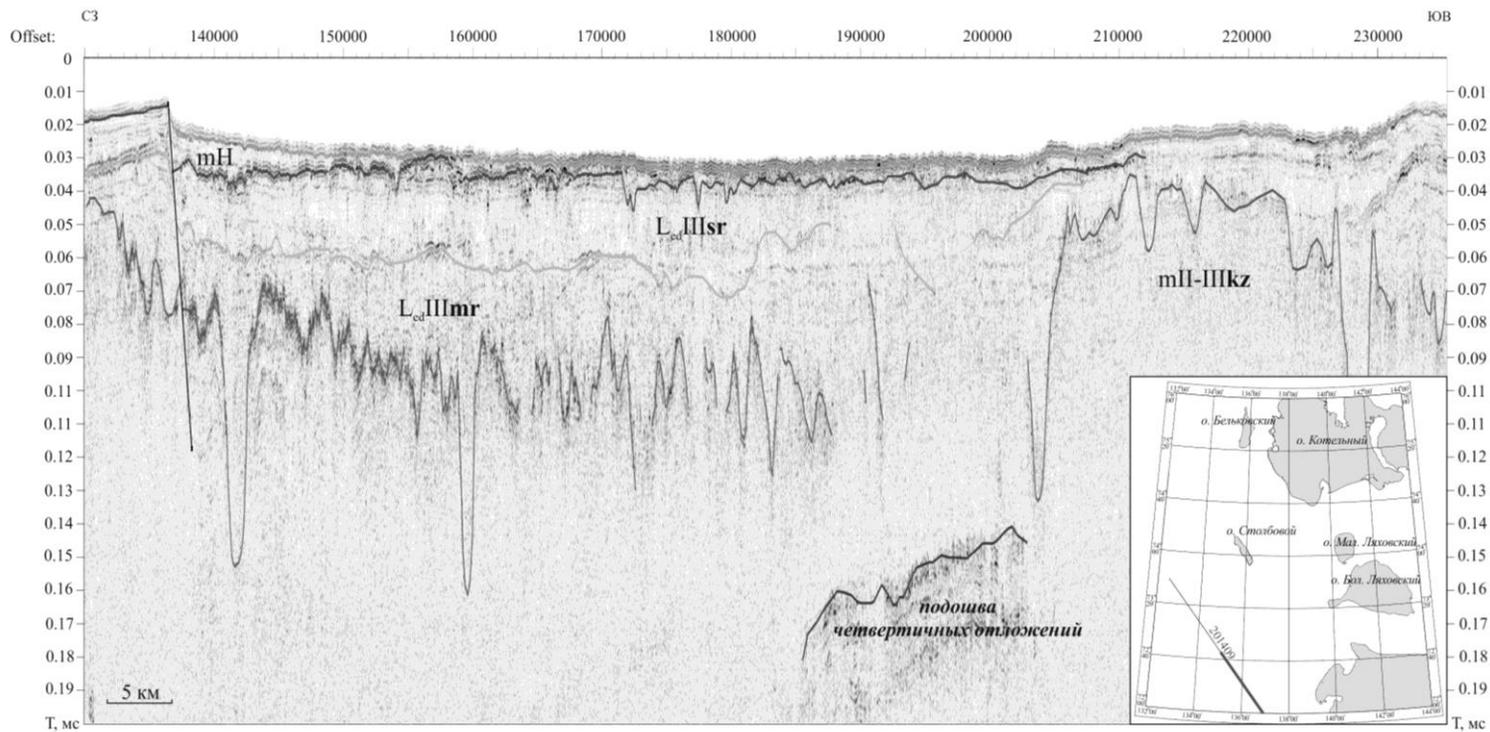


Рис. 3. Фрагмент сейсмоакустического разреза по профилю 201409 (ОАО «МАГЭ»)

Алевриты имеют серую, желтовато-серую и коричневую окраску. Как правило, алевриты тонкослоистые с растительным детритом по напластованию волнистому и косому. Обычно преобладают глинистые алевриты, песчаные встречаются сравнительно редко.

Глины имеют серую, желтовато-серую и коричневую окраску, часто включают тонкие прослои алеврита и песка и прослои, обогащенные обломками древесины.

Так в скв. 12–20 [Судаков, 1991ф] с глубины 50 м вскрыты:

Интервал 50–87 м. Пески светло-серые, мелкозернистые с рассеянными обломками древесины и единичной галькой роговиков плохой окатанности. В песках серых отмечаются прослои желтовато-серых песков также мелко-среднезернистых с растительным детритом по напластованию косому и горизонтальному. С глубины 67 м возрастает количество растительного детрита и обломков древесины. В нижней части интервала единично мелкая галька гранитоидов плохой окатанности и единичные прослои (до 0,3 м) белесой серой песчанистой глины.

Общая мощность разреза 37 м.

Разрезы средне-верхнеэоценовых отложений представлены преимущественно глинами, тяготеют к северному побережью м. Св. Нос и южному берегу пролива Дм. Лаптева. Так в скв. 38–11 [Судаков, 1991ф] на глубине 37 м залегают:

Интервал 37–53 м. Глины серые алевритистые, с глубины 49 м глины коричневатые с тонкими (1–3 см) прожилками торфа светлокоричневого.

Интервал 53–56 м. Пески светло-серые мелкозернистые алевритистые с рассеянным растительным детритом и тонкими до 5 см прослоями серых алевритистых глин. С глубины 56 м переслаивание через 10–15 см серых алевритистых глин и песков серых мелко-среднезернистых.

Общая мощность разреза 28 м.

Генезис отложений принимается как морской. Анализ микрофауны показал единичные находки *Elphidiella gorbunovi* – тяготеющей к эстуарным фациям. Здесь же встречены обломки раковин моллюсков, единичные створки *Ostracoda* пресноводного облика, дафнии панцири жуков и обрывки водорослей.

Анализ диатомовой флоры показал, что, наряду с морскими формами, присутствуют и пресноводные виды. В то же время в центральной части пролива Дм. Лаптева (скв. 52–1) [Судаков, 1991ф] комплекс диатомей включает только пресноводные формы, характерные для болот.

Спорово-пыльцевые спектры отложений горизонта характеризуются обеднением таксономического состава покрытосемянных и увеличением количества мелколиственных пород. Резко падает количество термофильных элементов до 12–15% представленными лишь несколькими теплолюбивыми родами *Corylus*, реже *Carpinus* и *Myrica*, а среди голосемянных тсугой. Преобладают покрытосемянные береза (*Betula*) древовидная и кустарниковая *B.nana*, ольха (*Alnus*) ольховник (*Alnaster*), верескоцветные (*Ericales*). Трав практически нет. Голосемянные представлены различными соснами, другие роды – единично и эпизодически. Среди спор преобладают *Sphagnum* и *Bry-*

ales, еще в достаточно значительных количествах присутствует *Polypodiaceae*, единично встречается *Lucopodiaceae*, *Seleginellaceae* *Osmunda* и *Ligodium*.

### Среднее-верхнее звенья

К нерасчлененным (из-за недостаточной изученности по площади) континентальным отложениям среднего – верхнего звеньев отнесены едомные полигенетические отложения ( $L_{ed}$  II-III) аккумулятивных равнин Новосибирских островов. Обычно они залегают на отложениях эоплейстоцена, реже на коре выветривания и докайнозойских породах. Сложены монотонными серыми, коричневато-серыми глинистыми, реже песчанистыми алевритами, массивными или тонко (1–3 мм – первые сантиметры) горизонтально- и волнисто-слоистостными, с прослоями, обогащенными мелкими растительными остатками, слаботорфянистым торфом и редкими маломощными (до 0,2 м) прослоями и линзами песков. В верхней части разреза содержат мощные (до 20 м) ледяные жилы. Мощность до 22–25 м.

В разрезе присутствуют многочисленные костные остатки крупных млекопитающих смешанного экологического состава (от тундровых до лесных сообществ) [Вангенгейм, 1963], характеризующих териофауну конца среднего и верхнего неоплейстоцена.

### Верхнее звено

Выделяются аллювиальные и едомные образования муруктинского горизонта, нерасчлененные полигенетические образования второй-четвертой ступеней и морские отложения третьей межледниковой ступени.

**Отложения муруктинского горизонта** на площади листа представлены едомными ( $L_{ed}$  III<sub>mr</sub>) образованиями.

Муруктинские едомные ( $L_{ed}$  III<sub>mr</sub>) образования выделены на картируемой площади в СПК-С<sub>2</sub> (Рис. 3). Они выходят на поверхность дна в пределах обширного Семеновского мелководья на западе листа [Рекант и др., 2009, Rekant et al, 2015]. Нижний контакт сейсмически плохо охарактеризован, предполагается, что отложения СПК-С<sub>2</sub> залегают на поверхности морских образований среднего неоплейстоцена – казанцевского горизонта. Диагностической особенностью этого горизонта на сейсмоакустических профилях является практически полное поглощение сейсмического сигнала в самых верхах разреза и отсутствие надежных сейсмических реперов. Волновая картина акустически прозрачная и полупрозрачная, местами наблюдаются единичные короткие отражающие площадки. Отложения предположительно могут быть представлены уплотненными песчанистыми образованиями, возможно частично мерзлыми. Подобный литологический состав хорошо коррелируется с результатами донного пробоотбора на соседнем листе S–51–52 [Государственная..., 2014], показывающего преобладание песчанистых отложений в пределах Семеновской и Васильевской банок.

Отложения муруктинского горизонта вскрыты многочисленными скважинами [Судаков, 1991ф] в пределах акватории пролива Дм. Лаптева. Здесь они

также залегают, часто без видимого перерыва, на позднемиоценовых образованиях и только вблизи мысов Кигилях, Св. Нос и Шалаурова ложатся на размытую поверхность коры выветривания или на коренные породы. Мощность отложений сравнительно невелика и изменяется от 1–2 метров до 25–30 метров. Максимальные мощности приурочены к западной и восточной части изученного района.

Представлены отложения в основном песками с прослоями алевритов и глин. Пески серые, желтовато-серые, преимущественно мелкозернистые алевритистые, часто содержат примесь гравия и редкую мелкую гальку, а также обломки древесины и рассеянный растительный детрит. Алевриты серые, желтовато-серые, песчанистые и глинистые, также с рассеянным растительным детритом. Глины серые, темно-серые, коричневые и буровато-коричневые алевритистые, реже песчанистые.

В скв. 52–1 [Судаков, 1991ф] диатомовая флора представлена несколькими экологическими группами. По заключению Л. Г. Пирумовой подобный комплекс обитал в достаточно глубоком озерном бассейне, периодически соединяющемся с морем и зарастающем по берегам.

**Нерасчлененные отложения муруктинского-сартанского горизонтов** – своеобразные сильнольдистые едомные ( $L_{ed}III_{mg-sr}$ ) полигенетичные образования древних аккумулятивных равнин (абс.отм. 30–80 м, до 110 м в пределах низкогорий), известные в литературе как едомная свита. Они слагают значительные площади в пределах материковой части региона и на островах, а также вскрыты скважинами (абс. отм. –32 ÷ –16 м) в проливах. Залегают с размывом на разновозрастных кайнозойских и коренных породах; в них вложены озерно-аллювиальные отложения аласных котловин вернего и современных звеньев.

Отличительными особенностями их являются однородность строения по площади, преимущественно алевритовый состав, высокая льдонасыщенность пород, повсеместное присутствие в разрезе сингенетичных сегрегационных и полигонально-жильных льдов в виде крупных ледяных жил и массовые включения остатков териофауны позднепалеолитического «мамонтового комплекса».

Разрез состоит из трех пачек. В основании залегают озерные бурые, буровато-серые льдистые алевриты, алевритистые глины с линзами торфа и послойными включениями автохтонного торфяника. Для них характерны «поясковые» криотекстуры и широкие (3–4 м до 10–12 м) ледяные жилы, в отдельных разрезах составляющие до 70 % породы, с деформациями грунтов на контактах. Приурочены в основном к понижениям палеорельефа, развиты фрагментарно. Средняя пачка сложена преимущественно аллювиальными (в основном пойменными) монотонными сероцветными глинистыми, реже песчанистыми малольдистыми алевритами и глинами с прослоями торфа или тонкослоистыми, в разной степени оторфованными алевритами с многочисленными включениями автохтонных растительных остатков. Слоистость горизонтально-волнистая, косая или линзовидная. В основании отдельных разрезов присутствуют песчаные отложения русловой фации (до 2 м) с примесью слабоокатанных гальки и гравия. Верхняя пачка сложена льдистыми го-

ризонтальнослоистыми детритоносными песчанистыми алевритами и песками с массивными криотекстурами и мелкими ледяными жилами, без крупных деформаций слоев на контактах. На островах и побережье прол. Дм. Лаптева верхняя пачка часто отсутствует. Мощность отложений 9–20 м, максимальная до 60 м (о. Бол. Ляховский).

Минеральный состав глинистой фракции состоит из гидрослюды (45–55 %), хлорита (30–40 %) и монтмориллонита (10–15 %). Озерный и аллювиальный генезис подтверждаются комплексами фауны пресноводных моллюсков [Бондаренко, Арго, 1978ф 176] и болотно-почвенных диатомей с максимумом холодноводных видов (до 80 %) в верхней и нижней пачках [Аулов и др., 1988]. Отложения содержат многочисленные костные остатки позднего неоплейстоценового «мамонтового комплекса», относимого [Вангенгейм, 1963] к ойягосско-сарганскому возрастному интервалу, что подтверждается абсолютными радиоуглеродными датировками более 41 000 – 28 410 лет назад [Ложкин, 1977, Аулов и др., 1988]. По всему разрезу встречается энтомофауна криоксеротического типа, состоящая из тундровых, степных и луговых форм [Аулов и др., 1988]. Последние отражают палеоландшафты арктической тундры и лугостепей с господством ксерофитов, фиксируя два этапа похолодания (нижняя и верхняя пачки) и разделяющую их эпоху (молотковского) потепления.

Морские отложения каргинского горизонта ( $m^2\Pi k r$ ) слагающие II морскую террасу (абс.отм. 10–20, максимальные 35–50 м), широко распространены на Стрелке Анжу, о. Фаддеевский, Земле Бунге и фрагментарно на побережье о. Котельный, прол. Санникова, Ванькиной и Эбеляхской губ. Залегают на поверхности размыта разновозрастных пород (от верхнеюрских до миоценовых, прислонены к среднеплейстоценовой морской террасе (Стрелка Анжу, о. Фаддеевский) либо к осадкам едомного надгоризонта (о. Котельный).

Представлены мелководными ингрессионными прибрежно-морскими и лагунными фациями. Первые сложены разнозернистыми (преимущественно тонко- и мелкозернистыми) песками, серыми, желтовато-серыми неслоистыми, участками линзовидно-, горизонтальнослоистыми, реже алевритами и глинами (прол. Санникова, Ванькина губа и Эбеляхская губа). Содержат прослойки (до 5 см) и линзы хорошо окатанного гравийно-галечного материала, редкие включения намывного растительного детрита, плавника и торфа. Для верхней части разреза характерны эпигенетические жильные льды и псевдоморфозы по ним. Мощность 10–15, максимальная до 30 м. Лагунные отложения наблюдались на северо-востоке о. Котельный, в бас. р. Драгоценная [Государственная..., Листы Т–54-XXXI, 1985], где в уступе 16–20 м террасы на морском эоплейстоцене с размывом залегают мелкозернистые пески (2,5 м), с линзами несортированных гравийных песков, с раковинами морских моллюсков; выше темно-серые до черных песчанистые ленточнослоистые алевриты (1,3 м) с примесью мелких органических остатков и пачка (1,1 м) тонкопереслаивающихся желтовато-серых мелкозернистых и темно-серых алевритистых песков с растительными остатками. Суммарная мощность разреза 5,4 м; перекрыты датированными раннеголоценовыми отложениями I надпойменной террасы реки. В разрезах бас. р. Драгоценная и акватории

Ванькиной губы присутствуют фораминиферы, солоноватоводные и пресноводно-лиманские остракоды [Макеев и др., 1989, Плахт, 1979]. Палинокомплексы отвечают времени малохетского потепления молотковского межледниковья, чему не противоречат данные абс. возраста (36 400 ±500 и 35 390 ±580 лет назад) органических остатков из этих толщ [Макеев и др., 1989].

Непосредственно в пределах картируемой части шельфа сейсмоакустическими данными морские каргинские отложения (mIIIkr) не установлены. Они выделяются по аналогии с континентальными разрезами и примыкающим с севера листом Т-53-56 [Государственная..., 2004], где они выделены в СПК-С<sub>3</sub>. Отложения залегают на морских отложениях казанцевского горизонта и едомных отложениях муруктинского горизонта, перекрываются аллювиальными и едомными отложениями сартанского горизонта, а также морскими отложениями голоцена. Мощность в границах листа предполагается до 12 м.

Аллювиальные отложения сартанского горизонта (aIIIsr) предполагаются по сейсмоакустическим данным на шельфе, где они слагают комплекс заполнения палеодолин, врезанных в морские каргинские отложения и перекрываются морскими отложениями голоцена. Непосредственно в пределах картируемой области из-за достаточно низкого качества сейсмоакустических данных, получить информативную волновую картину этого комплекса не удалось. Очевидно сартанский аллювий может быть обнаружен в пределах погребенных палеодолин на шельфе, однако из-за пространенных газонасыщенных осадков сейсмоакустические методы здесь малоинформативны.

Для описания используются сейсмоакустические характеристики коррелятивных отложений по смежным областям шельфа [Государственная..., 2004]. Здесь зафиксировано несколько частично погребенных палеодолин, пересекающих весь шельф и продолжающихся на континентальном склоне подводными каньонами. Хаотическая или косослоистая сейсмозапись дает возможность предполагать в составе комплексов их заполнения аллювиальные фации. Подобные характеристики отложений с соответствующими поправками можно предположить и на картируемой области. Возраст отложений определен по положению в разрезе. Отложения, скорее всего, представлены песками и алевритами средне- и мелкозернистыми. Мощность до 10 м.

Едомные отложения сартанского горизонта (L<sub>ед</sub>IIIsr) выделены по сейсмоакустическим данным (СПК-С<sub>4</sub>) на акваториальной части листа из состава нерасчлененного на суше муруктинско-сартанского комплекса отложений, так называемой едомной толщи (Рис. 3). Отложения залегают на поверхности морских и озерных каргинских, едомных муруктинских отложений и перекрываются морскими образованиями голоцена. Волновая картина СПК-С<sub>4</sub> акустически прозрачная с мощной расчлененной отражающей поверхностью в кровле. Для СПК-С<sub>4</sub> характерно широкое развитие термокарстовых котловин [Рекант и др., 2009], заполненных продуктами термического разрушения едомы. По аналогии с сушей эти образования изначально были представлены сильно льдистыми серовато-коричневыми и темно-серыми

суглинками, супесями, алевритами, разбитыми многочисленными сингенетическими прожилками и жилами льда.

Едомные образования формировались в перигляциальных условиях, имеют сложный генезис. Окончательной общепринятой точки зрения о генезисе данных образований до сих пор нет. Предположительно они формировались в результате комплекса эоловых, озёрных, озёрно-болотных, аллювиальных, озерно-аллювиальных, нивационных и солифлюкционных процессов. Иногда в них встречаются линзы льда значительных размеров – реликты погребенных замерзших водоемов. Спорово-пыльцевые спектры данных отложений бедные. Диатомовая флора пресноводная, холодолюбивая. Для льдистой толщи Северо-Сибирской низменности характерно содержание многочисленных костных остатков крупных млекопитающих верхнепалеолитического комплекса с мамонтом позднего типа [Государственная..., 2001]. По последним OSL-датировкам, формирование едомного ледникового комплекса на суше и в прибрежной части началось примерно 60 тыс. лет назад, в позднемуруктинское время [Большаянов и др., 2008] и завершилось в конце сартанского времени.

После затопления осушенного шельфа в начале голоценовой трансгрессии и последующего захоронения едомы под голоценовыми образованиями, высокольдистые образования сартанского горизонта, очевидно, начали постепенно протаивать. К настоящему моменту не существует единого мнения по поводу сохранности реликтов многолетнемерзлых пород на шельфе. Имеющиеся буровые [Судаков, 1991ф] и сейсмические данные [Рекант и др., 2009] свидетельствуют в пользу наличия остатков реликтов мерзлых пород в субаквальном положении. Так на буровом профиле №0, пройденном в западной части пролива Дм. Лаптева в скважинах 0–2, 0–4, 0–5, 0–7 и 0–8 [Судаков, 1991ф] фиксируются реликтовые прослои льда и льдонасыщенных пород на глубинах от 5 до 10 м ниже уровня морского дна. Мощность едомных отложений достигает 35 м.

### Верхнее-современное звенья

Представлены аллювиальными, аллювиально-морскими и озерными отложениями четвертой ступени верхнего и нижней части современного звеньев. Первые два генетических типа из-за малых площадей в масштабе карты не выражены.

Аллювиальные отложения сартанского горизонта нижнего голоцена (аШсг-Н<sub>1</sub>) слагают 2 надпойменную террасу (8–15 м) крупных рек Яно-Индибирской низменности (Улар, Сан-Юрях и др.) и островов (Балыктах, Драгоценная, Большая, Бол. Этерикан, Вольная и др.). Представлены хорошо сортированными серыми разнородными песками, супесями горизонтально- и косослоистыми с редкими линзами торфа, прослоями опесчаненных алевритов с тонким растительным детритом, реже алевритами и песчано-галечными отложениями. В верхних частях разреза содержат ледяные клинья и жилы. Мощность 5–15 м. Палинокомплексы отражают растительность до голоценового оптимума, чему не противоречат радиоуглеродные даты –  $12\ 320 \pm 8\ 240$  лет назад [Макеев и др., 1989].

Аллювиально-морские отложения ( $am\text{Шsr-H}_1$ ) мелководных морских заливов эстуарного типа слагают террасу 10–15 м на п-ове Широкостан, побережье Ванькиной губы и бассейне р. Улар. Представлены «немыми» желтовато-серыми заиленными песками с неровной выклинивающейся, участками тонкой косою слоистостью, редкими маломощными (до 1 мм) прослойками перемытого растительного детрита в верхней части разреза и единичными линзами (до 1 м) повторно-жильных льдов. Предполагаемый возраст базируется на аналогии с одноуровненными аллювиальными отложениями данного возраста [*Плахт, 1979*].

Озерные отложения сартанского горизонта – голоцена ( $1\text{Шsr-H}^1$ ) выполняют днища аласных котловин в пределах аккумулятивных равнин. Наиболее широко они развиты на Яно-Индибирской низменности и в центральных частях островов Фаддеевский и Бол. Ляховский. Приурочены преимущественно к площадям распространения отложений едомного надгоризонта, являясь результатом термокарстовой переработки последних. Наиболее полный разрез описан в бассейне р. Бол. Этерикан (о. Бол. Ляховский) [*Государственная..., Листы Т-54-XXXI, 1985*]. В основании залегают плотные ленточнослоистые буровато-коричневые пятнисто-ожежененные алевриты и глины озерной фации (8,3 м) с фауной пресноводных моллюсков, в верхней части (3 м) часто оторфованные, с пятнами вивианита, линзами и прослоями (до 1 м) алевритистых песков и торфа. В кровле – торф (1–1,5 м) с линзами и клиньями сингенетичного и эпигенетичного льда. Вскрытая мощность около 10–15 м [*Бондаренко, Арго, 1978ф*].

Начало формирования аласов по палинокомплексам связывается с потеплением климата в конце плейстоцена и продолжалось в голоцене, что подтверждается абсолютными радиоуглеродными датировками (12 320 – 9 700 лет назад) [*Беймарт и др., 1987ф*].

### Голоцен. Современное звено

Нижняя часть современного звена ( $H^1$ ) представлена морскими и аллювиальными генетическими типами.

Морские отложения ( $mH^1$ ) слагают I морскую террасу (2–8 м до 10 м) на Земле Бунге, п-ове Широкостан, вдоль Эбеляхской, Омуляхской губ и локально распространены вдоль побережья всех островов. Залегают на средне-верхних неоплейстоценовых отложениях (скв. 2, 7), редко раннекайнозойских (скв. 6) и докайнозойских (скв. 10, 11) породах; прислонены к отложениям II морской террасы (Стрелка Анжу).

На Яно-Индибирской низменности они сложены серыми, темно-серыми супесями, алевритами с прослоями, линзами плохосортированных песков и послойными включениями намывного растительного детрита. На Земле Бунге в разрезе преобладают алевритовые и глинистые пески с примесью гравия и гальки. Мощность отложений до 8 м.

Раннеголоценовый возраст определяется их геоморфологическим положением между отложениями II морской террасы ( $\text{Ш}_2$ ) и современными морскими осадками прибрежной зоны ( $H^2$ ).

Аллювиальные отложения ( $a^1H$ ) 1 надпойменной террасы (2–6 до 9 м) развиты фрагментарно на крупных реках региона. Представлены темно-серыми, преимущественно песчанистыми алевритами или пылеватыми горизонтальнослоистыми супесями с редкими прослоями разнозернистых песков с гравием и галькой, послойными растительными включениями, прослоями (до 2–5 см) и линзами автохтонного торфа. В верхней части разреза присутствуют мелкие ледяные клинья и шпирь льда. В горных долинах аллювий 1 надпойменной террасы сложен серыми, темно-серыми разнозернистыми полимиктовыми песками с редкими прослоями растительного детрита и торфа или гравийно-галечным материалом. Вскрытая мощность до 6,5, максимальная предполагаемая 12–15 м. Радиоуглеродные датировки (9920 – 6250 лет назад) [Макеев и др., 1989] отвечают раннеголоценовому времени.

Верхняя часть современного звена ( $H^2$ ) представлена аллювиальными и морскими генетическими типами.

Морские образования верхней части голоцена ( $mvH^2$ ) 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. Мощность морских позднеголоценовых образований от 2 до 4 м.

Аллювиальные отложения ( $a^2H$ ) слагают русла и два уровня пойменных террас. Русловые отложения имеют преимущественно песчаный, реже алевритовый состав; в горной части преобладают грубопесчаные и гравийно-галечные фракции. Аллювий низкой поймы (0,8–2,5 м) сложен горизонтально- и косослоистыми мелкозернистыми песками и алевритами с прослоями и линзами намывного растительного детрита и торфа. В горах и на участках локальных поднятий отложения низкой поймы фрагментарны и представлены грубозернистыми русловыми песками, галечниками, реже валунно-галечными отложениями. В разрезах большинства рек материковой части преобладают алевриты и илы. Для низовий крупных рек архипелага (Бол. Этерикан, Вольная, Балыктах, Тугутгах и др.) характерны песчаные фракции. Мощность от 3–5 м до 7–10 м (на крупных реках). Высокая пойма (3–5 м) занимает основную часть днищ речных долин; сложена преимущественно буровато-серыми глинистыми алевритами и тонкозернистыми песками, горизонтальнослоистыми с линзовидными прослоями торфа (в верхней части разреза) и растительными макроостатками. Отложения содержат голоценовый тундровый палинокомплекс постоптимальной фазы. Возраст подтвержден абс. датой 1530  $\pm$  80 лет назад [Макеев и др., 1989].

Морские отложения позднего голоцена ( $mH^2$ ) слагают низкие (0,5–4 м) морские террасы и современные аккумулятивные формы побережья, представляющие единую аккумулятивную морфогенетическую поверхность; распространены практически вдоль всего побережья региона. В материковой части они сложены глинистыми алевритами и илами с прослоями разнозернистых косослоистых песков либо тонкозернистыми песками с послойными включениями растительных остатков. На островах в разрезах преобладают мелко- и тонкозернистые пески с галькой, прослоями алевритов. В кровле

разреза часты скопления плавника. Мощность 2–9,3 м. Возраст определяется синхронностью формирования низких морских террас и других аккумулятивных форм побережья с пойменным и русловым аллювием рек, наличием в осадках голоценовых фораминифер прибрежных мелководий и абс. датой  $3100 \pm 145$  лет назад [Беймарт и др., 1987ф].

Нерасчлененные отложения сформированы аллювиальными, морскими, аллювиально-морскими, озерными и эоловыми генетическими типами.

Аллювиальные (аН) и морские (мН) отложения голоцена отвечают характеристикам соответственно 1 надпойменной террасы, поймы и русла, низких морских террас и береговых форм, объединенных из-за малых площадей в масштабе карты.

Морские образования голоцена (мН) установлены по сейсмическим данным на большей части листа (Рис. 3). Здесь они объединены в ССК-D, характеризующийся акустически слоистой записью, с выдержанными по латерали внутренними рефлекторами. ССК-D залегает на поверхности морских и озерных каргинских, едомных муруктинских и сартанских отложений. Литологический состав голоценовых отложений предполагается на основании донного опробования. Практически повсеместно морские голоценовые осадки представлены темно-серыми илами, алевритами, с тонкими горизонтальными прослоями и линзами разнозернистых песков в нижней части разреза и растительного детрита. Мощность до 8 м.

Аллювиально-морские отложения ( $am_1H$ ) представлены дельтовыми и маршево-дельтовыми фациями многих речных долин островов (реки Бол. Этерикан, Тугуттах, Балыктах и др.) и Яно-Индибирской низменности (реки Улар, Суруктах, Богдашкина). Сложены темно-серыми алевритами, на внешней стороне дельт преимущественно косослоистыми тонкозернистыми песками с прослоями глинистых алевритов и обильными послойными включениями намывного растительного детрита. В осадках содержатся тонкие (2–5 см) шлиры льда и мелкие ледяные жилы. Мощность соизмерима с мощностью одновозрастных пойменных отложений. Современный возраст подтверждается абс. датами заключенных в них органических остатков (3925—3000 лет назад).

Озерные отложения (1Н), отвечающие ранне- и позднеголоценовому этапу, слагают аласные котловины на осадках едомного надгоризонта или аласных отложениях более ранней генерации и характеризуются составом, близким к подстилающему субстрату с большей долей участия болотной фации. Представлены тонкослоистыми (ленточноподобными) алевритами, глинами, с линзами, прослоями растительных остатков, торфа, реже торфяниками (в кровле разреза). Содержат ледяные жилы (до 1,5 м). Мощность 4,5–6 м, максимальная до 10 м [Судаков, 1991ф]. Характерной особенностью является отсутствие во многих разрезах собственно аласной фации, что, возможно, может служить доказательством незавершенности процесса седиментации. Генезис отложений четко определяется их геоморфологическим положением, современной фауной пресноводных моллюсков стоячих водоемов, диатомовой флорой преимущественно болотных и почвенных видов и данными карпологии. Время осадконакопления по радиоуглеродным датам

(8610—3850 лет назад) [Беймарт и др., 1987ф] отвечает раннему и позднему голоцену.

Эоловые образования представлены мелкими формами перевеваемых разнозернистых песков на Земле Бунге и п-ове Широкостан. Сплошного покрова не формируют.

### **Нерасчлененные отложения**

Элювиальные образования (е) – дресвяно-щебнистые развалы с супесчаным и суглинистым заполнителем мощностью до 3 м – перекрывают плоские поверхности водоразделов на островах и останцовых массивах Яно-Индибирской низменности.

Коллювиальные накопления (с) приурочены к крутым обвально-осыпным склонам водоразделов и речных долин на островах Бельковский, Котельный, Столбовой и частично Бол. Ляховский. Представлены щебнисто-глыбовыми развалами мощностью в первые метры.

Делювиально-коллювиальные отложения (dc) развиты на горе Малахатин-Тас о. Котельный и горных массивах Яно-Индибирской низменности; сложены дресвой, щебнем, глыбами с дресвяным и суглинистым заполнителем. Мощность – первые метры.

Делювиально-солифлюкционные отложения (ds) – наиболее широко распространенный тип накоплений на пологих склонах низкогорий и денудационных равнин практически на всех островах и отдельных массивах Яно-Индибирской низменности. Вещественный состав их определяется характером подстилающих пород и меняется от грубообломочного несортированного материала с примесью мелкоземного песчано-глинистого заполнителя на интрузивных образованиях до существенно суглинистого и супесчаного с незначительной примесью дресвы и щебня на терригенных породах. Мощность от первых метров в верхних частях склонов до 10 – 12 м у подножий.

---

## ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Литологическая карта поверхности морского дна акватории листов S–53,54 построена по данным гранулометрического анализа 150 проб, отобранных в течение двух полевых сезонов, из них 90 проб отобрано дночерпателем и 60 грунтовой трубкой. Также использовались литологические карты предшественников [*Семенов, 1967ф, Судаков, 1991ф*]. Кроме результатов гранулометрического анализа при построении карты привлекались сведения о грунтах с морских карт, в основном в мелководных проливах Новосибирских островов. Визуальные описания грунтов послужили основным источником сведений о наличии включений в донных отложениях.

Современные терригенные отложения акватории представлены обводненными неуплотненными, иногда текучепластичными осадками с редкими включениями ракуши и ракушечного детрита. Донно-каменный материал представлен единичными находками гравия и гальки вблизи абразионных берегов. Цвет алевропелитовых осадков в основном с оттенками серого (зеленовато-, коричневатого-, синевато-серые) и коричневого (серовато-, зеленовато-коричневые). Песчаные осадки преимущественно бурого и серо-бурого цвета. Более крупнозернистые осадки более светлые, тонкозернистые – темные, иногда почти черные. Преимущественно серый цвет грунтов указывает на восстановительную среду их образования, что характерно для шельфовых морей Северного Ледовитого океана.

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

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

На процессы современного осадкообразования определяющее влияние оказывают рельеф, ледовый режим акватории и гидродинамические факторы.

В пределы листов S–53,54 входит мелководная юго-восточная часть моря Лаптевых, а также проливы Новосибирских островов, которые относятся к акватории Восточно-Сибирского моря.

*Рельеф дна* акватории выровненный, сглаженный, преобладают глубины 15–25 м. Лишь в отдельных понижениях рельефа глубины составляют более 40 м, а на приподнятых участках песчаных банок – 5–10 м. Рельеф поверхности островных мелководий не отличается от рельефа прибрежных равнин. Это плоские поверхности со слабым расчленением, широко развиты такие формы рельефа как прибрежные подводные валы, косы, мелкие впадины.

*Гидродинамический режим.* Суммарное направление движения вод в море Лаптевых предопределяется взаимодействием постоянных, приливно-отливных и сгонно-нагонных колебаний, создающих достаточно сложную схему их движения. В целом морю свойственна циклоническая циркуляция поверхностных вод. Ее образует прибрежный поток, движущийся вдоль материка с запада на восток, где он усиливается Ленским течением. В восточной части моря преобладает выносное движение опресненных более теплых вод. При дальнейшем движении его большая часть отклоняется на север и северо-запад и в виде Новосибирского течения выходит за пределы моря, соединяясь с Трансарктическим течением. Небольшая часть вод прибрежного потока уходит через проливы Санникова и Дм. Лаптева в Восточно-Сибирское море.

Приливная волна в море Лаптевых входит с севера и распространяется к берегам, затухая и деформируясь по мере продвижения к ним. Величина прилива обычно невелика, преимущественно около 0,5 м.

Кроме приливных, в море Лаптевых наблюдаются сгонно-нагонные колебания уровня. Наиболее значительны они в юго-восточной части моря. Сгоны и нагоны обуславливают самые большие понижения и повышения уровня в море Лаптевых. Размах колебаний положения уровня между сгонами и нагонами достигает 1—2 м.

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

Широкое развитие рыхлых четвертичных отложений на побережье, представленных в основном песчаными и алеврито-песчаными разностями, дают много продуктов термоабразионного разрушения. По расчетам Д. С. Яшина [*Кошелева, Яшин, 1999*] в море Лаптевых от абразии берегов поступает  $80 \times 10^6$  т/год осадочного материала, что выше (по тем же расчетам), чем в другие арктические моря. Средняя скорость отступления аккумулятивных и дельтовых берегов в море Лаптевых – 0,5 м/год. Это определяет начальный ход осадкообразования в прибрежной зоне.

В пределах Новосибирского мелководья абразионные процессы замедлены, скорость отступления берегов, сложенных рыхлыми отложениями с большим количеством льдистых включений, невысока. Это обусловлено небольшим поднятием Новосибирских островов в настоящее время (см. Геоморфо-

логия). Следствием этого является малое поступление материала разрушения в зону мелководья.

Поставщиками осадочного материала в изученную акваторию являются реки Омолой и Яна. Количество твердого материала, выносимого в акваторию моря Лаптевых реками Яна и Омолой, составляет 6,2 млн тонн и 0,52 млн тонн в год соответственно. В бассейне реки Яна величина механической денудации оценивается 10–20 т/км<sup>2</sup> в год [Яшин, 2004]. 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.

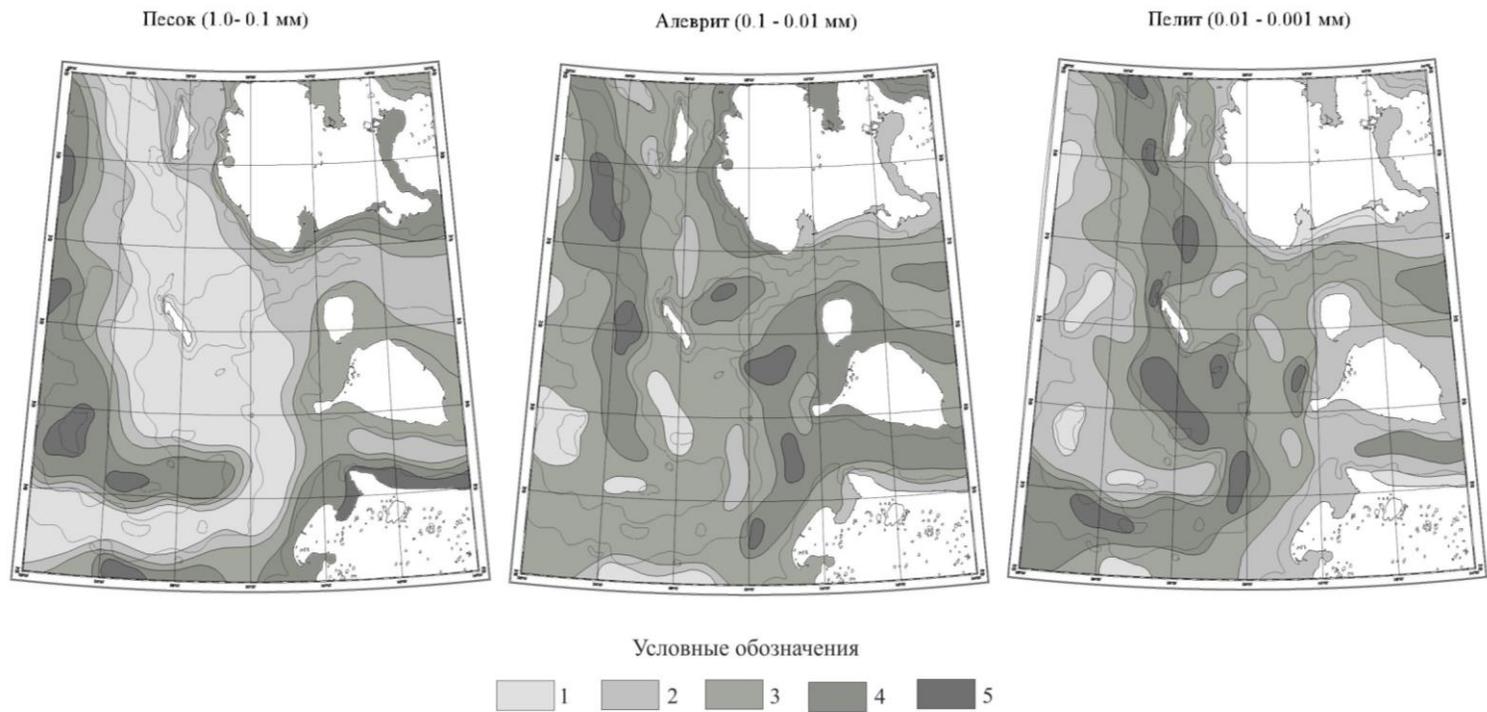
Особенностью данного района является наличие *участков многолетней мерзлоты*. Вопрос о наличии многолетнемерзлых пород на дне сибирских морей рассматривался в различных предшествующих работах [Семенов, 1967, Соловьев и др, 1978]. Но мы можем лишь косвенно судить о наличии многолетнемерзлых пород, т. к. при изучении донных отложений наличие льда или каких-либо льдистых образований в пробах грунта не отмечалось. Однако, на некоторых станциях отмечается заметно более холодный осадок и снижение глубины опробования (менее 1 м) по глинисто-алевритовым отложениям, а также разуплотненный нижний слой осадка.

## ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ

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. 4).

*Песок.* Максимальные концентрации песчаных частиц в осадках (содержание песка 75–80%) отмечаются в районах поступления осадочного материала в бассейн. Это в основном прибрежные мелководные зоны и отдельные участки дна. Осадки с содержанием песчаной фракции более 85% широко распространены на вершинах Семеновской отмели. Эти осадки соответствуют участкам интенсивного воздействия водных масс на дно, перебива осадков, выносу более мелкозернистого материала и концентрации песчаных. В пониженных участках морского дна содержание песчаной фракции не превышает 10–15%.

*Алеврит.* Наиболее широко по площади распространены осадки с содержанием алевритовой фракции от 10 до 50 %. Зоны максимального обогащения осадков алевритами с содержанием алевритовой фракции более 75 % встречаются крайне редко. В зонах развития чистых песков и пелитовых отложений содержание алеврита менее 10%. На площади листа алевриты широко распространены, особенно на Новосибирском мелководье. Это связано со значительным содержанием алевритовых зерен в материале, сносимом с побережий.



**Рис. 4. Распределение гранулометрических фракций в осадке**

Содержание фракции в осадке (%): 1 – 0-10, 2 – 10-25, 3 – 25-50, 4 – 50-75, 5 – более 75.

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

Для выделения гранулометрических типов донных отложений применялась системная десятичная метрическая классификация ВНИИОкеангеология, в соответствии с которой на литологической карте поверхности морского дна выделены моногранулярные, бигранулярные, тригранулярные и полигранулярные осадки [*Методическое...*, 2010].

**Моногранулярные (однородные) осадки**, сложенные на 75 % и более одной доминирующей фракцией, представлены песками, алевритами и пелитами. На долю моногранулярных осадков приходится 11 % площади изученной акватории. Среди моногранулярных осадков выделяются **моногранулярные чистые** (6 % площади акватории), где содержание господствующей фракции составляет более 85 %. Осадкам соответствует одномодальное эмпирическое поле распределения.

*Моногранулярные песчаные осадки (П)*, в том числе *пески чистые (Пч)* развиты на глубинах до 15 м (7 % площади листа). Размерный состав песков мелко-среднезернистый, минеральный состав – кварц-полевошпатовый.

Пески в пределах изучаемой акватории развиты на приподнятых участках морского дна, а также в прибрежной зоне материковой суши и островов. На возвышенных участках Семеновской отмели моногранулярные пески переходят в моногранулярные чистые, где содержание песчаной фракции превышает 85 %, в отдельных пробах достигая 94 %. Песок имеет местное происхождение, образовался в результате перемыва более древних отложений, обнажившихся на морском дне. Более мелкий материал вымывался и переносился в более глубокие участки моря. Пески Семеновского мелководья отличаются лучшей сортировкой, чем прибрежные пески. В прибрежной зоне материковой суши и островов пески имеют неширокое распространение. Это связано с тем, что в составе обломочного материала, сносимого с приморской низменности и Новосибирских островов, песчаные частицы имеют подчиненное значение. Основную массу составляет алеврито-пелитовый материал. С этим связано и отсутствие в прибрежных песках гравийно-галечного материала. Кроме того, мелководность прибрежных участков снижает интенсивность воздействия водных масс на побережье и песчаный материал оседает недалеко от берега, а в море выносится алеврито-пелитовый материал. Граница распространения прибрежных песков обозначена как предполагаемая, так как данных для картирования недостаточно и использованы данные о грунтах с морских карт,

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

*Моногранулярные алевриты (А)* занимают менее 2 % площади листа. Площади распространения алевритов приурочены к отдельным возвышенным участкам дна, а также к склонам подводной речной долины Пра-Яны, где глубины моря составляют 15–25 м. Содержание алевритовой фракции в осадках достигает 80 %, в виде примеси присутствует пелит 15–20 % и песок 10–15 %. На отдельных участках моногранулярный алеврит переходит в моногранулярный чистый, где содержание частиц алевритовой размерности достигает 92 %. Алевриты располагаются отдельными полями в удалении от берегов и имеет местное происхождение, аналогичное пескам Семеновского мелководья. Данные участки дна не подвергаются интенсивному перемыву, в результате чего, вымывается и уносится лишь тонкозернистый материал. Отсутствие песчаных частиц в осадке связано с литологическим составом размываемых отложений. Сортировка этих алевритов лучше, чем алевритов в прибрежной части акватории. Содержание алевритовых частиц в осадке достигает 94 %.

*Моногранулярные пелиты (Пл) и моногранулярные чистые пелиты (Пл ч)* занимают 7 % площади изученной акватории. Они закартированы в наиболее глубоких участках дна, в условиях наименьшей подвижности как придонных, так и поверхностных слоев воды. Они развиты на отдельных участках в днище подводной долины Пра-Яны на глубинах 25–45 м. Содержание пелитовой фракции в этих осадках составляет 78–85 %, местами достигает 92 %. Из примеси в основном присутствует алеврит 17–23 %, изредка песок до 15 %. Формирование однородных пелитовых отложений определяется слабой гидродинамической активностью придонного слоя, в результате чего происходит выпадение из взвеси пелитовых частиц. Также поля пелитов закартированы недалеко от побережья на глубинах 10 м и менее. Накоплению пелитовых осадков на незначительных глубинах благоприятствует наличие практически круглогодичного ледового покрова. Осадки хорошо сортированы.

**Бигранулярные (переходные) осадки** сложены преобладающей (от 50 до 75 %) и дополняющей (25–50 %) размерными группами фракций. Эти отложения занимают 65% площади данной акватории и представлены песчаными, алевритовыми и пелитовыми разновидностями.

*Алевритовые пески (АП)* занимают почти 15 % площади акватории, развиты до глубин 25 м, местами до 35 м. На участках современного размыва дна алевритовые пески располагаются вслед за зоной распространения песков, являясь переходным звеном между крупнозернистыми и мелкозернистыми осадками. Гипсометрически выше алевритовых песков располагаются моногранулярные пески, а глубже песчаные алевриты и алевритовые миктиты. Содержание песчаной фракции в алевритовых песках изменяется от 55 до 74 %, алеврита – от 25 до 43 %, отмечается примесь пелита менее 10 %. На некоторых прибрежных участках дна алевритовые пески примыкают непосредственно к берегу. Полоса алевритовых песков прослеживается на восточном береговом склоне вдоль острова Бол. Ляховский, а также на береговом склоне материковой суши, где наличие вдольберегового течения, огибающего мыс Святой Нос, способствует довольно хорошей сортировке алевритовых песков в бухтах Ванькина и Эбеляхская.

*Пелитовые пески (ПлП)* в море Лаптевых, как и в других шельфовых северных морях, имеют весьма ограниченное распространение (менее 2 % площади изученной акватории). Данный вид осадка несколько нарушает обычную картину изменения гранулометрического состава осадков в процессе механической дифференциации от крупнозернистых разностей до тонкозернистых. Пелитовые пески представляют собой смесь двух крайних из общего ряда фракций. Гистограммы распределения таких осадков обычно имеют две вершины, что говорит о плохой сортировке осадка. Образование пелитовых песков, возможно, связано с размывом подстилающих отложений, сложенных рыхлыми четвертичными осадками. Содержание песчаной фракции в этих осадках составляет 50–66 %, пелитовой 25–42 %. Сортировка осадков умеренная.

*Песчаные алевриты (ПА)* занимают 17 % площади листа. Песчаные алевриты сопутствуют песчаным осадкам, развитым в районах размыва дна, располагаясь на глубинах 15–20 м. Широкое развитие песчаных алевритов вдоль побережий Новосибирских островов связано с литологическим составом береговых пород, а также мелководностью моря, снижающей интенсивность волнового воздействия на дно и берега. Песчаные алевриты занимают значительные площади дна проливов Дм. Лаптева и Санникова, располагаясь на глубинах до 15–18 м.

Эти осадки связаны фаціальными переходами с алевритовыми песками и пелитовыми миктитами. Содержание алевритовой фракции в осадке изменяется от 55 до 65 %, песчаной – от 32 до 45 %, примесь пелита менее 10 %.

*Пелитовые алевриты (Пла)* занимают 8 % площади листа, располагаются на склонах долины Пра-Яны, на участках, где волновая деятельность моря затухает, но воздействие постоянных течений достаточно активно, на глубинах 15–30 м.

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

*Песчаные пелиты (ППл)* имеют крайне ограниченное распространение по площади листа, занимают менее 1 % площади листов. Встречены они в периферийной части зоны распространения пелитовых песков, где глубина моря составляет 20 м, на Лено-Янской низменности. Содержание пелитовой фракции в этих осадках составляет 56–58 %, песка – 25–36 %, алеврита – 13–17 %. Возможно, формирование этих осадков связано с размывом подстилающих плейстоценовых отложений на участках с незначительной мощностью голоценовых отложений.

*Алевритовые пелиты (АПл)* занимают 25 % площади листа, являются своеобразным индикатором древних затопленных речных долин, площади их распространения почти точно совпадают с контурами долины Пра-Яны. Распространены на глубинах более 30 м, где происходит значительное снижение подвижности придонных слоев воды. Содержание пелитовой фракции в осадке составляет 50–70 %, алеврита – 20–47 %, примесь песка – 2–10 %. В затишных мелководных зонах формирование алевритовых пелитов происхо-

дит на глубинах менее 15м, что связано с незначительными скоростями придонных течений и наличием ледового покрова.

**Тригранулярные осадки (миктиты)**, состоящие из трех фракционных групп, и **полигранулярные (полимиктиты)**, сложенные четырьмя и более фракциями, относятся к смешанным осадкам и занимают 25 % площади дна. Они содержат взаимодополняющие размерные группы фракций в количестве от 25 до 50 % каждой фракции, сопутствующие – от 10 до 25 %.

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), песчано-алеврито-пелитовые (ПАПл). Эти осадки связаны фациальными переходами между собой, бигранулярными и моногранулярными осадками. Кривые распределений характеризуются многовершинным строением, с максимумами в соответствующих разностях.

*Полимиктиты* выделены только на одном участке акватории, у входа в пролив Санникова, где они представляют перлювий на коренных породах. Содержание гравийной фракции в этих осадках 10–15 %.

## **ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ЛИТОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

Особенности рельефа дна, ледового режима и связанные с ними процессы гидродинамики, а также неотектонический режим определяют направленность современных литодинамических процессов.

Для выделения динамических типов донных отложений без расчета скоростей придонных течений, по данным гранулометрического анализа нами были построены кумулятивные кривые (Рис. 5) по методике, предложенной В. И. Гуревичем [*Гуревич и др., 1985ф*]. Все многообразие кумулятивных кривых сведено к четырем типам: Г, Е, А, В.

Общая тенденция в динамике морского дна направлена на выравнивание рельефа, но на различных участках процесс выравнивания протекает под влиянием разных факторов. В прибрежной зоне основным рельефообразующим фактором является волновая деятельность, с которой связано образование плоских прибрежных равнин, мелких аккумулятивных форм – баров, кос, отмелей и др. Волновая деятельность также активно участвует в размыве мелководных участков морского дна. На Семеновской банке происходит интенсивный переыв и дальнейшее переотложение материала на периферии. В этих условиях при воздействии стабильной умеренной гидродинамики формируются пески, алевритовые пески, алевриты и песчаные алевриты. Этим осадкам соответствует кумулятивная кривая *G-типа*.

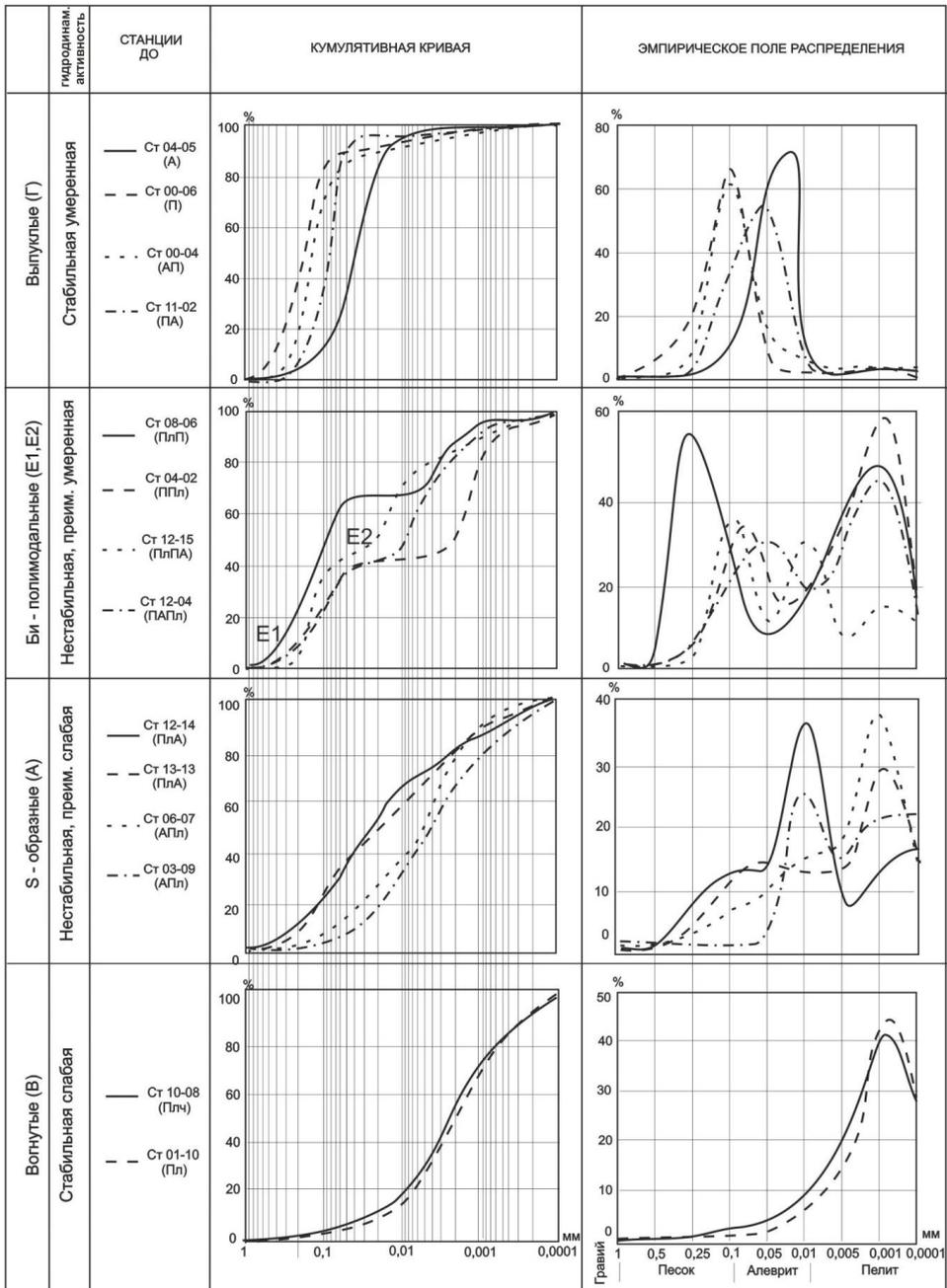


Рис. 5. Зависимость гранулометрического состава от гидродинамической активности

По мере удаления от побережий и размываемых участков дна с увеличением глубин, гидродинамическая активность снижается и создается обстановка, благоприятная для аккумуляции значительного количества вещества, однако процессы перемыва сохраняются, хоть и значительно ослаблены. Силы волнового воздействия достаточно для взмучивания и выноса тонкозернистого материала. Процессы неустойчивой аккумуляции и транспортировки развиты на большей части акватории.

Это не только области выровненного рельефа дна, но склоны палеодолины Пра-Яны. На этих участках формируются осадки, которым соответствуют S-образные и полимодальные кумулятивные кривые 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.

Полимодальная кумулята E-типа обычна для осадков, образовавшихся при транспортировке, частичных размыве и аккумуляции в условиях нестабильной преимущественно умеренной гидродинамической активности. Выделяются подтипы E1 и E2. Осадкам подтипа E1 соответствует бимодальная кумулята, гранулометрический состав осадков – пелитовые пески и песчаные пелиты. Динамический подтип осадков E2 выделен по поливершинной кумуляте. Гранулометрический состав осадков этого типа – миктиты мелкообломочные. Кумулятивная кривая E2-типа указывает на формирование осадков в условиях нестабильной преимущественно умеренной гидродинамики, где происходит перемешивание, транспортировка материала, ухудшается сортировка осадка.

Дальнейшее увеличение глубин и наличие ледового покрова гасит волновое воздействие на дно, создаются условия для оседания тонкозернистого материала. Переноса осажженного материала здесь практически не наблюдается, поэтому скорости осадконакопления в этой зоне значительно увеличиваются. Характерный гранулометрический состав осадков – пелиты и пелиты чистые. Им соответствует вогнутая кумулятивная кривая B-типа. Процессы устойчивой аккумуляции в условиях стабильной слабой гидродинамики локализируются в наиболее глубоких участках днища палеодолины Пра-Яны.

Учитывая, что акватория моря Лаптевых имеет тенденцию к общему относительному поднятию, то можно предположить дальнейший размыв мелководных участков дна и расширение существующих аккумулятивных и абразионных равнин.

## ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

В зависимости от происхождения и вещественного состава исходного материала среди морских осадков изученной акватории листа выделены следующие вещественно-генетические типы: терригенный, биогенный, хемогенный; и палимпсестово-эдафогенный генетический тип.

*Терригенные* отложения наиболее широко развиты и занимают более 90 % площади дна, крапом на карте не выделяются. Расположение акватории в

зоне полярного седиментогенеза обуславливает преобладание механической денудации над химической и, следовательно, взаимосвязь гранулометрического и минералогического состава донных отложений с составом пород питающих областей, а также преобладание взвешенного материала рек над растворенным. Основными источниками поступления обломочного материала в акваторию являются продукты береговой и донной абразии и твердый сток рек. При этом значительная часть терригенных частиц первоначально оседает в губах, заливах или вблизи берегов. Попав в зону волнения и течений, терригенный материал начинает перераспределяться по площади дна в соответствии с гидравлической крупностью частиц и в зависимости от морфологии дна до соответствующего им энергетического уровня. Перенос материала осуществляется путем волочения по дну, сальтацией и во взвеси. Первый способ характерен для песчаных частиц, второй – для мелкопесчаных и алевритовых, третий – для пелитовых [Романовский, 1988].

*Палимпсестовые и эдафогенные* отложения представляют собой мало-мощные реликтовые осадки, которые образовались на месте или при незначительном переносе и находятся в неравновесном состоянии по отношению к имеющимся параметрам седиментогенеза [Гуревич и др., 1985ф]. *Палимпсестовые* отложения формируются при размыве плейстоценовых отложений и развиты на участках отсутствия голоценовых отложений или их незначительной мощности (менее 0,2 м). Районы развития палимпсестовых отложений отмечены на вершинах Семеновской отмели. Представлены они песчаными отложениями, пелитовыми песками и песчаными пелитами.

*Эдафогенные* отложения формируются в районах, где отсутствуют или имеют малую мощность четвертичные отложения. Здесь скорости придонных течений достигают наибольших величин, а скорости современной седиментации минимальны. Эдафогенные отложения выделены у входа в залив Санникова на участке выхода дочетвертичных пород на поверхность и на крутых береговых склонах островов Столбовой и Бельковский.

*Биогенно-терригенные* отложения достаточно широко развиты в пределах акватории. Карбонатная часть осадков представлена детритом и целыми раковинами двустворок в количестве 10–25 %.

Наличие в донных отложениях акватории железомарганцевых конкреций и корок позволяет выделить *хемогенно-терригенный* вещественно-генетический тип отложений. На ряде станций донного опробования обнаружены железомарганцевые корки на обломках пород и раковинах моллюсков толщиной несколько миллиметров.

Во время полевых работ на соседнем листе S–51,52 нами было найдено большое количество конкреций на ряде станций, что позволило их описать, и оконтурить поля распространения ЖМК. В пределах листов S–53, 54 наши находки ЖМК очень скудны, поэтому на литологическую карту вынесены поля ЖМК по данным ВНИИОкеангеология [Иванова, Смирнов, 2008]. Они отмечают в юго-восточной части моря Лаптевых крупное Лаптевоморское поле ЖМК, где описаны три морфологических вида конкреций и корок. Наиболее многочисленны в море Лаптевых железистые конкреции и корки, плотность их находок достигает 200–300 экз/м<sup>2</sup>, значительна также плотность

залегания микроконкреций. Средние размеры конкреций – 10–30 мм в диаметре. Содержание в ЖМК  $MnO_2$  от 0,1 до 31%,  $Fe_2O_3$  – от 13,7 до 47%, а суммарные количества железа и марганца достигают 48–56%.

В целом, в химическом составе шельфовых железомарганцевых конкреций, в отличие от океанических, при сопоставимых количествах железа обычно меньше марганца, больше фосфора, значительно ниже содержания малых рудных элементов (Ni, Co и др.) [Иванова, Смирнов, 2008].

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

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

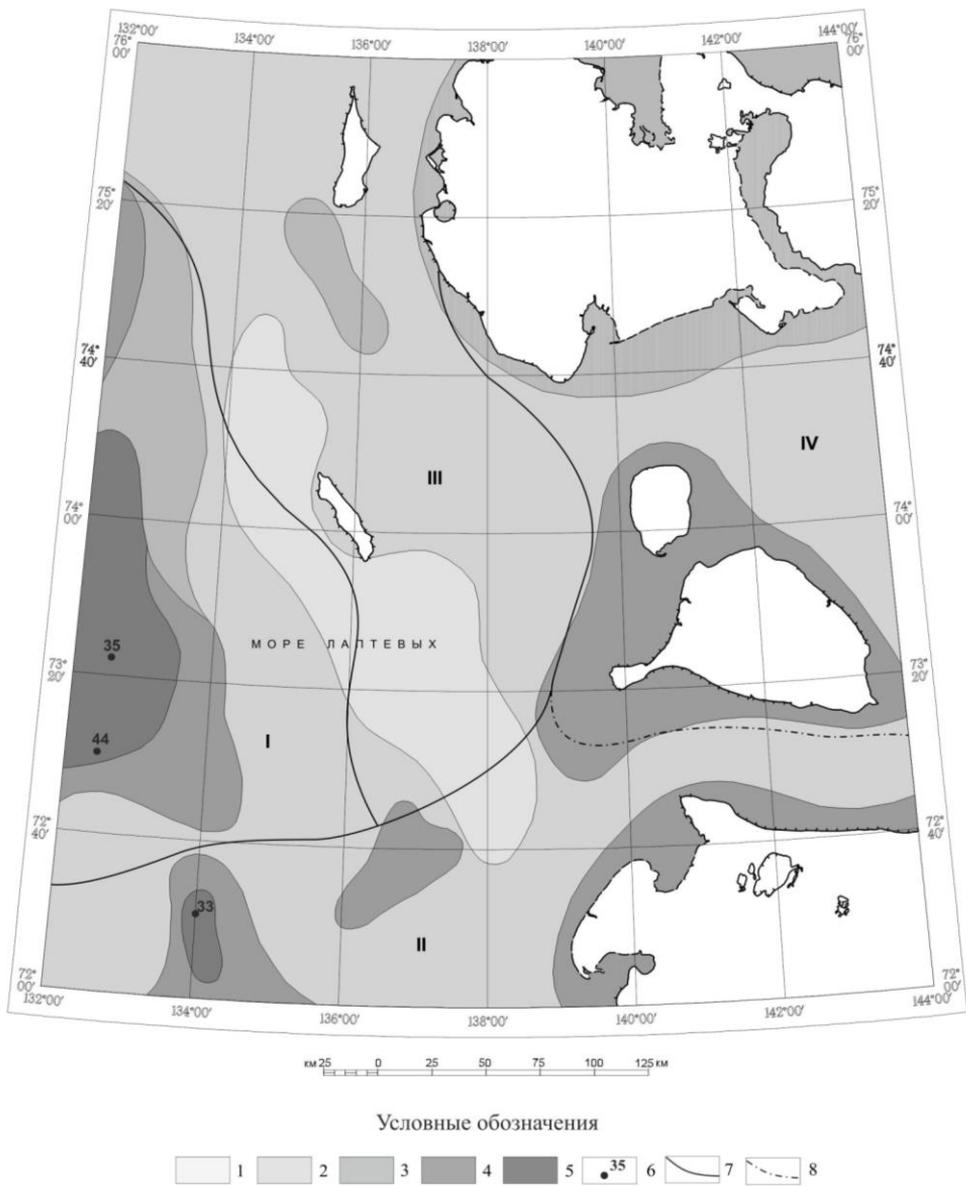
Изучение минерального состава проб проводилось иммерсионным методом, исследованию была подвергнута крупноалевритовая фракция (0,1–0,05 мм).

Выход тяжелой фракции в осадках изменяется в зависимости от близости суши, дальности переноса и гидродинамических условий зоны седиментации. Максимальное содержание минералов тяжелой фракции в крупном алеврите (20–44 %) сосредоточено на участках активного гидродинамического режима в районе. Среднее содержание тяжелой фракции в поверхностных осадках по площади составляет 6,5 % (Рис. 6).

Основными минералами тяжелой фракции являются моноклинные пироксены, обыкновенная роговая обманка, минералы группы эпидота, гранат, черные рудные, циркон. Остальные минералы встречаются в количествах, не превышающих 10 % (табл. 6).

На основании распределения в поверхностных осадках минералов тяжелой фракции выделены терригенно-минералогические провинции (Рис. 6).

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



**Рис. 6. Терригенно-минералогические провинции по пороодообразующим минералам в поверхностных осадках**

1-5 – содержание тяжелой фракции (%): 1 – менее 1, 2 – 1-5, 3 – 5-10, 4 – 10 – 20, 5 – более 20; 6 – отметки максимальных значений выхода тяжелой фракции (%); 7-8 – границы провинций: I – амфибол-чернорудная с гранатом, II – амфибол-эпидот—чернорудная с титанистыми минералами, III – чернорудно-эпидотовая с гранатом и цирконом, IV – эпидот-амфиболовая с пироксенами, гранатом и цирконом;

**Минеральная характеристика поверхностного слоя донных отложений**

Тяжелые минералы	Содержание, %		Среднее значение, %
	min	max	
Моноклинные пироксены	2,1	25,1	10,5
Ромбические пироксены	0,0	7,1	1,0
Обыкновенная роговая обманка	2,7	46,4	25,7
Группа эпидот-цоизита	1,1	20,6	7,8
Гранат	2,3	21,3	8,7
Циркон	1,2	16,2	8,2
Турмалин	0,0	2,5	0,2
Сфен	0,0	2,7	0,4
Рутил	0,0	3,2	1,0
Неопределенные титанистые минералы	0,0	5,9	0,9
Апатит	0,2	4,1	1,3
Черные рудные	10,9	61,4	32,4
Пирит	0,0	3,5	0,2
Гидроокислы железа	0,0	6,2	0,4
Выход тяжелой фракции	0,13	44,3	6,5

II провинция – амфибол-эпидот-чернорудная с титанистыми минералами выделена на мелководном шельфе. В ее формировании принимали участие разновозрастные породы: пермские, мезозойские, палеогеновые и плиоценовые.

III провинция – чернорудно-эпидотовая с гранатом и цирконом приурочена к площади, расположенной западнее Новосибирских островов. Сформирована за счет размыва нижнемеловых терригенных отложений, слагающих ближайшие области сноса.

IV провинция – эпидот-амфиболовая с пироксенами, цирконом и гранатом – выделена на мелководье Новосибирских островов. Сформировалась за счет размыва палеозойских карбонатно-терригенных пород.

На литологической карте оконтурены участки с повышенными содержаниями минералов полезных ископаемых (титансодержащие минералы, циркон, гранат). В основном это участки комплексного развития минералов на вершинах Семеновской отмели и в центральной части акватории. В выделенных ореолах рассеяния концентрации минералов составляют для титансодержащих минералов (сфен, рутил, магнетит, ильменит)  $4,2\text{--}5,8 \text{ кг/м}^3$ , циркона  $1,3\text{--}2,2 \text{ кг/м}^3$  и граната  $1,8\text{--}2,7 \text{ кг/м}^3$ . Расчет содержаний проведен по алевритовой фракции. Результаты подсчетов дают возможность выделить на изученной акватории участки повышенных содержаний отдельных минералов.

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

Замедленность химических и биологических процессов в море Лаптевых приводит к тому, что аутигенные образования встречаются редко и в незна-

чительных количествах. В изученных образцах они представлены гидроокислами железа, железисто-карбонатными агрегатами и единичными зёрнами глауконита.

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

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

Смена литологических типов осадков западнее Новосибирских островов, подчиняясь рельефу и батиметрической зональности акватории, происходит в субмеридиональном направлении.

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

## **ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ**

Для органо-геохимической характеристики донных осадков и определения перспективности площади по геохимическим критериям выполнен комплекс анализов на содержание  $C_{орг.}$ , компонентного состава углеводородных газов (УВГ) и жидких углеводородов (УВЖ), а также проведен изотопный анализ углерода метана.

Содержание  $C_{орг.}$  в среднем по акватории составляет 1,05%, достигает максимальных значений в наиболее пониженных участках акватории (1,67%). Повышенные содержания  $C_{орг.}$  приурочены к алеврито-пелитовым и пелитовым отложениям, отчетливо выражена зависимость содержания в осадках  $C_{орг.}$  от их дисперсности и, следовательно, сорбционной емкости. Содержание  $C_{орг.} < 0,5\%$  отмечено в песчаных и алевро-песчаных осадках Семеновского мелководья.

На состав и содержание газовой компоненты было проанализировано 88 проб донных осадков. Среди углеводородных газов в отложениях доминирует метан. Его содержания варьируют в пределах от 4 до 60 нл/кг.

Метан опережает другие УВГ при миграции и обладает значительной химической и термической устойчивостью, может иметь биохимическое и глубинное происхождение. Поэтому он не является надёжным геохимическим

индикатором или поисковым признаком наличия скоплений УВ. Помимо метана в газовой фазе донных отложений присутствует широкий спектр его гомологов – тяжелые углеводороды. В их составе присутствуют как предельные углеводороды – этан, пропан, н- и и- бутан и др., так и непредельные – этилен, пропилен, и-бутилен.

Содержание углеводородных газов в донных осадках исследуемой акватории по 88 пробам приведено в таблице 7.

Таблица 7

**Содержание углеводородных газов в осадках (\*10<sup>-2</sup> нл/кг)**

Газ	Хср	Хмин	Хмакс
Метан	690	430	6070
Этан	6,8	0,9	25,8
Этилен	3,8	0,0	14,8
Пропан	4,6	0,2	16,8
Пропилен	1,3	0,0	8,3
и – бутан	0,6	0,0	7,9
н – бутан	1,5	0,0	17,2
буген–1	0,1	0,0	0,9
и– бутилен	0,1	0,0	0,8
i-пентан	0,1	0,0	0,6
n-пентан	0,1	0,0	0,6
пентен–1	0,0	0,0	0,0

Таблица 8

**Изотопия углерода метана в газовой фазе**

Номер пробы	Концентрация метана (ppm)	dC <sup>13</sup> C <sub>1</sub> ‰
01–12	103,944	-94,9
12–02	104,522	-91,7
14–02	116,239	-68,5
13–03	135,570	-67,1
02–03	147,948	-68,0
14–01	149,582	-68,4
01–08	219,028	-71,2
06–05	230,651	-77,3
07–07	237,752	-66,2
02–15	270,713	-79,9
03–06	386,871	-78,2
02–16	457,910	-97,1
12–11	624,756	-91,8
13–04	627,338	-72,3
13–01	4886,586	-91,1

Расположение участков повышенных содержаний тяжелых углеводов в целом совпадает с таковыми для метана, что особенно важно, поскольку образование этана, пропана и бутана биохимическим путем ограничено.

Изотопный анализ атомов углерода в молекуле метана был выполнен в 15 образцах газа с повышенными и аномальными значениями концентрации метана. В таблице 8 приведены значения концентрации УВ газов состава  $C_1-C_5$  и значения параметра  $\delta C^{13}$  (‰), отражающего соотношение стабильных изотопов  $C_{12}$  и  $C_{13}$ . Как видно из таблицы во всех анализируемых образцах значения  $\delta C^{13}$  (‰) не выходят за пределы генетического диапазона современного микробиологического газа.

Методом жидкостно-адсорбционной хроматографии выполнено исследование группового состава жидких углеводов (таблица 9).

Таблица 9

**Компонентный состав жидких углеводов**

Компонент	$\bar{X}_{ср}$	$X_{мин}$	$X_{макс}$
Масла	55,2	25,0	78,7
Нейтр. смолы (бензольные)	23,3	10,55	44,6
Окисл. смолы (спирто-бензольные)	13,2	0,63	30,86
Асфальтены	8,0	0,15	25,0
Содержание УВЖ, % вес.	0,07	0,007	0,59

В изученном районе преобладают смолистые битумоиды с содержанием масел около 50 % и содержанием асфальтенов 2–5%.

При сопоставлении участков с повышенным содержанием в осадке метана и суммарного количества тяжелых углеводов со структурным планом акватории, наблюдается приуроченность зон аномальных концентраций УВГ к грабенам. Цепочка проявлений УВГ вытянута в субмеридиональном направлении от о. Бол. Ляховский до о. Бельковский и наблюдается структурный контроль в их распределении.

---

## МАГМАТИЗМ

Магматические образования на рассматриваемой территории представлены широким набором интрузивных пород от ультрабазитов до гранитов, сформировавшихся в возрастном интервале от среднего-верхнего палеозоя до позднего мела.

В распределении интрузивных образований намечаются достаточно четкие возрастные и структурно-тектонические закономерности.

Средне-позднепалеозойские дайки и силы долеритов и габбродолеритов приурочены к Котельническому срединному массиву (о-ва Котельный и Бельковский).

Раннемезозойские (?) ультрабазиты характерны для структур Хромского массива (Южно-Анюйско-Ляховская шовная зона).

Максимально развитые раннемеловые гранитоиды образуют Чохчуро-Чокурдахский поперечный ряд, связанный с субмеридиональной зоной тектономагматической активизации, протягивающейся от хр. Полоусного. По геолого-геофизическим данным севернее о. Бол. Ляховский намечается продолжение этой зоны к северу (Ляховско-Фаддеевская зона) и запад-северо-западу (юго-восток о. Мал. Ляховский).

Позднемеловой интрузивный магматизм представлен единичными дайками основного состава. Спорно положение широко развитых в тесной территориальной связи с гранитоидами святоносского комплекса даек кварцевых порфиров и гранит-порфиров, однако генетическая их связь не доказана. Геологи ЯнГРЭ (ЯТГУ) давно выделили их в самостоятельный позднемеловой тиглякчанский комплекс.

В настоящей записке дайковый комплекс, сопровождающий раннемеловые граниты территориально, разделен на раннемеловой, генетически с ними связанный, и позднемеловой (?), соответствующий тиглякчанскому комплексу.

По имеющимся, часто спорным, данным в магматической деятельности выделяется несколько крупных этапов: позднепалеозойский – раннемезозойский, раннемеловой и позднемеловой.

## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Магматические формации рассматриваемого этапа являются единственными, которые наблюдались на всех группах островов архипелага. Они представлены эффузивными и интрузивными породами основного и ультраосновного состава, среди которых выделены формации габбродолеритовая, дунит-перидотитовая и натриевых базальтов. Последние две формации в настоящее время являются предметом дискуссии, поскольку обе они, совместно с эмийтасской толщей амфиболитов, объявляются либо фрагментами офиолитов океанического дна [Государственная..., 1999, Драчев, Савостин, 1993, Кузьмичев и др., 2005], либо аналогами сходных образований Южно-Ануйской складчатой системы, на основании чего в район протягивается ее ветвь.

### ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

**Средне-позднепалеозойский интрузивный комплекс – габбродолеритовая формация** – ( $v\beta PZ_{2-3}$ ) представлена единичными дайками и мелкими штоками на островах Бельковском и Котельном, на первом известны также небольшие силы. Мощность даек 1–30 м, протяженность до 6–7 км. Дайки субвертикальные, преимущественно северо-западного простирания. Максимальная площадь штоков 0,9 км<sup>2</sup>. А. Б. Кузьмичев [Кузьмичев, Голдырев, 2007], детально изучавший эти образования на о. Бельковском, отмечает, что рассматриваемые породы группируются в полосах субмеридионального простирания, в которых наблюдаются ветвящиеся дайки, образующие апофизы во вмещающих породах, отмечаются тела неправильной формы. Зоны подобных скоплений базитов он считает возможными субвулканическими центрами, в разной степени эродированными. Наряду с долеритами в них встречены туфоподобные гиалокластиты, эруптивные брекчии долеритов и миндалекаменные долериты. Особо отмечаются т. н. пепериты, образующиеся при внедрении магмы в нелитифицированные породы.

Интрузивные тела сложены долеритами, переходящими в центральных частях крупных тел в габбродолериты; в малых телах и апофизах они переходят в долеритовые порфириды. Долериты – средне- и крупнозернистые породы, равнозернистые или порфиридные с офитовой, пойкилоофитовой и реже долеритовой структурами. Минеральный состав (в %): лабрадор – 36 – 55, авгит – 30 – 50, оливин – 0 – 3, роговая обманка – 0 – 12, биотит – 0 – 10, рудные (магнетит, титаномагнетит, пирит) – 5 – 10, апатит, сфен, рутил, вторичные – хлорит, соссюрит, лейкоксен, альбит, актинолит. Выделяются кварцсодержащие и оливиновые разности долеритов. В долеритовых порфиридах отмечается в разной степени измененное стекло (5 – 20%).

Имеющиеся химические анализы долеритов (табл. 10) довольно однообразны по составу. Они относятся к толеитовому типу базитов натровой серии, умеренно глиноземистым и повышено титанистым.

Средний состав долеритов (табл. 10,  $X_{24}$ ) практически тождественен базальтам-долеритам кали-натриевой серии на континентах, отличаясь слабо

повышенной щелочностью. Пегматоидные разности, характерные для центральных частей крупных тел – габбродолериты – имеют повышенную кислотность, резко пониженные содержания MgO и CaO и повышенное содержание Na<sub>2</sub>O (табл. 10, анал. № 4, 5, 9, 14), являются высокоглиноземистыми породами натрового типа щелочности.

Сколь-нибудь убедительных данных о времени внедрения рассматриваемых пород нет. Они заведомо моложе девонских отложений, а на о. Бельковском прорывают отложения бельковской свиты. Габбродолериты – доскладчатые образования, т. е. дораннемеловые. А. Б. Кузьмичев [Кузьмичев, Голдырев, 2007] считает их внедрение синхронным трапповой формации Сибири. Приводимый им возраст биотита из штока оливинового габбродолерита на севере о. Бельковский составляет 252+5млн лет (K-Ar метод, ИГЕМ РАН). В более поздней работе [Данукалова, Кузьмичев, Аристов, 2014] допускается, что «некоторая часть интрузий может оказаться позднедевонской». В настоящей записке, в соответствии с [Легенда Лаптево-Сибироморской серии..., 2000] условно принят средне-позднепалеозойский возраст габбродолеритовой формации.

## Химические составы долеритов и габбродолеритов

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	nnn	сумма
1	46.95	2.17	14.74	2.96	9.23	0.15	5.75	10.10	3.67	0.25	0.33	-	3.79	100.09
2	47.24	0.86	18.80	1.31	8.47	0.12	4.08	10.74	3.901	0.72	0.21	-	3.33	99.80
3	44.68	1.64	14.53	9.71		0.12	6.75	9.20	3.00	1.44	0.41	-	7.71	99.19
4	55.13	2.09	15.32	10.94		0.23	2.25	4.33	5.57	0.40	0.70	0.03	3.95	100.94
5	58.56	1.61	15.32	10.24		0.19	1.82	3.47	5.65	0.83	0.52	0.01	2.90	101.12
6	47.00	1.82	13.13	2.40	11.20	0.47	7.49	10.89	2.36	0.88	0.19	-	2.34	100.14
7	46.64	3.57	13.47	2.35	12.41	0.27	4.90	8.80	3.56	0.50	0.38	-	3.30	100.15
8	48.03	1.62	15.23	2.58	10.42	0.25	6.66	9.25	2.41	0.50	0.26	-	3.05	100.26
9	55.52	1.31	15.25	1.78	9.06	0.14	2.30	3.55	5.69	0.38	0.55	-	4.75	100.11
10	49.81	1.13	16.04	10.46		0.18	6.92	10.34	1.68	0.61	0.19	-	2.64	
11	47.54	1.31	16.04	12.20		0.21	6.95	9.62	3.00	0.86	0.16	-	2.10	
12	48.52	1.03	14.88	11.28		0.18	8.34	12.83	1.76	0.34	0.15	-	0.72	
13	50.87	1.04	15.81	10.38		0.19	6.67	8.84	2.211	1.73	0.21	-	2.27	
14	54.76	1.23	13.65	14.12		0.21	3.67	4.05	4.24	0.73	0.20	-	3.15	
15	48.98	1.15	15.44	10.11		0.19	8.25	12.48	2.03	0.62	0.15	0.05	1.70	101.15
16	47.82	2.85	13.68	14.02		0.25	5.37	9.36	2.71	1.19	0.22	0.01	1.80	99.28
17	49.18	1.87	14.75	11.84		0.25	6.60	8.33	2.35	1.43	0.25	0.02	1.75	98.62
18	49.11	1.85	15.92	7.48		0.20	2.20	10.68	3.14	0.79	0.24	0.05	8.80	100.46
19	49.87	1.79	15.29	12.10		0.23	6.69	8.15	2.58	0.72	0.24	0.03	2.25	99.94
20	48.03	1.62	15.23	12.74		0.25	6.66	9.25	2.41	0.50	0.26	-	3.05	100.00
X <sub>24</sub>	48.31	1.72	15.14	12.00		0.22	6.37	9.70	2.51	0.92	0.23			
S	1.41	0.76	1.32	0.89		0.07	1.52	1.34	0.65	0.63	0.06			
X <sub>5</sub>	55.78	1.62	14.91	11.30		0.18	2.49	4.75	5.30	0.49	0.46			

Примечания: образцы 1–5 с о. Котельный, 6–20 – с о. Бельковский [Государственная..., Лист R–53–55, 1992; Дорофеев и др., 1999; Kuzmichev, Pease, 2007].

**Предмайский комплекс (дунит-перидотитовая формация –σT?р)** представлена небольшими интрузиями в юго-восточной части о. Бол. Ляховский в р-не г. Эмий-Тас и прилегающего северного побережья пр. Дм. Лаптева. Самая крупная из них (~4 кв. км), в бассейне руч. Предмайского, сложена серпентинизированными оливинитами и серпентинитами. Она имеет в плане эллипсоидальную, вытянутую в ССВ направлении форму. Характер магнитного поля позволяет предположить пластинообразное тело, наклоненное на северо-запад под углом 20°, прослеживающееся в акваторию пр. Дм. Лаптева. В пляжевой зоне непосредственно к востоку от контакта этого тела с отложениями бурустасской свиты в последних установлены два пластовых тела серпентинизированных ультрабазитов шириной 15 м и 90 м. Контакты этих тел с песчаниково-сланцевой толщей четкие спаянные, по слоистости осадочных пород, без видимых признаков катаклаза всех пород [*Государственная..., Листы S-53-XVI*].

Выходы пород предмайского комплекса отмечены в проливе Дм. Лаптева как продолжение сухопутных тел. В западной части пролива на траверзе м. Св. Нос – п-ов Кигилях наблюдается мощная гравимагнитная аномалия (+50 мгал, +380 нТл), однозначно интерпретируемая как крупная ультрабазитовая интрузия.

Малые интрузии перидотитов, оливинитов отмечены на вершине г. Эмий-Тас, имеют близкую к изометричной форму, грубо согласную с простиранием вмещающих амфиболитов [*Государственная..., Листы S-53-XVI*]. А. Б. Кузьмичев [*Кузьмичев, Пономарчук, 2009*] считает, что эти породы слагают серию силлов, которые согласно залегают среди протерозойских амфиболитов. К дунит-перидотитовой формации, в качестве ее второй фазы, отнесены также габбродолериты, прорывающие в виде мелких тел и маломощных прожилков (до 5 см) интрузии гипербазитов и породы бурустасской свиты.

Оливиниты – мелкозернистые массивные породы темно- и голубовато-зеленого цвета с характерной бурой поверхностью выветривания. Структура – петельчатая; состав – оливин (форстерит), серпентин и иддингсит; второстепенные минералы – тальк, мусковит, флогопит, тремолит, а также ильменит и магнетит.

Перидотиты – массивные мелкозернистые породы темно-серого, зеленовато-черного цвета, неясно порфиroidные. В порфиroidных выделениях (<5%) изометричные резорбированные зерна оливина, основная масса состоит из оливина – 40 – 60%, диопсида – 30 – 40%, серпентина – 5 – 10%, рудных и аксессуарных минералов – до 5%. Часто наблюдается значительная амфиболитизация пироксена.

Серпентиниты – мягкие зеленовато-черные породы с характерной шелковистой поверхностью. Они сложены серпентином, рассеченным тонкими прожилками кальцита с аксессуарными магнетитом, ильменитом, пирротинном и гранатом.

Габбродолериты второй фазы – тоже мелкозернистые массивные породы с редкими вкрапленниками клинопироксена. Структура – долеритовая, местами с вкрапленниками пироксена, изумрудно-зеленой шпинели (до 9%) и рудных черных минералов, в основном магнетита и пирротина (до 5%).

## Химический состав пород предмайского комплекса

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	39.89	43.74	39.62	36.26	40.93	41.52	40.00	36.80
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.25	0.06	0.05	0.06	0.08	0.07	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.10	2.41	1.09	0.80	1.17	1.80	1.82	0.90
FeO	2.50 5.24	3.11 7.43	5.93	7.18	6.39	7.49	6.58	6.80
MnO	0.15	0.17	0.09	0.10	0.19	0.13	0.10	0.10
MgO	42.30	28.75	37.54	39.39	38.09	37.72	39.06	39.00
CaO	1.05	11.20	0.08	0.50	2.54	3.28	2.74	0.30
Na <sub>2</sub> O	1.05	0.06	0.51	0.01	0.01	0.19	0.01	сл.
K <sub>2</sub> O	0.04	0.11	0.02	0.01	0.02	0.09	0.03	сл.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.10	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.36	0.33	0.43	0.33	0.30	0.33
nnn	7.30	3.09	13.65	15.55	11.05	8.11	10.14	14.45
Сумма	100.70	100.42	100.27	100.41	100.93	100.79	100.89	98.73

Примечания: 1, 2 – коллекция А. И. Самусина, 1 – оливинит, 2 – перидотит. Дробь – числитель F<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, знаменатель – FeO. 3–8 – коллекция С. С. Драчева [Государственная..., Листы S-53-XVI; Драчев, Савостин, 1993]

По химическому составу (табл. 11) формация является типичным представителем ультраосновных пород нормального ряда щелочности семейств дунитов и перидотитов.

Возраст и геологическое положение ультрабазитов трактуются весьма различно. Они прорывают протерозойские (раннепалеозойские? по ГКК–1000, лист S–53–55, 1999) амфиболиты. Западнее устья руч. Предмайский (Мал. Харахаан) в плоских коренных выходах береговой зоны пр. Дм. Лаптева отмечались послойные инъекции ультрабазитов во флишеидных отложениях пермо-триаса (бурустасская свита), что позволяет датировать их предположительно как раннемезозойские (триасовые?) Факт интрузивного контакта этих пород с пермо-триасом опровергает предположение о принадлежности их к офиолитам океанической коры.

### РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Раннемеловой этап характеризуется интенсивным развитием гранитоидного магматизма и незначительными проявлениями эффузивной деятельности на островах Анжу.

Гранитоиды сосредоточены на о. Бол. Ляховский и на материке, где они образуют северное окончание меридионального Чохчуро-Чокурдахского поперечного интрузивного ряда. Судя по геофизическим данным, этот ряд продолжается к северу от острова, где он разветвляется: одна ветвь уходит на север вдоль Фаддеевско-Ляховского разлома, скорее всего заканчиваясь у южных берегов Земли Бунге, вторая проходит на запад-северо-запад до южного берега о. Мал. Ляховский. Продолжение этих ветвей далее указанных пределов весьма проблематично. На о. Бол. Ляховский и прилегающих к нему акваториях по геофизическим данным, местами подтвержденным бурением, выявлены многочисленные гранитоидные интрузии, как вскрытые эрозией, так и представленные своими роговиковыми ореолами. По особенностям состава и строения среди гранитоидов различаются интрузии диорит-гранодиоритовой (святоносский комплекс), лейкогранитовой (кигилахский комплекс) и гранит-гранодиоритовой (тарский комплекс) формаций. Формированию этих типичных гипабиссальных тел предшествуют субвулканические диоритовые порфириды.

Субвулканические диоритовые порфириды развиты на о. Бол. Ляховский и в районе м. Св. Нос. На о. Бол. Ляховский они слагают крупное тело серповидной формы в восточном окончании Эмийтасской интрузии протяженностью до 12 км. Восточнее это тело уходит в акваторию пролива Дм. Лаптева. Рассматриваемые породы прорваны гранитоидами Эмийтасской интрузии и сами прорывают амфиболиты эмийтасской толщи. Ранее [*Государственная..., Листы S–53–XVI*] их относили к первым фазам становления святоносского комплекса, однако их субвулканический облик, резко отличный от гипабиссального облика гранитоидов, указывает на их принадлежность к другому магматическому циклу. В пользу независимости рассматриваемых пород от эмийтасской интрузии говорит их интенсивное ороговикование в кон-

тактах с гранитоидами – окварцевание и биотитизация на больших площадях. Совершенно несостоятельно утверждение об их эффузивной природе.

В районе мыса Св. Нос отмечены два малых (200–300 м в поперечнике) штока диоритовых порфиритов в юго-восточном экзоконтакте Святоносской интрузии, прорывающие раннемеловые вулканиты, установлены также дайки догранитных диоритовых порфиритов [*Прохорова, Иванов, 1973*].

Макроскопически субвулканические диоритовые порфириты – темно-серые, с красноватым оттенком, иногда черно-зеленые мелкопорфировые порфировые массивной, нередко брекчиевидной текстуры, так как отдельные их разновидности часто имеют интрузивные контакты. Во вкрапленниках присутствует резко зональный лабрадор (до №67, первая генерация) и более мелкие кристаллы андезина (вторая генерация), а также цветные минералы (пироксен?), обычно полностью замещенные зеленым амфиболом и биотитом. Основная масса состоит из микролейст плагиоклаза, погруженных в девитрифицированное, обычно сильно биотитизированное стекло, насыщенное пылевидными включениями рудного минерала. Диоритовые порфириты отличаются микрогипидиоморфными структурами основной массы и отсутствием стекла.

По химическому составу рассматриваемые породы относятся к семейству высокоглиноземистых кварцевых диоритов-гранодиоритов нормальной щелочности калинатрового типа.

Возраст этих пород раннемеловой. Они прорваны раннемеловыми гранитоидами и прорывают раннемеловые вулканиты.

## СВЯТОНОССКИЙ КОМПЛЕКС

Интрузии святоносского комплекса слагают ряд крупных массивов на о. Бол. Ляховский и в материковой части листа. При явном единстве петрографического состава и возраста они образуют две группы морфологически различных тел. В материковой части интрузии комплекса (южная группа – Харстан, Урюнг-Хастах и другие) представлены крупными примерно изометричными штоками, севернее развиты резко удлиненные в субширотном направлении тела (северная группа – Святой Нос, Эмий-Тас, Хаптагай и др.).

Интрузии южной группы приурочены к единому крупному гравиминимуму интенсивностью до 10 мГал. Магнитное поле над интрузиями и их ближайшими эндоконтактами отрицательное (100–200 нТл). Полосовые положительные магнитные аномалии, характерные для зон ороговикования, отстоят от выявленных линий контактов на 1,5–15 км.

Интрузия Харстан расположена на одноименном горном массиве. Она слабо вытянута в субмеридиональном направлении, площадь выхода – 160 км<sup>2</sup>. Гранитоиды прорывают верхнеюрские флишеидные отложения, контакт с которыми круто падает под вмещающие породы. Массив разбит двумя субмеридиональными разломами и оперяющимися их более мелкими северо-восточными. Распределение пород неоднородно. В западной его части преобладают мелко- и среднезернистые диориты, кварцевые диориты и гранодиориты эндоконтактового облика, в центральной и восточной частях переходя-

щие в средне-крупнозернистые гранодиориты и граниты, вплоть до лейкократовых, которые выделялись в омчикандинский комплекс (по систематике ЯнГРЭ). Среди пород массива преобладают пироксен-биотитовые, роговообманково-биотитовые и биотитовые гранодиориты, реже отмечаются пироксеновые кварцевые диориты и биотитовые граниты. Утверждаются фациальные переходы между породами.

Массив сопровождается многочисленными дайками диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров и гранит-порфиров, редкими жилами аплитов и пегматитов.

Интрузия Урюнг-Хастах расположена к северу от массива Харстан в пределах того же отрицательного магнитного поля. Площадь обнаженной части около 110 км<sup>2</sup>, однако весьма вероятно ее продолжение к север-северо-востоку, где не наблюдается ограничивающих положительных магнитных полосовых аномалий роговикового типа. Вмещающие породы – верхнеюрские терригенные отложения, контакты с которыми падают под углами 20–55° от интрузии.

Слагающие интрузию породы представлены небольшим телом двупироксеновых диоритов и диоритовых порфиритов в южном эндоконтакте (первая фаза), прорванным кварцевыми диоритами и гранодиоритами второй фазы внедрения – двупироксеновыми, пироксен-биотитовыми, реже амфибол-биотитовыми и биотитовыми. Встречаются граниты, образующие, по мнению авторов, крупные шлировидные обособления в гранодиоритах. Кварцевые диориты, тяготеющие к эндоконтактам, связаны с гранодиоритами постепенными переходами.

Дайковый комплекс интрузии представлен аплитами, микрогранитами, диоритовыми порфиритами, кварцевыми порфирами и гранит-порфирами.

В гранитоидах интрузии и во вмещающих породах развиты гидротермальные жилы полевошпатово-кварцево-турмалинового, кварцевого и кварцево-кальцитового состава. Часто отмечаются тонкие прожилки и вкрапленность сульфидов.

В южной группе находятся две небольшие интрузии.

Фанга-Юряхская интрузия расположена в 25 км к востоку от интрузии Харстан в том же отрицательном магнитном поле. Она представлена элювиальными высыпками мелкозернистых порфировидных гранитов, прорывающих позднеюрские терригенные осадки [*Прохорова, Дахия и др., 1968ф*].

Интрузия г. Чокурдах на восточном побережье Ванькиной губы представляет собой небольшой шток (~0,01 км<sup>2</sup>) биотит-пироксеновых и биотитовых гранодиорит-порфиров, приуроченный к зоне контакта меловых вулканитов, несогласно залегающих на юрских терригенных осадках. Сам шток и вмещающие его породы рассечены многочисленными дайками гранодиорит-порфиров и кварцевых порфиров северо-восточного простирания и является, судя по геофизическим данным, апофизой более крупной интрузии, залегающей на глубине.

На этой площади широко проявлены кварц-турмалиновые жилы и брекчии с касситеритом, жилы, гнезда и прожилки турмалин-эпидот-аксинитовых брекчий, вкрапленная сульфидная минерализация, кварц-кальцитовые, каль-

цитово-хлоритовые жилы. С первым типом жил связано Чокурдахское касситеритовое месторождение.

Интрузии святоносского комплекса второй морфологической группы представлены Эмийтасской, Хаптагайской и Хаптагай-Чохчурской интрузиями на юге о. Бол. Ляховский и Святоносской интрузией на материке. Небольшой останец пород этого комплекса находится в западном контакте лейкогранитовой интрузии Кигилях (г. Санникова-Тага), в проливе Дм. Лаптева интрузия таких же гранодиоритов вскрыта бурением. Предположительно к нему относится большая часть гранитоидных интрузий, выделяемых на юге о. Бол. Ляховский и прилежащих акваториях по аэромагнитным данным.

Рассматриваемые интрузии имеют резко удлиненную в субширотном направлении форму. Практически все они приурочены к гравитационным минимумам интенсивностью 5–10 мГал и отрицательным магнитным аномалиям. Зоны ороговикования четко фиксируются положительными аномалиями магнитного поля. Эмийтасская интрузия занимает площадь около 100 км<sup>2</sup> на южных склонах г. Эмий-Тас в юго-восточной части о. Бол. Ляховский. Гранитоиды интрузии прорывают и метаморфизуют протерозойские амфиболиты, кристаллические сланцы и песчаники и сланцы пермо-триаса, а также субвулканические диоритовые порфириды. Интрузия сильно вытянута в субширотном направлении. Длина ее 26–28 км при ширине 3–6 км. В восточном направлении, судя по магнитному полю, она незначительно протягивается в акваторию. По гравиметрическим данным интрузия представляет собой сильно сжатое с крутыми контактами тело, с центром тяжести на глубине 4,0 км [Липков, 1974ф]. Предположительно южный контакт падает круче северного. Эмийтасская интрузия (Рис. 7) является сложным многофазным образованием, последовательность становления которого представляется (по наблюдавшимся интрузивным контактам) следующей (от древних к молодым): порфиридные кварцевые диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты (мелкозернистые порфиридные, амфибол-биотитовые и лейкократовые биотитовые), дайки гранит-порфиридов и гранодиорит-порфиридов. В районе м. Шалаурова породы интрузии прорваны гранитами кигиляхского комплекса. Для нее характерно концентрически-зональное строение, при котором более основные по составу и, соответственно, более древние фазы тяготеют к периферии массива, а более кислые молодые – к его центру.

Интрузия Хаптагай расположена в южной части о. Бол. Ляховский в районе одноименной горы. Она представляет собой вытянутый в субширотном направлении шток с площадью выхода около 25 км<sup>2</sup>, сложенный гранодиоритами и кварцевыми диоритами, прорывающими терригенные отложения пермо-триаса. В составе штока отмечены и граниты, но их взаимоотношения с ведущими породами неясны. Широко развита дайковая свита, представленная гранит- и гранодиорит-порфирами и диоритовыми порфиридами, а также аплитами и аплитовидными гранитами. Интрузия явно вскрыта только в своей апикальной части. Ширина ореола контактового метаморфизма вмещающих пород колеблется от 0,5–1 до 4–5 км. Расчетная глубина залегания центра тяжести штока – 9 км [Липков, 1974ф].



Интрузия Хаптагай-Чохчур фиксируется только по разрозненным высыпкам в долинах р. Хаптагай-Чохчур и ее правых притоков. По-видимому, она также представляет собой вытянутый в субширотном направлении небольшой шток (связанный с ним гравитационный минимум весьма мал), в состав которого входят кварцевые диориты, а также, видимо дайковые, гранит- и гранодиорит-порфиры, тяготеющие к его северо-западному окончанию.

В останце пород формации в кигиляхском штоке отмечены гранодиориты. В единичных обломках лейкократовые биотитовые граниты, идентичные с гранитами заключительной фазы Эмийтасской интрузии.

Святоносская интрузия, расположенная на материке, является наиболее типичным представителем второго морфологического типа массивов комплекса. Она представляет собой вытянутое в северо-западном направлении на 18 км тело при ширине до 4 км, в потенциальных полях выраженное слабым гравитационным минимумом и отрицательными значениями магнитного поля.

Интрузия сложена, в основном, равномерно-среднезернистыми двупироксеновыми, пироксен-биотитовыми и пироксеновыми гранодиоритами, в эндоконтактах более мелкозернистыми, порфирированными. Местами они становятся более лейкократовыми, приближающимися к гранитам. С интрузией связаны дайки диоритовых порфиритов (догранитоидных), кварцевых порфиров и гранит-порфиров.

Гидротермальные образования представлены кварцево-турмалиновыми, кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми жилами.

Таким образом, интрузии святоносского комплекса представлены широким набором пород от диоритов и кварцевых диоритов до лейкократовых биотитовых гранитов. Максимальное количество интрузивных контактов между ними отмечено в Эмийтасской интрузии. Однако анализ эволюции слагающих комплекс гранитоидов, выявление существенных скачков в их химическом и минеральном составе, позволяют свести его формирование к следующим основным фазам (от древних к молодым): 1) диориты, 2) кварцевые диориты и гранодиориты, 3) роговообманково-биотитовые и лейкократовые биотитовые граниты, 4) дайковая свита гранит-, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, что вполне соответствует схеме становления интрузий комплекса в целом по Чохчуро-Чокурдахскому ряду.

Диориты, заведомо более древние, чем гранодиориты главной фазы становления комплекса, установлены только в южной части интрузии Юрюнг-Хаарстан [*Прохорова, Иванов, 1973*]. Они представляют собой темно-серые равномернозернистые, иногда порфирированные породы, в эндоконтактах переходящие в микродиориты или диоритовые порфириты. Минеральный состав диоритов (в %): лабрадор №50–68 (55–60), орто- и клинопироксены (30–35), щелочной полевошпат (2–7), рудные минералы (1–2). Вторичные минералы – актинолит, хлорит, биотит, бурая роговая обманка [*Прохорова, Иванов, 1973, Прохорова, Дахия и др., 1968ф*].

Приводимое ниже петрографическое описание пород привязано к фазности, установленной в Эмийтасской интрузии, которая, скорее всего, пропущена в других массивах святоносского комплекса.

Кварцевые диориты и гранодиориты являются главной фазой становления комплекса. В Эмийтасской интрузии они разновозрастны, чаще же переходы между ними считаются постепенными. По петрографическим особенностям породы этой фазы довольно разнообразны. В северном контакте Эмийтасской интрузии развиты мелкие тела и единичные дайки порфиридных кварцевых диоритов, отмеченных также в районе о. Хопто-Терер. Эти породы характеризуются порфировой и сериально-порфировой структурой с гипидиоморфнозернистой, иногда пойкилитовой структурами основной массы. Вкрапленники (50–60% породы, размер 0,5–4 мм) представлены сильно резорбированными кристаллами плагиоклаза (№ 37–46 до № 54–60 в дайковых разностях), призматическими зернами ромбического, реже моноклинного пироксена, частично замещенного зеленой роговой обманкой и магнетитом. Биотит наблюдается как реакционный минерал вокруг магнетита и ромбического пироксена. Основная масса (зернистость 0,02–0,15 мм) состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, биотита, кварца, калишпата и мельчайших зерен рудного минерала, апатита.

Основная же масса пород главной фазы представлена массивными темно-серыми до зеленовато-черными преимущественно равномернокристаллическими средне-, реже мелкозернистыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Преобладающими структурами являются гипидиоморфнозернистые, нередко отмечаются криптовые структуры как в гранодиоритах, так и в кварцевых диоритах. Породы довольно близки по свойствам слагающих их минералов, количественный их минеральный состав для Эмийтасской интрузии дается в таблице 12.

Таблица 12

**Количественный минеральный состав гранитоидов Эмийтасской интрузии (в %)**

Порода	Плагиоклаз		Калишпат	Кварц	Биотит	Амфибол	Пироксен
	Кол-во	% анор-тита					
Кварцевые диориты	53–64	55–65	2–7	12–17	8–13	3,5–16	1–4,5
Гранодиориты I гр.	47–53	58–68	16–17	14–16	7–12	3,5–13	1,2–4,7
Гранодиориты II гр.	38–43	46–51	21–25	20–22	9–9,5	3,8–6,5	-
Роговообманково-биотитовые граниты	36–42* 2–3**	50–56 5–15	21–27	26–27	9–11	0,5–1,5	-
Мелкозернистые порфиридные граниты	25–43	андезин-лабрадор	18–37	24–30	8,6–10,6	0,4–2,0	-
Лейкократовые биотитовые граниты	3,3–5,3* 27–31**	35–39 15	29–34	28–33	3,3–4,5	-	-

Примечание: \* – первая генерация, \*\* – вторая генерация

Как видно из таблицы, гранодиориты интрузии подразделяются на две группы, заметно отличающиеся по составу. Темноцветные минералы по свойствам близки во всех породах второй фазы. Амфибол представлен зеленой роговой обманкой, часто с включениями апатита и ильменита, а также реликтовых зерен клинопироксена. Биотит содержит включения ильменита, циркона, реже апатита, часто образует сростания с амфиболом или обрастает пироксены. Последние представлены клино- и, реже, ортопироксеном. Акцессорные минералы – ильменит, циркон, апатит, магнетит, иногда ортит. Вторичные изменения в породах: альбитизация, серицитизация, сосюритизация плагиоклаза, замещение первичных темноцветных минералов хлоритом, мелкочешуйчатым зеленым биотитом и актинолитом.

Гранодиориты остальных интрузий комплекса в целом близки к описанным по составу и структурам. Они состоят из зонального плагиоклаза (№ 40–60 ядро, № 15–40 – краевые зоны) – 35–40%, калинатрового шпата – 20–25%, кварца – 15–20%, биотита – 3–8%, обыкновенной роговой обманки – 3–10%, орто- и клинопироксена – 0–5%. Акцессорные – ильменит, магнетит, апатит, циркон, сфен, ортит, рутил.

Граниты, роговообманково-биотитовые и биотитовые лейкократовые, широко представлены в Эмийтасской интрузии, где они прорывают гранодиориты и кварцевые диориты, явно являясь следующей интрузивной фазой. В то же время в других крупных массивах формации на материке они развиты незначительно и, как правило, трактуются как шлировые образования или фациальные разности гранодиоритов. Роговообманково-биотитовые граниты – серые, зеленовато-серые, биотитовые лейкократовые граниты – светло-серые, массивные среднезернистые породы гипидиоморфнозернистой, близкой к гранитовой, часто (в биотитовых гранитах) с элементами пойкилитовой. Для рассматриваемых гранитов характерно развитие плагиоклаза двух генераций. Плагиоклаз I образует крупные призматические и таблитчатые сдвойникованные и резкозональные зерна, представленные соответственно андезинлабрадором и кислым андезином. Плагиоклаз II наблюдается в мелких лейстовидных призмах кислого олигоклаза, образующих пойкилитовые вроски в калишпате и кварце и морфологически напоминающих структуры литий-фтористых гранитов. В лейкократовых биотитовых гранитах плагиоклаз II является доминирующим.

Роговая обманка относится к бледно-окрашенной голубовато-зеленой разновидности; биотит представлен резко плеохроирующими красновато- и зеленовато-бурыми или медно-красными чешуями с включениями акцессорных минералов. Последние представлены ильменитом, апатитом, цирконом, иногда ортитом.

Мелкозернистые порфирировидные граниты, часто сериально-порфирировидной структуры, во вкрапленниках содержат плагиоклаз, меньше кварц и биотит, изредка калишпат и роговую обманку. Те же минералы, наряду с ильменитом, апатитом, цирконом и ортитом, составляют основную массу пород. Свойства минералов рассматриваемых гранитов тождественны свойствам минералов среднезернистых роговообманково-биотитовых грани-

тов, но количественный состав колеблется в довольно широких пределах. Лейкократовые биотитовые граниты – светло-серые массивные породы гипидиоморфнозернистой с несколько повышенным идиоморфизмом кварца структурой; широко развиты элементы пойкилитовой структуры. В минеральном составе гранитов также отмечается плагиоклаз двух генераций. Первая – призматические сдвойникованные резко зональные зерна андезина № 35–39, обрастающие по периферии каймой кислого олигоклаза. Вторая, преобладающая – мелкие лейстовидные призмы олигоклаза, включенные в калишпат или образующие скопления вокруг него; реже вроски приурочены к кварцу. Морфологически они напоминают структуры литий-фтористых гранитов. Биотит слагает мелкие медно-красные чешуйки с многочисленными плеохроичными двориками вокруг мельчайших включений циркона. Отмечаются апатит, ильменит, кордиерит, в протолочках – гранат, касситерит (до 30 знаков в пробе). Эти специфические граниты, явно не могущие быть фацией гранодиоритов, в отдельных обломках встречены в интрузиях Хаптагай, г. Санникова-Тага, Харстан.

Вторичные изменения во всех породах развиты незначительно, в лейкократовых биотитовых гранитах отмечены хлорит, эпидот, реже серицит (по биотиту), а также турмалин и каолин.

Завершается становление формации внедрением даек гранит-порфиров (кварцевых порфиров), гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиров.

Интрузии святоносского комплекса прорывают песчаниково-сланцевые отложения юры и пермотриаса, протерозойские амфиболиты и кристаллические сланцы и раннемеловые вулканы. Контактные изменения вмещающих пород имеют преимущественно термальный характер и сводятся, в основном, к их орговикованию.

В песчаниково-сланцевых отложениях ширина зоны контактово-измененных пород достигает 0,5–1 км, увеличиваясь до 4–5 км при пологом падении контакта. В контактовой зоне сланцы переходят в тонкозернистые роговики гранолепидобластовой структуры, существенно состоящие из биотита (до 50%) и кварца (40–60%) с незначительной примесью калишпата (до 10%), аксессуарных и рудных минералов. По мере удаления от контакта биотит сменяется хлоритом и серицитом, переходя в пятнистые сланцы. Местами отмечаются роговики с силлиманитом, кордиоритом и шпинелью. Песчаники в контакте с гранитоидами приобретают кварцитовидный облик, происходит раскристаллизация цемента в слюдисто-кварцевый агрегат и регенерация зерен кварца и, отчасти, полевых шпатов.

Контактные изменения метаморфитов отчетливо наблюдаются в полосе шириной до 200 м по элювию). В ближайшем экзоконтакте амфиболиты переходят в альбит-амфиболовые с примесью клинопироксена и альбит-пироксеновые с примесью чешуек биотита, хлорита-инддингсита, слюд и рудного в псевдоморфозах по пироксену (?) роговики.

Основные вулканы, вмещающие Святоносскую интрузию, в контакте с гранитоидами, биотитизированы и амфиболлизированы, по туфогенным разностям развиваются кордиеритовые, пироксен-скаполит-плагиоклазовые, кварц-плагиоклаз-хлоритовые и плагиоклаз-гиперстен-биотитовые роговики.

Гидротермальные образования, связанные с интрузиями формации, развиты довольно слабо. Они представлены маломощными (первые сантиметры) незначительной (около 10 м) протяженности жилами и прожилками кварцевого, кварц-турмалинового (иногда с касситеритом), кварц-сульфидного, редко альбит-кварцевого или полевошпатового состава, тяготеющими, в основном, к зонам ближних экзоконтактов интрузий.

Химический состав пород диорит-гранодиоритовой формации, содержание микроэлементов и олова приведены в базе данных. Породы формации по кислотности дифференцированы от диоритов до лейкогранитов (57–74%  $\text{SiO}_2$ ). Все они принадлежат к породам нормального ряда щелочности калиево-натриевой серии, семействам кварцевых диоритов-гранодиоритов (первые фазы), гранитов и лейкогранитов (поздние фазы). В сравнении со средними формационными типами обращает на себя внимание несколько повышенная роль натрия среди щелочей, что особо подчеркивается в биотитовых гранитах, в которых отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  вместо гомодромного понижения вновь повышается. Характерна также незначительная, но устойчивая повышенная магнизиальность составов. Отмечается резкое возрастание глиноземистости при переходе от роговообманково-биотитовых гранитов к биотитовым, подчеркивающее, что последние, скорее всего, являются самостоятельной фазой. В целом породы характеризуются (в сравнении с кларками А. П. Виноградова для кислых и средних пород) избытком меди, хрома, лития, молибдена, никеля, свинца, ванадия, скандия, дефицитом бериллия, ниобия. Противоречивы данные разных лет по барии и стронцию. Породы всех фаз святоносского комплекса заметно обогащены оловом, но судя по наиболее дифференцированной Эмийтасской интрузии, отсутствует его накопление в молодых фазах. Резкое возрастание количества олова отмечается лишь в дайках гранит-порфиров. По геохимическим особенностям породы святоносского комплекса близки к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда, но по соотношению калия и натрия и резкому дефициту стронция напоминают гранитоиды андезитового ряда.

Интрузии диорит-гранодиоритовой формации прорывают отложения верхнеюрской кигиляхской свиты (г. Санникова-Тага), сами прорваны биотитовыми гранитами лейкогранитовой формации (м. Шалаурова, г. Санникова-Тага). Определение возраста пород калий-аргоновым методом по биотиту дало значения:  $119 \pm 5$ ,  $120 \pm 6$ ,  $122 \pm 5$  млн лет (лаборатория ВСЕГЕИ). Определение возраста U-Pb методом по цирконам дало изохрону для Эмийтасской интрузии  $120 \pm 1,7$  млн лет, подтверждающую раннемеловой возраст формации. Взаимоотношения описываемой формации с гранит-гранодиоритовой не установлены.

## КИГИЛЯХСКИЙ КОМПЛЕКС

Кигиляхский комплекс ( $\gamma\text{K}_1\text{k}$ ) представлен в регионе единственным штоком классической формы, прорывающим отложения верхнеюрско-нижнемеловой кигиляхской свиты, на п-ове Кигилях (о. Бол. Ляховский). Небольшой выход этих гранитов, прорывающих гранодиориты Эмийтасской

интрузии, расположен на побережье Дм. Лаптева близ м.Шалаурова. Кигиляхский шток имеет округлую в плане форму с поперечником 8 – 11 км, контакты с вмещающими породами круто падают в сторону последних.

Шток сложен крупнозернистыми, неясно порфиroidными биотитовыми лейкогранитами, в эндоконтактах переходящими в мелкозернистые порфиroidные разности вплоть до гранит-порфиров. В восточной части штока на г. Санникова-Тага отмечаются амфибол-биотитовые гранодиориты, идентичные гранодиоритам святоносского комплекса и прорванные лейкогранитами. В качестве жильной фазы интрузии отмечены жилы аплитов, аплит-пегматитов и единичные дайки кварцевых порфиров. Граниты в районе м. Шалаурова идентичны гранитам Кигиляхского штока.

Макроскопически лейкограниты представляют собой светлые, желтовато- и розовато-серые крупнозернистые с неотчетливо порфиroidной гранитовой структурой породы. В их состав входят калишпат (40 – 45%), плагиоклаз (20 – 25%), кварц (25 – 40%), биотит (3 – 8%), единичные зерна амфибола, акцессорные и вторичные минералы. Калиевый полевой шпат образует крупные (до 10–15 мм) среднеудлиненные призматические сдвойникованные зерна. В лейкогранитах Кигиляхского штока в нем наблюдается обильный ленточный микропертит, альбит которого иногда сдвойникован. Плагиоклаз представлен двумя генерациями. Основная – таблитчатые и короткопризматические кристаллы (до 2–3 мм), тонкосдвойникованные и отчетливо зональные. В ядре – андезин № 30–35, по периферии – до альбит-олигоклаза. Вторая генерация образует жилородные агрегаты тонкозернистого альбита между зернами калишпата и по контактам плагиоклаза и калишпата. Биотит наблюдается в единичных чешуях или их скоплениях, представлен интенсивно окрашенной, резко плеохроирующей разностью типа лепидомелана. Единичные зерна амфибола представлены буро-зеленой роговой обманкой. Акцессорные минералы – апатит, циркон двух генераций, обычно зональный ортит черный рудный, флюорит, монацит (?).

Контактово-метаморфизованные породы, связанные с лейкогранитами Кигиляхского штока, представлены роговиками и ороговикованными породами. В ближайшем экзоконтакте отмечены слюдисто-кварцевые (с биотитом), ставролитовые, ставролит-андалузитовые роговики, сменяющиеся в 50–100 м от контакта андалузитовыми и андалузит-кордиеритовыми разностями. Андалузит часто представлен хиастолитовой разновидностью Гидротермальные образования, связанные с Кигиляхским штоком, представлены редкими маломощными жилами безрудного кварца, тяготеющим к внутренней зоне экзоконтакта.

По химическому составу (база данных) описываемые породы относятся к семейству высокоглиноземистых лейкогранитов нормального ряда щелочности калиево-натриевой серии.

Содержания микроэлементов в породах приводятся в базе данных. Выборки разных лет, разных авторов и разных методов анализа дают довольно противоречивую картину по одним и тем же элементам. Тем не менее геохимические данные подтверждают промежуточное положение описываемых пород между гранитовым и лейкогранитовым формационными типами. Содержания Rb, Cs, Sn, Be, Nb, Sr, Co, вероятно Ba более характерны для лейкогра-

нитовой формации, в то время как содержания Li, Cu, Cr, Ni, Ti, V близки к их содержаниям в гранитовом и даже гранодиоритовом формационных типах. Породы комплекса весьма умеренно обогащены оловом, весьма низки содержания олова в биотите (21 г/т, 2 определения), ниже кларковых содержания летучих.

Однако, учитывая высокую оловоносность аналогов лейкогранитовой формации в южных частях Чохчуро-Чокурдахского ряда в предгорьях хр. Полоусного (Кельтыгей, Тенкели, севернее – г. Зимовье, г. Максунуоха) можно также считать эту формацию перспективной на олово. При этом следует иметь в виду, что рудоносный ореол интрузии эродирован, очевидно, еще в палеогене-неогене и с ней могут быть связаны только погребенные россыпи.

Возраст лейкогранитовой формации по геологическим данным определяется как послееюрский, поскольку штوك прорывает верхнеюрские отложения. Интрузии формации прорывают также тела диорит-гранодиоритовой формации. Определения изотопного возраста пород калий-аргоновым методом дали следующие значения: для пород интрузии Кигилях (млн лет):  $122 \pm 7$  по биотиту,  $114 \pm 6$  по микроклину [Дорофеев и др., 1990, Прохорова, Дахия и др., 1968ф, Аулов и др., 1991], т. е. четко раннемеловой возраст, хотя и с большим разбросом.

## ТАРСКИЙ КОМПЛЕКС

Тарский комплекс – гранит-гранодиоритовая формация, развитая на севере о. Бол. Ляховский. Помимо вскрытых эрозией гранитоидных интрузий возвышенностей Тарская-Гавриша-Тас, Усук-Хайа и выс. 60,8 м не меньшие площади развития гранитоидов выявлены буровыми и геофизическими работами в «закрытых» частях севера острова и прилегающих акваториях. Все интрузии комплекса находятся в поле развития позднеюрских-раннемеловых флишоидных отложений кигиляхской свиты (Рис.8).

Наиболее крупная интрузия – Усук-Хайа – является обнаженным западным выходом крупного массива протяженностью до 40 км, восточная часть которого скрыта под кайнозойским чехлом и уходит в акваторию. Обнаженная часть вытянута в субширотном направлении на 18–19 км при ширине 5–8 км. Контакты интрузии с вмещающими породами кигиляхской свиты полого падают в сторону последних, особенно на севере. Интрузия сложена, в основном, средне- и крупнозернистыми порфиroidными гранитами и гранодиоритами, на северо-востоке – светло-окрашенными гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами с тонкозернистой основной массой (I тип). В районе выс. 141,8 и по всему юго-западному флангу развиты многочисленные дайки преимущественно северо-западного простирания мощностью до 100 – 250 м и длиной до 1,5–3 км, сложенные темно-серыми гранодиорит-порфирами со скрытозернистой основной массой (II тип). В бассейне р. Отон-Кюэзлях расположен небольшой шток этих пород. Здесь же по развалам фиксируются дайки кварцевых порфиров и трахиандезитов.



Инtruзия Маркуша, расположенная на г. Маркуша-Тас – типичный шток с довольно крутыми контактами и округлым в плане выходом размером 1,5×2 км. Он сложен гранодиорит-порфирами I типа. В эндоконтактовых зонах гранодиорит-порфиры насыщены ксенолитами мелкозернистых гранодиоритов, внешне диоритоподобных; последние в западной части инtruзии слагают сплошную полосу шириной 100–250 м и являются единственным картируемым (с некоторым преувеличением) их выходом. Инtruзия Маркуша прорывает ороговикованные и окварцованные алевролиты и песчаники кигиляхской свиты. В экзоконтактах инtruзии, особенно в ее западной и северо-западной части, развиты многочисленные кварцевые жилы.

Инtruзия Тарская (горы Тарская, Коврижка, Гавриша-Тас) – вытянутый в субмеридиональном направлении на 7–8 км при ширине выхода 1–4 км шток. Прогиб кровли инtruзии в ее средней части придает ей в плане гантелеобразную форму. Контакты с ороговикованными и турмалинизированными породами кигиляхской свиты довольно крутые. Основная масса слагающих инtruзию пород – порфировидные мелко-, реже среднезернистые граниты и гранодиориты, в эндоконтактах переходящие в порфировые разности. В глубже вскрытых частях инtruзии (южные склоны г. Гавриша-Тас) наблюдались более равномернозернистые разности гранитного состава. В районе г. Коврижка и субмеридиональной апофизе основной инtruзии отмечено небольшое тело гранодиорит-порфиров II типа (?), аналогичное тело располагается среди верхнеюрских пород в 600–700 м к юго-востоку. В инtruзии Тарская наблюдались многочисленные разнообразные ксенолиты. Вмещающие инtruзию терригенные отложения кигиляхской свиты помимо обычного ороговикования местами (северо-восточные склоны г. Гавриша-Тас) переработаны до кварцево-турмалиновых метасоматитов.

Шток выс. 60,9 на левобережье р. Блудной сложен гранодиорит-порфирами I типа, среди которых отмечаются закаленные разности, что свидетельствует о его весьма малом эрозионном срезе. Отмечен единичный обломок гранодиоритов типа пород инtruзии Тарской.

Шток выс. 102 расположен на ее северном склоне среди интенсивно ороговикованных и турмалинизированных пород кигиляхской свиты. Его овальный в плане выход (0,5×1 км) вытянут в северном направлении. Основная масса пород штока представлена мелко-среднезернистыми порфировидными гранитами-гранодиоритами, близкими к таковым инtruзии Тарской. В ксенолитах отмечаются лейкограниты, полосчатые мелкозернистые диориты, изредка роговики.

Остальные инtruзии района установлены по буровым и геофизическим данным, изредка подтверждаемым высыпками глыб и щебня в руслах ручьев и рек. Данные об их морфологии отсутствуют, крайне ограничены сведения о петрографическом составе. Наиболее широко распространены гранодиорит-порфиры (гранит-порфиры) I типа. Ими сложены по-видимому штокообразные инtruзии в низовьях р. Мал. Кутта, среднем течении р. Тохтубут, бассейнах руч. Урасалах-Мачтовый. По руч. Мачтовый отмечены также гранодиорит-порфиры II типа. На правобережье среднего течения р. Блудная в междуречье Хоту-Юрэх и Отон-Кюэллях расположена крупная (~ 35 км<sup>2</sup>),

видимо штокообразная интрузия, к осевой части которой приурочена интенсивная положительная магнитная аномалия северо-западного простирания. Слагающие ее породы местами обнажаются по р. Бассыча и в нижнем течении р. Хоту-Юрэх. По-видимому, в них ведущая роль принадлежит гранодиорит-порфирам I типа, отчетливо преобладающим в ее западной и северной частях; на юго-западе и, отчасти, на юге часто встречаются преимущественно криптокристаллические разности, сопоставимые с гранодиорит-порфирами II типа. Западнее интрузии Тарской разбурена интрузия руч. Аласный, сложенная средне-крупнозернистыми гранитами, аналогичными породам главной фазы интрузии Усук-Хайа.

По анализу геофизических (главным образом магнитных) полей в районе выделены нескрытые эрозией интрузии, наличие которых обосновывается мощными магнитными положительными аномалиями, трактуемыми как зоны высокомагнитных роговиковых ореолов. Это аномалия «Западная», где бурением вскрыто поле гидротермально измененных терригенных пород, причем интенсивность изменений имеет отчетливо концентрическую структуру, что прямо позволяет связать ее с нескрытым гранитоидным штоком. Сходная картина наблюдается на акватории у юго-западного побережья о. Мал. Ляховский.

Суммируя данные по всем интрузиям тарского комплекса, устанавливается следующий набор пород, участвующих в его формировании: гранодиориты, мелко-, средне- и крупнозернистые порфиридные граниты-гранодиориты, гранодиорит- и гранит-порфиры с тонкозернистой основной массой (макроскопически явно зернистой, I тип), гранодиорит-порфиры со скрытозернистой основной массой (II тип), дайки кварцевых порфиров и трахиандезитов.

Согласно имеющимся данным с привлечением петрографических, петро- и геохимических материалов наиболее вероятной представляется следующая схема последовательности становления пород комплекса (от древних к молодым): 1) гранодиориты –  $\gamma\delta_1 K_1 t$ ; 2) порфиридные граниты-гранодиориты –  $\gamma_2 K_1 t$ ; 3) гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры I типа  $\gamma\delta_3 K_1 t$ ; 4) гранодиорит-порфиры II типа –  $\gamma\delta_4 K_1 t$ ; 5) дайки кварцевых порфиров –  $q\lambda K_1$ ; трахиандезитов –  $\tau\sigma K_1$ .

Ниже дается петрографическое описание пород.

Гранодиориты первой фазы представляют собой темно-серые до зеленовато-черных мелкозернистые редкопорфировые породы, благодаря весьма темной окраске обычно определявшиеся как диоритовые порфириты и трудно отличимые от мелкопорфировых разностей гранодиорит-порфиров четвертой фазы. Редкие мелкие вкрапленники (обычно призматические, до 1,5–2 мм длиной) сложены сильно серитизированным плагиоклазом, иногда представляют собой псевдоморфозы хлорита по пироксену (?). В состав породы входят плагиоклаз, кварц, биотит, калишпат (табл. 13), черный рудный. Структура породы мелко-, реже среднезернистая, пойкилитовая. Описываемые гранодиориты обычно сильно изменены. Наиболее широко развита хлоритизация (с лейкоксеном, иногда клиноцоизитом) биотита и серицитизация плагиоклаза, реже отмечается интенсивная мусковитизация полевых шпатов и биотита, напоминающая грейзенизацию.

## Количественный минеральный состав пород тарского комплекса

Инtruзия, фаза	Плагиоклаз		Калишпат	Кварц	Биотит	Гиперстен	Хлорит, эпидот
	Кол-во	%анортита					
Тарская Граниты-гранодиориты	26–42	37–38	27–34	34–31	2,5–10	-	3–11
Выс.108, то же	26–40	35–50	23–39	28–29	8,2	-	-
Усук-Хайа, то же	28–48	31–40	21–39	21–30	0–11	-	1–16
Усук-Хайа Гранит-порфир	28–38	35–40	28–40	24–25	3,5–11	0,2–3	-
Маркуша, Гранодиорит-порфир	38–39	43–46	30–32	24–25	3,5–6,5	0,2	-
Гранодиорит I фазы, ксенолиты	41–46		18–21	17–19	16–18*		
* – сумма биотита и вторичных хлорита и эпидота – клиноцоизита							

Порфиоровидные граниты-гранодиориты (интрузии Усук-Хайа, Тарская, выс. 102) – массивные серые, зеленовато-серые порфиоровидные, редко равномернокристаллические средне-мелкозернистые породы. Порфиоровидные выделения в них представлены крупными (до 1×2 см) кристаллами оптически зонального калишпата и более мелкими (до 3–4 мм) призмами плагиоклаза (андезина № 31–40, в интрузии Тарская до № 48–52), изредка (интрузия Тарская) во вкрапленниках кварц, биотит, гранат. Структура пород гипидио-морфнозернистая, реже гранитовая.

Количественный минеральный состав пород дан в табл. 13. Как видно из таблицы, соотношение плагиоклаз-калишпат во всех породах близко к 1:1, и только колебание содержания кварца определяет их принадлежность к гранитам или гранодиоритам. Породы являются биотитовыми, только в одном случае в фенокристалле калишпата зафиксирован сросток зерен ортопироксена и биотита. Акцессорные минералы – ильменит, апатит, циркон, нередко гранат. В породах широко развиты интенсивные вторичные изменения, особенно в интрузии Усук-Хайа. Наиболее развит хлорит, образующий (совместно с лейкоксомом и эпидотом) псевдоморфозы по биотиту, насыщенные акцессорными минералами, а также нередко развивающийся по полевым шпатам. Широко развита серицитизация (до мусковитизации) полевых шпатов, в первую очередь – плагиоклаза. Местами (интрузия Усук-Хайа восточнее г. Бассыча) хлоритизация и альбитизация гранитоидов с развитием эпидота-клиноцоизита, карбоната, турмалина развита весьма интенсивно. Турмалин (зональный, сине-зеленый) почти постоянно присутствует в породах в качестве вторичного минерала. Однако в гранитах выс. 108 отмечен турмалин (в ассоциации с кварцем), который по структурным особенностям и взаимоотношениям с пороодообразующими минералами может рассматриваться как позднематический.

Специфический тип изменений гранитов-гранодиоритов выявлен в зоне контакта с сульфидной залежью, где наблюдается постепенный переход от

слабо измененных пород до кварц-серицит-карбонатных и далее до кварц-серицит-карбонатных с хлоритом и гидроокислами железа (гетитом?) метасоматитов, рассеченных кварцевыми и кварцево-карбонатными прожилками, несущими кварцево-сульфидные с касситеритом руды.

Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры первого типа третьей фазы комплекса представляют собой серые и темно-серые порфировые породы с микрозернистой основной массой. Во вкрапленниках (10–25%) отмечаются крупные таблитчатые кристаллы калишпата, многочисленные призматические зерна андезина (№ 35–45), изредка округлые зерна кварца, биотит и гиперстен. Основная масса неравнозернистая (0,1–0,3; до 0,5 мм) кварц-калишпатового, с подчиненным количеством олигоклаза и биотита, состава. Аксессуары – апатит, ильменит, циркон, гранат. Вторичные изменения развиты широко: биотит и гиперстен обычно полностью замещаются хлоритом и эпидотом иногда с примесью лейкоксена и карбоната, плагиоклаз серицитизирован, часто отмечается сине-зеленый турмалин и вкрапленность сульфидов, за счет окисления которых породы приобретают «ржавые» цвета (интрузия Маркуша). В гранодиорит-порфирах интрузии р. Мал. Кутта наряду с описанными отмечаются более интенсивные изменения: мусковитизация биотита и других цветных, сопровождаемая полной серицитизацией плагиоклазов. В них же в заметных количествах присутствует карбонат, образующий жеодообразные (до 3–5 мм в поперечнике) скопления, нередко с кварцем и (или) серицитом. Характерной особенностью описываемой фазы является частое присутствие небольших (до 3–5 мм в поперечнике) среднезернистых агрегатов плагиоклаз-биотитового и плагиоклаз-кварц-биотитового состава, скорее всего являющихся гломеропорфировыми сростками.

В гранитоидах второй и третьей фаз становления формации в большом количестве наблюдаются разнообразные по составу ксенолиты, тяготеющие преимущественно к эндоконтактовым частям интрузивных тел. Размеры ксенолитов меняются в весьма широком диапазоне: от первых миллиметров до первых десятков метров; преобладающие размеры от 1–2 до 5–8 см. По составу основная масса ксенолитов представлена гранодиоритами I фазы внедрения (см. выше) и роговиками, часто турмалинизированными. Однако, наибольший интерес представляют наблюдавшиеся ксенолиты гранитоидов и метаморфических пород.

Гранитоиды (лейкограниты и гранодиориты) отмечены в западном эндоконтакте интрузии Тарская. Они образуют крупноглыбовые скопления до 10–15 м в поперечнике среди элюво-делювия мелко-среднезернистых порфировидных гранодиоритов второй фазы. Лейкограниты (наблюдавшиеся также в интрузии выс. 108) представляют собой светло-серые порфировидные средне-крупнозернистые породы. Фенокристаллы размером 0,8–1,0 ÷ 2–2,5 см сложены сдвойникованным калишпатов, количество их достигает 15–20%. Основная масса гранитов преимущественно крупно- и среднезернистая, характеризуется гипидиоморфной, часто с пегматоидными участками, структурой. В одной из разностей гранитов наружные зоны кристаллов калишпата насыщены мелкими округлыми зернами кварца. Исходный минеральный состав гранитов характеризуется высоким содержанием калишпата (до 40–50%), кварца (30–40%) и малым содержанием олигоклаза (15–20%) и биотита

(до 1–2%). Акцессорные минералы – редкие зерна апатита, рудного черного. Широко развиты вторичные изменения: биотит полностью замещается хлоритом и лейкоксенном, плагиоклаз интенсивно серицитизируется, нередко с совместным развитием хлорита и карбоната, а также эпидота-клиноцоизита. Отмечены радиально-лучистые сростки тонкоиглочатого турмалина. Гранодиориты – серые, зеленовато-серые грубозернистые (зернистость 1,5–6 мм) породы, слабо катаклазированные. Они характеризуются гипидиоморфной структурой, при этом отмечаются коррозионные контакты зерен полевых шпатов и кварца. Плагиоклазы (45–55%) интенсивно серицитизированы и карбонатизированы, калишпат относительно свежий (15–30%), цветные минералы (10–15%) полностью замещены хлоритом и лейкоксенном, иногда с образованием гомоосевых псевдоморфоз. Кварц (20–25%) в ксеноморфных зернах, редкие мелкие зерна апатита и циркона (возможно двух генераций).

Метаморфические породы наблюдаются в мелких (до 2–5 см в поперечнике) или даже микроскопических (первые мм) ксенолитах довольно редко (возможно пропускаются из-за внешнего сходства с роговиками). В интрузии Тарской отмечены ксенолиты дистен-шпинелево-серицитовой и хлорит-серицит-альбит-лейкоксеновой пород, встречен крупный (до 4×10 мм) ксенокристалл серицитизированного дистена. В гранодиорит-порфирах г. Маркуша наблюдаются частые реликтовые ксенолиты размером до 7 мм: сильно переработанные обломки фибролит-кварц-гранат-шпинелевой, плагиоклаз-биотит-шпинелевой и плагиоклаз-биотит-гранатовой пород. Ксенолит шпинель-плагиоклаз-серицитовой породы отмечен в гранитах интрузии Усук-Хайа.

Гранодиорит-порфиры второго типа четвертой фазы комплекса – темные, зеленовато-серые до черно-зеленых породы со скрытозернистой основной массой, по облику близкие к дацитовым порфирирам. Во вкрапленниках преобладает плагиоклаз (1×2 ÷ 3×5 мм), редкие крупные кристаллы калишпата (до 0,8×1,5 см), биотит и гиперстен, наблюдаемые иногда в виде реликтов среди хлоритовых и хлорит-эпидотовых псевдоморфоз по ним, редкие зерна кварца. Основная масса породы (зернистость 0,005–0,05 мм) микрогипидиоморфная и микроаллотриоморфная существенно кварц-полевошпатового состава со значительной примесью хлорита, серицита, рудного минерала, иногда карбонатов. Нередка вкрапленность сульфидов.

Кварцевые порфиры и гранит-порфиры – светло-серые, желтовато-серые массивной или флюидальной текстуры, скрытозернистые с мелкими (до 1–2 мм) вкрапленниками кварца или кварца и олигоклаза (№ 18–22). Основная масса породы представляет собой кварц-альбит (?) – серицитовый агрегат с примесью гидроокислов железа.

Трахиандезиты являются плотными темно-зелеными порфировыми породами с единичными крупными (до 2–3 см) таблитчатыми кристаллами калишпата, многочисленными вкрапленниками плагиоклаза двух генераций (свежие лабрадор и андезин-лабрадор), биотитом. Остальные цветные (пироксены?) замещены карбонатно-хлоритово-кварцевым агрегатом. Основная масса породы состоит из мелких лейст и табличек плагиоклаза, в интерстициях – хлорит, хлорито-биотит, рудный, немного щелочного полевого шпата.

Изменения вмещающих пород, обусловленные воздействием гранитоидов рассматриваемого комплекса, однотипны для всех сложенных ими интрузий. Выделяются собственно контактово-метаморфические и гидротермально-метасоматические породы, сопровождаемые широко развитыми гидротермальными жилами. Величина ореола контактового метаморфизма отдельных массивов ввиду крайней их сближенности и плохой обнаженности оценивается с трудом. Для интрузии Тарская, достаточно изолированной, ширина ореола превышает 500 м, сходные цифры даются для интрузий Маркуша и выс. 102, в целом же она оценивается в первые километры [*Дорофеев и др., 1990ф*]; контактово-измененные породы нередко отмечались при буровых работах вне видимой связи с интрузивами. Для интрузий тарского комплекса характерна весьма широкая гидротермально-метасоматическая проработка экзоконтактов, в связи с чем в контактово-метаморфизованных ими породах полностью отсутствуют такие «типоморфные» минералы как ставролит, андалузит, кордиерит и т. д., равно как и псевдоморфозы по ним, а на первое место выступает крупночешуйчатый серицит (мусковит?).

Внутренняя (20–30 м) зона экзоконтакта интрузий сложена преимущественно породами кварц-серицитового состава. Тонкозернистые песчаники и песчанистые алевролиты переходят в роговики лепидогранобластовой структуры с резким преобладанием кварца, серицит развит по глинистому цементу и редким зернам полевых шпатов. Аргиллиты и глинистые алевролиты преобразуются в тонкозернистые породы гранолепидобластовой структуры, существенно состоящие из мелкочешуйчатого мусковита (серицита) – до 60–65%, кварца, небольшого количества полевых шпатов, мелких зерен ильменита (до 2–3%, чаще он замещен лейкоксеном) и гидроокислов железа. В породах внутренней зоны отмечаются порфиробласты мусковита и биотита, турмалина, обычно ситовидные. В северном экзоконтакте интрузии Усук-Хайа, в его внутренней зоне, отмечены биотит-полевошпат-кварцевые с серицитом роговики. Внешние зоны экзоконтактовых ореолов сложены кварц-хлорит-серицитовыми роговиками, нередко с ситовидными порфиробластами турмалина и мусковита, переходящими по мере удаления от интрузии в серицитизированные и хлоритизированные алевролиты и аргиллиты с бластопелитовой и бластоалевритовой структурами. Именно этот тип измененных пород довольно часто встречается в отрыве от интрузивных массивов и картируется как области развития метасоматитов этого же состава [*Давыдов и др., 1994*].

Гидротермально-метасоматические образования, связанные с интрузиями комплекса, представлены кварцево-турмалиновыми породами (далее турмалинитами), метасоматически развивающимися по породами алевролит-аргиллитового состава. Наиболее интенсивно они проявлены в восточном экзоконтакте интрузии Тарской, в меньшей степени – в экзоконтактах интрузий Маркуша и выс. 102. Судя по более обнаженной и детальнее изученной интрузии Тарской, турмалиниты обычно приурочены к зонам повышенной трещиноватости вблизи разрывных нарушений субмеридионального и субширотного направлений. По мере удаления от разломов и контактов интрузии интенсивность турмалинизации уменьшается. Наиболее измененные по-

роды отмечаются во внутренней зоне экзоконтакта (до 100 м у интрузии Тарской).

Турмалиниты представляют собой массивные или тонкополосчатые породы, видимо унаследующие текстуру исходных пород, и имеют существенно кварц-турмалиновый состав. Полосчатая микротекстура описываемых пород обусловлена чередованием слоев с разным содержанием кварца и турмалина и их разной зернистостью (от 0,03–0,1 мм до 0,2–0,5 мм). Валовый состав турмалинитов довольно изменчив: турмалин – 25–65%, кварц – 30–70%, гетит – 1–3%, серицит – 1%, лейкоксен – <1%. Нередко отмечаются брекчии турмалинитов, в которых цементирующий материал представлен 1–3 генерациями кварц-турмалиновых и турмалин-кварцевых жил; самые молодые из них имеют существенно кварцевый состав.

С интрузиями Тарского комплекса связаны многочисленные кварцевые и кварц-турмалиновые, иногда с хлоритом, жилы (до 0,5–0,7 м мощностью), тяготеющие как к самим интрузивам, так и к их ближайшим экзоконтактам, и нередко несущие оловянное оруденение. Местами мощность зон развития кварцевых жил достигает первой сотни метров при возможной протяженности до 1 км (верховья р. Отон-Кюэллях в зоне эндоконтакта интрузии Усук-Хайа). Примерно в тех же границах, но гораздо реже, наблюдаются жилы сливного кварца с колломорфным касситеритом.

И, наконец, очень широко распространено тонкое прожилкование вмещающих пород. Маломощные (до 1 см) прожилки имеют самый разнообразный состав: кварцевый, серицитовый, хлоритовый, карбонатный, турмалиновый, сульфидный, но чаще смешанный состав, причем приурочены они как к вмещающим породам, так и к гранитоидам. Отмечается неотчетливая связь состава прожилков с составом вмещающих пород: в песчаниках преобладают кварцевые, реже карбонатно-кварцевые прожилки, в аргиллитах и алевролитах – серицитовые, хлоритовые, карбонатные. При площадном развитии прожилков в центре площадей, как правило, находятся кварцево-сульфидные прожилки, окруженные полями кварцевых, кварцево-хлоритовых и кварцево-серицитовых прожилков.

Своеобразная зональность наблюдалась в районе россыпи «Западная» (акватория севернее устья р. Блудная), где зона кварцево-сульфидных и сменяющих их кварцево-хлорит-серицитовых прожилков окаймляется зоной, в которой развиты гнезда и прожилки пренит-цеолитового состава.

Химический состав пород комплекса изучен по большому количеству анализов, что позволяет использовать при его характеристике достаточно представительные средние данные (база данных), из которых следует:

1. Крайне узкий диапазон дифференциации пород по кремнекислотности: 61–72% SiO<sub>2</sub>, обычно 63–70%. Они относятся к классу кислых пород нормального ряда щелочности калиево-натриевой серии, семействам гранодиоритов и гранитов. Породы высокоглиноземисты.

2. Отсутствует четко выраженный тренд дифференциации: породы по составу практически полностью перекрывают друг друга.

3. Повышенная, по сравнению со средними типами гранитоидов, роль калия среди щелочей.

Породы тарского комплекса охарактеризованы множеством приближенно-количественных спектральных анализов, количественными определениями олова, бора, фтора, большим числом энергодисперсионных рентгено-флюоресцентных анализов, дающих весьма противоречивую (по годам и методам) картину распределения в них микроэлементов (база данных).

Породы комплекса в целом обогащены Cu, Cr, Co, Mn, Ni, Pb, Sn, Ti, Zr, Sc. Околокларковые содержания характерны для Be, Rb, Cs, устойчиво пониженные – для Nd. По ряду элементов разные методы дают противоречивые результаты – это Ba, Y, La, Ce, Nb.

Гранит-гранодиоритовая формация явно специализирована на олово. Фоновые содержания олова превышают обычно 2–3 кларка А. П. Виноградова для кислых пород. Наиболее высокие содержания олова отмечены в породах интрузии Усук-Хайа, где нередки аномально высокие его содержания в породах всех фаз становления.

Данные по летучим показывают, что фтор повсеместно присутствует в околокларковых количествах, в то время как содержания бора достигают 3–8 кларков при весьма неравномерном его распределении. Явно видимая корреляция содержаний Sn и В прямо указывает на ведущую роль последнего при формировании оловорудной минерализации.

По геологическим данным возраст пород формации – меловой. Данные изотопной геохронометрии (К-Аг метод) дают значения возраста  $118 \pm 6$ ,  $120 \pm 5$  (биотит),  $112 \pm 5$  млн лет (микроклин). Уран-свинцовым методом по цирконам (лаборатория ВСЕГЕИ) получена изохрона для интрузий Усук-Хайа и Тарская в  $118,9 \pm 0,42$  млн лет, что и определяет раннемеловой возраст формации.

## РАННЕМЕЛОВОЙ ДАЙКОВЫЙ КОМПЛЕКС

Раннемеловой дайковый комплекс объединяет дайки диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров, реже риодацитов и аплитов, являющихся дайковой свитой интрузий святоносского комплекса, что определяется их петрогеохимическим сходством и тесной пространственной связью с материнскими интрузиями.

Диоритовые порфириты развиты преимущественно в интрузиях южной группы (Харстан, Урюнг-Хастах), где они образуют дайки в массивах и ближайших экзоконтактах. Простираение даек северо-восточное, субмеридиональное в зоне восточного эндоконтакта. Мощность даек 0,3–10 м, протяженность до 2–3 км. В Святоносской интрузии дайки диоритовых порфиритов догранитные и сопоставляются с субвулканическими диоритовыми порфиритами Эмийтасской интрузии. Единичные постгранитные дайки этих пород известны в связи с хаптагайским массивом.

Диоритовые порфириты – темно-серые порфировидные породы с вкрапленниками плагиоклаза (5–25% породы). Тонкозернистая основная масса гипидиоморфнозернистой, микродиоритовой, иногда долеритовой структуры

состоит из андезина, орто- и клинопироксенов, замещаемых иногда роговой обманкой, небольших количеств биотита и кварца. Аксессуары – апатит, ильменит, магнетит, циркон, сфен, вторичные – актинолит, хлорит и эпидот. Химический состав диоритовых порфиритов дан в таблице (база данных, анал. 1–3).

Дайки гранодиорит-порфиров развиты в интрузиях Эмийтасской и Хаптагай-Чохчур. В последней они наблюдались только в высыпках, и дайковая форма залегания предположительная. Мощность даек 0,3–1,0 м до 12–20 м, длина от первых десятков метров до 3 км.

В Святоносской интрузии гранодиорит-порфиры слагают дайки во вмещающих породах, местами (г. Сюрэх-Тас) образуя согласное пластовое тело во вмещающих вулканитах [*Прохорова, Иванов, 1973*].

Дайки гранодиорит-порфиров северо-восточного простирания мощностью 1–15 м, чаще 5–7 м, прорывают вулканогенные и терригенные отложения на г. Чокурдах. Ими же здесь сложен небольшой шток площадью около 0,01 км<sup>2</sup>.

В интрузиях Харстан и Урюнг-Хастах таких даек не обнаружено.

Гранодиорит-порфиры являются массивными порфировидными тонко- и мелкозернистыми породами с вкрапленниками олигоклаз-андезина, реже кварца, пироксенов и роговой обманки. Отмечены дупироксеновые разности. Основная масса – гипидиоморфнозернистая, гранитовая или сферолитовая – состоит из плагиоклаза, кварца, калишпата, биотита с примесью хлорита, клиноцоизита, сфена, гидроокислов железа. Акцессорные минералы – апатит, магнетит, циркон, ильменит.

По химическому составу (база данных) гранодиорит-порфиры близки к роговообманово-биотитовым гранитам Эмийтасской интрузии. Более основными по составу являются гранодиорит-порфиры г. Чокурдах. По содержанию микроэлементов гранодиорит-порфиры близки к породам материнских интрузий. Тот же избыток Ag, Ba, Cu, Cr, Li, Ni, Pb, V, Zn, La, Ce, Sc при дефиците Be.

## ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ (?) ДАЙКОВЫЙ КОМПЛЕКС

К позднему мелу отнесены дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров, повсеместно территориально сопровождающие интрузии святоносского комплекса, однако по ряду петрогеохимических особенностей они, скорее всего, являются самостоятельным комплексом. В работах ЯнГРЭ они давно выделены в самостоятельный тиглякчанский комплекс, по геологическим данным имеющий позднемеловой возраст.

К позднему мелу отнесены также единичные дайки долеритов ( $\beta\text{K}_2$ ) на овах Столбовой, Котельный, Бол. Ляховский.

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры являются, видимо, единым образованием, степень раскристаллизации которых зависит от мощности слагаемых ими даек. Гранит-порфиры слагают центральные зоны крупных даек, переходя в зальбандах в кварцевые порфиры, полностью слагающие мелкие тела.

В Эмийтасской интрузии гранит-порфиры слагают многочисленные дайки мощностью от долей метра до 14–15 м, местами до 20–25 м. В юго-западной части интрузии они образуют рой даек северо-западного (310–330°) простирания, другие простирания редки. Дайки гранит-порфиров отмечены в интрузиях Хаптагай и Хаптагай-Чохчур, а также иногда отмечаются на значительном удалении от интрузий.

В Святоносской интрузии дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров имеют субмеридиональное простирание в ее северо-западной части и северо-западное на юго-востоке, располагаясь как в самой интрузии, так и в ее эндоконтактной зоне.

В интрузиях Урюнг-Хастах и Харстан дайки этих пород имеют преимущественно северо-восточное простирание и концентрируются в пределах массивов и ближайших экзоконтактах.

На месторождении Чокурдах, помимо обнаженных выходов этих даек, бурением установлено их широкое развитие на флангах месторождения.

Параметры даек меняются по мощности от долей метра до 20–25 м, достигая в длину от сотен метров до 1–3 км. Макроскопически гранит-порфиры – светлые желтовато, реже розовато-серые, массивные, местами полосчатые породы с вкрапленниками (5–15% породы) бипирамидального черного или дымчатого кварца, андезина (до № 45), калишпата, буро-красного биотита. В центральных частях крупных даек породы тонкозернистые, в зальбандах и мелких дайках – микрозернистые (кварцевые порфиры). Основная масса породы – кварц-калишпатовая с примесью плагиоклаза, мелкочешуйчатого биотита и рудного – имеет микроаллотриоморфнозернистую, микросферолитовую, микропегматитовую структуру. В породах широко развиты грейзенизация, каолинизация, хлоритизация. Вторичные минералы – серицит-мусковит, кварц, хлорит, каолин, гидроокислы железа.

Химический состав гранит-порфиров и кварцевых порфиров даек в таблице базы данных. Из приведенных данных видно, что породы подверглись значительным постмагматическим изменениям, обусловившим резкие вариации в содержаниях щелочей, отчасти железа, магния и кальция.

По геохимическим особенностям гранит-порфиры мало отличаются от гранитоидов святоносского комплекса. Основная их особенность – резко повышенное содержание олова, достигающее 5–7 кларков, что позволяет считать их одним из возможных источников оловянного оруденения в районе.

Позднемеловые долериты ( $\beta K_2$ ) слагают единичные дайки на о-вах Столбовой и Котельный, к ним отнесена дайка на о. Бол. Ляховский, идентичная по составу [*Государственная...*, Листы S-53-XVI]. Дайки северо-западного простирания прорывают раннемеловые отложения на о. Столбовой и раннетриасовые на о. Котельный. Мощность даек от 1–2 м до нескольких десятков метров, протяженность не более 2 км. Долериты – массивные и миндалекаменные темно- и зеленовато-серые порфиритовые и афиритовые с офитовой, долеритовой или интерсертальной структурой, состоящие из лабрадора-битовнита (45–55%), клинопироксена (20–30%), оливина (и псевдоморфоз по нему, 5–7%), ильменита (5–10%), апатита, стекла, вторичных хлорита-иддингсита, биотита, кальцита.

По химическому составу (база данных) это основные породы нормальной щелочности калиево-натриевого типа, семейства умеренно-глиноземистых базальтов-долеритов. Для них характерна пониженная железистость и аномально высокое содержание калия, что четко отличает их от позднепалеозойской габбро-диабазовой формации.

Позднемеловой возраст долеритов принят по аналогии со сходными интрузиями смежных регионов.

---

## ТЕКТОНИКА

Территория листов S-53,54 (Новосибирские острова, акватории морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и прилегающая часть материка) в настоящее время являются частью обширной эпипозднекиммерийской платформы, охватывающей значительные площади шельфов и прибрежных равнин северо-востока России.

В строении эпипозднекиммерийской платформы выделяется, в первую очередь, поздне меловой-кайнозойский плитный чехол, повсеместно развитый на морских акваториях и прибрежных низменностях. Более древние образования складчатого основания (слагающих его структурных этажей) наблюдаются на островной суше, где практически каждая группа островов наряду со своим набором формаций характеризуется своим типом тектонических структур.

Положение региона в доплитных структурах арктического шельфа является предметом острых дискуссий.

На площади листа сопряжены фрагменты трех складчато-надвиговых систем: Верхояно-Колымской, Новосибирско-Чукотской и Раучуанско-Олойской. Эти названия, данные в серийной легенде [*Легенда..., 2000*], сохранены авторами в настоящей записке.

Все перечисленные элементы, по районированию Н. И. Филатовой и В. Е. Хаина [*Филатова, Хаин, 2008*] входят в состав Верхояно-Чукотской коллизийной области. Эти авторы выделяют собственно Верхоянскую складчато-надвиговую систему (деформированный край Сибирского кратона) и Верхояно-Колымскую покровно-надвиговую систему, ограниченную коллизийным швом Колымской петли, которая расположена южнее рассматриваемой площади.

Новосибирские о-ва и северная часть Ляховских о-вов относятся к Новосибирско-Чукотской (Новосибирско-Чукотско-Бруксовской, по [*Филатова, Хаин, 2008*]) складчато-надвиговой системе. В [*Дополнения..., 2014*] она именована как «Новосибирско-Врангелевско-Геральдская плита».

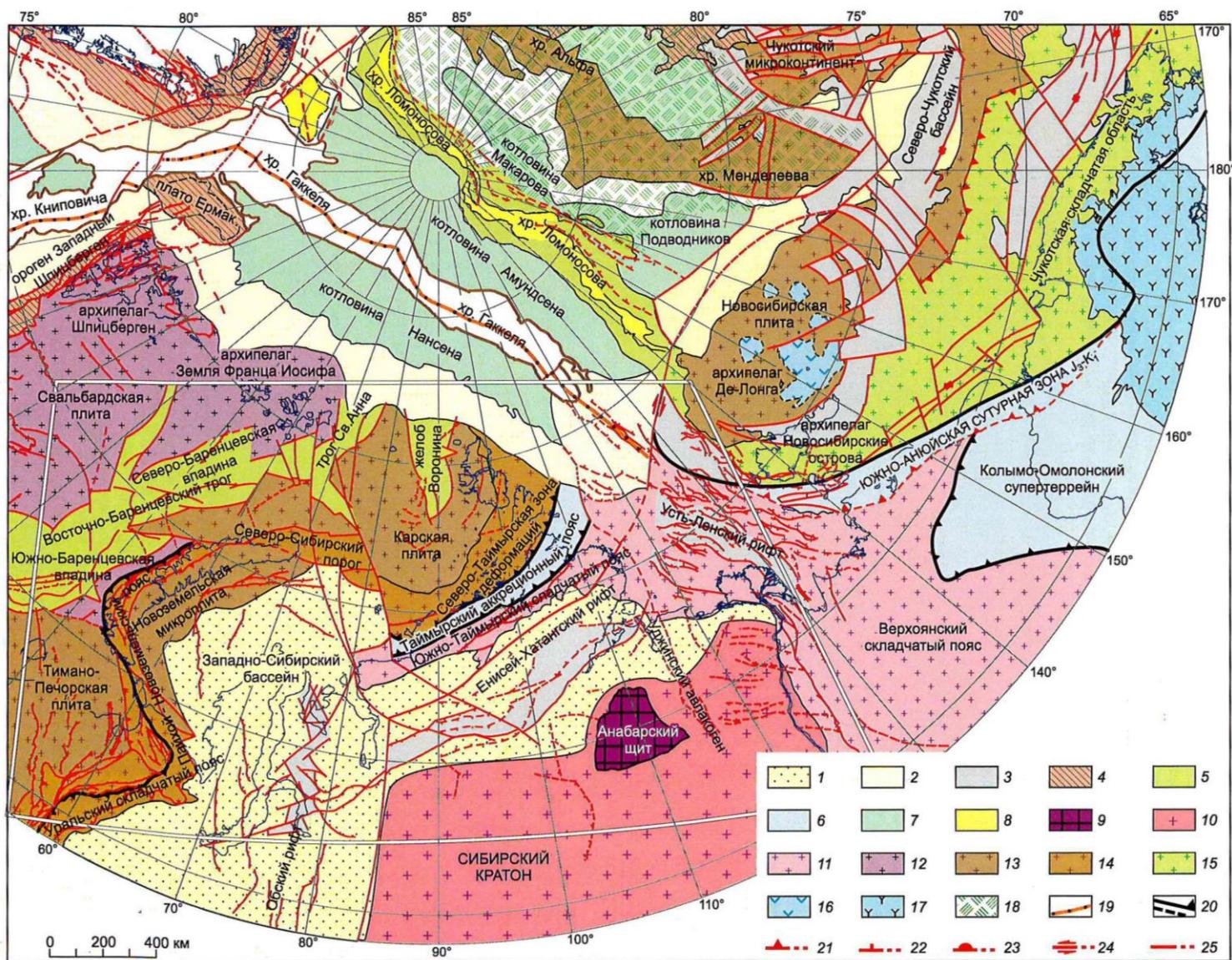
С юга Новосибирско-Чукотскую систему ограничивает Южно-Анюйская сутура, гипотетическое продолжение которой предполагается на о. Б.Ляховский [*Верниковский и др., 2013, Кузьмичев и др., 2005, Филатова, Хаин, 2008*] на основании выходов тектонических отторженцев океанических пород: пиллоу-базальтов и амфиболовых кристаллических сланцев. Этот предполагаемый фрагмент глобального конвергентного шва, возникшего при

столкновении Гиперборейского и Сибирского кратонов, оконтуривает северо-западное окончание Раучуанско-Олойской складчатой системы (известной также как Южно-Ануйско-Ляховская, Святоносско-Ануйская) на площади рассматриваемого листа. Авторы [*Дополнения...*, 2014] выделяют «Южно-Ануйско-Святоносскую зону в составе Верхояно-Колымского аккреционно-надвигового пояса».

Помимо сходства обдуцированных фрагментов океанической литосферы (офиолитов), основанием для прослеживания Южно-Ануйского шва под чехлом кайнозойских отложений и оконтуривания Раучуанско-Олойской системы послужило сходство потенциальных полей материкового отрезка сuture и Хромского массива, позволяющее продлить мощные линейные магнитные аномалии сuture через Приморскую низменность до о. Бол. Ляховский [*Спектор и др.*, 1981], что далеко не бесспорно.

Также неясно северо-западное ограничение сuture и, соответственно, положение скрытой под эпипозднекиммерийским осадочным чехлом на шельфе границы Верхоянской и Новосибирско-Чукотской систем. В глобальном отношении граница Сибирского и Гиперборейского кратонов проводится по Центрально-Таймырской покровно-надвиговой зоне, далее она смещается системами сдвигов и продолжается по Южно-Ануйской сuture. Эту границу разные авторы проводят по Адыча-Тарынскому разлому, совпадающему с осевой частью мел-кайнозойской Усть-Ленской рифтовой зоны [*Филатова, Хаин, 2008*], западнее о-вов Столбовой и Бельковский [*Лаверов и др.*, 2013], между о-вами Столбовой и Бельковский [*Верниковский и др.*, 2013]. В [*Дополнения...*, 2014] она проведена между о. Котельный и Бельковский.

В настоящем комплекте карт и записке Раучуанско-Олойская складчатая система ограничена с севера региональным надвигом, разделяющим позднеюрские и протерозойско-палеозойские отложения о. Бол. Ляховский. Юго-западнее м. Св. Нос эта система ограничивается крупным разломом северо-западного простирания. Единственным реальным свидетельством продолжения Южно-Ануйского шва в виде регионального сдвига служит цепь положительных магнитных аномалий, протягивающаяся вдоль западного борта Бельковско-Святоносского грабена. Этот сдвиг отражен на схемах В. А. Верниковского с соавторами (2013) и Н. И. Филатовой, В. Е. Хаина (2008) (рис. 9, 10). Вдоль этого разлома мы и проводим границу Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской складчатых систем (см. «Схему тектонического районирования складчатого фундамента»). Отрывать о. Бельковский от Новосибирского блока и относить его к Верхоянской системе [*Дополнения...*, 2014], на наш взгляд, совершенно неоправдано.



**Рис. 9. Схема тектонического районирования Верхояно-Чукотской коллизионной орогенной области [175]**

1 - верхнемеловые-кайнозойские отложения нерасчлененные; 2 - Чукотско-Аляскинская континентальная микроплита (фрагмент Гипербореи); 3 — Сибирский кратон; 4 - Омолонский микрократон; 5 - Охотский (Ох) и Балычганский (Б) микрократоны; 6 - Приколымский кратонный тектонический блок; 7-9 — Верхояно-Чукотская средне меловая тектоническая область; 7 — Верхоянская складчато-надвиговая система (деформированный край Сибирского кратона), 8 - Новосибирско-Чукотско-Бруксовская складчато-надвиговая система (деформированный край Гиперборейско-Северо-Американского кратонов). 9 - Верхояно-Колымская покровно-надвиговая система; 10-12 — коллизионный шов, ограничивающий Верхояно-Колымскую орогенную систему: 10 — надвиги внешней зоны сuture Колымской петли (пунктиром здесь и далее обозначены разломы предполагаемые), 11 — “корневые” части сuture Колымской петли, предполагаемые по магнитометрическим данным, 12 — Южно-Анойская сutura и внешнее ее ограничение; 13 — фронтальные (передовые) синнадвиговые прогибы Верхояно-Колымской тектонической области; 14 — Удско-Мургальско-Северо-Корякский позднеюрский-готеривский островодужный магматический пояс; 15 — Охотско-Чукотский меловой окраинноконтинентальный магматический пояс; 16 — участок предполагаемого мелового внутриплитного магматизма; 17 — надвиги, связанные со средне меловой аккреционно-коллизионной орогенией по периферии Тихого океана; 18 — надвиги прочие; 19 — сдвиги (стрелки указывают направление перемещения); 20 — разломы прочие; АД - Адыча-Тарынский разлом; 21 — геологические границы

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Ввиду неравномерной геолого-геофизической изученности, отсутствия глубокого бурения, существует несколько точек зрения на глубинное строение, природу фундамента и историю геодинамического развития территории [Аветисов, 1993, Геология..., 2004, Данукалова и др., 2014, Драчев, 2002, Кулаков и др., 2013, Лаверов и др., 2013, Drachev, 1998, Добрецов и др., 2013]. Предлагаемые модели глубинного строения зависят не только от имеющегося фактического материала, но часто отражают общее представление авторов о геодинамике и истории развития Земли. Наиболее полно взгляды различных авторов на модели тектонического развития территории представлены в работах М. К. Косьюко (2008), Н. П. Лаверова (2013), Геология..., 2004.

Рассматриваемая территория приурочена к центроклинальному замыканию Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Глобальный раздвиг арктического сегмента Земли выражен Лаптевоморской грабен-рифтовой системой, базальтовым магматизмом [Проскурнин и др., 2012], и цепочками эпицентров землетрясений магнитудой до 7 баллов [Имаева и др., 2010]. Землетрясения происходят на глубинах 4–36 км [Аветисов, 1996]. Предполагается, что рифты Лаптевоморской континентальной окраины образовались вследствие пропагации оси спрединга Евразийского бассейна, с образованием сдвиговой зоны в районе континентального склона [Franke D., Hinz K., Oncken O., 2001].

Среди структур, характеризующих раздвиг земной коры, выделяются жесткие блоки (срединные массивы?), не подверженные растяжению. На территории листа это Новосибирский (Котельнический) блок и Ляховско-Святоносский блок. Геодинамическое развитие этих жестких массивов широко дискутируется.

«Схема глубинного строения» составлена на основе анализа результатов, полученных при подготовке геофизической основы листов S–53,54, в ходе доизучения территории сейсморазведкой МОВ ОГТ, МПВ, а также геологических данных по суше и литературных источников [Кашубини др., 2011, Пискарев, 2004, Пискарев и др., 2003]. Структура земной коры представлена блоками, различающимися строением и геодинамическими условиями формирования.

Характер магнитного и гравитационного полей юго-западной и северо-восточной частей листов S–53,54 резко различен. Аномальное магнитное поле Лаптевоморской части листов низкоградиентное, в основном отрицательное, что может быть связано с высоким тепловым потоком и размагниченным состоянием нижней части кристаллической коры.

По результатам совместных российско-германских сейсмических работ, выполненных в 1993–1994 и 1997 гг. на Лаптевоморском шельфе, немецкими исследователями акцентировано внимание на различии реологических свойств в разрезе консолидированной коры. Они выделили верхнюю кору – хрупкую, нижнюю – вязкую и указали на расслоенность нижней коры. Граница Конрада, разделяющая «гранито-гнейсовый» и «гранулит-базитовый»

слои земной коры, установлена по профилям МОВ ОГТ на глубине 15–17 км [Геология..., 2004]. Предполагается, что растяжение коры привело к образованию региональных разломов, выполаживающихся с глубиной, по которым происходил отрыв и погружение линейных блоков фундамента.

По мере погружения кристаллического фундамента в западном направлении от о-вов Ляховских и Анжу к центральной части Лаптевоморской грабен-рифтовой системы до глубин 11–12 км [Ким, Яшин, 1999] наблюдается подъем границы Мохоровичича от 30–32 км до 25 км. При этом происходит утонение верхнего – «гранито-гнейсового» и нижнего – «гранулит-базитового» слоев. По данным зондирований МПВ, поверхность М характеризуется граничной скоростью 7,9–8,2 км/с. Работами КМПВ-ГСЗ, выполненными ранее ПМГРЭ в губе Буор-Хая, установлено аномально низкое (7,5 км/с) значение граничной скорости раздела М под Усть-Ленским и Омолойским рифтогенными прогибами (юго-восточная часть листа S–51,52). Здесь на схеме глубинного строения (лист S–51,52) выделена рифтогенная область, заложенная на субконтинентальной коре эпикиммерийской шельфовой платформы с раннепротерозойским основанием, предположительно переработанным гренвилльским, а возможно, и байкальским тектогенезом [Государственная..., 2014]. Кристаллический фундамент перекрыт осадочными образованиями, предположительно от палеозойских до валанжин-барремских, затронутых эпикиммерийскими процессами тектогенеза и представляющими промежуточный складчатый комплекс. Сверху залегают апт-верхнемеловой – кайнозойский чехол – плитный комплекс. Яркие отражения сейсмических волн, приуроченные к границе этих комплексов, характеризуют ее как акустический фундамент. Область делится на два блока: Западно-Лаптевский и Восточно-Лаптевский. Границей блоков служит зона Лазаревского разлома [Геология..., 2004]. На основе сейсмологической информации сделан вывод о геодинамическом различии блоков в настоящее время: в Восточно-Лаптевском преобладает механизм растяжения, в Западно-Лаптевском – горизонтального сжатия [Аветисов, 1993].

*Западно-Лаптевский блок* представляет область глубокой рифтогенной переработки фундамента в меловое-кайнозойской время. Блок выделен в центральной части листа S–51,52 и своей крайней частью продолжается на листе S–53,54. Он характеризуется слабоградиентными аномалиями потенциальных полей, что соответствует глубокому залеганию источников, приуроченных, очевидно, к акустическому фундаменту, перекрытому молодыми терригенными осадками. В пределах этого блока отрицательные аномалии в редукции Фая имеют субмеридиональное простирание, дискордантное общей структуре гравитационного поля на площади листа S–53,54. Мощность мелкайнозойского осадочного чехла более 4 км, в центральной части (за пределами листа) может превышать 12 км, земной коры – 28–22 км.

*Восточно-Лаптевский блок* – область деструкции земной коры в палеозое-мезозое с позднекиммерийской складчатостью и наложенным меловым-кайнозойским рифтогенезом. Блок отчетливо выделяется в гравитационном поле контрастными знакопеременными линейными аномалиями северо-западного простирания. Линейные максимумы и минимумы, оконтуренные зонами высоких градиентов, соответствуют в плане поднятиям и прогибам,

выявленным сейсморазведкой, и отражают тектоническую раздробленность фундамента. Выразительность локальных аномалий уменьшается в юго-западном направлении в соответствии с общим погружением его поверхности. Глубина узких (15–30 км), протяженных (до 250 км) прогибов достигает 4–5 км. Данные гравиметрии свидетельствуют о том, что прогибы, вероятно, разделены перемычками в зонах разломов, по которым наблюдаются правосторонние сдвиги. Горст-грабеновая структура и погружение поверхности фундамента с одновременным утонением консолидированной коры свидетельствуют о процессах ее растяжения в восточной части моря Лаптевых. Восточная граница блока прослеживается цепочкой положительных, часто изометричных аномалий магнитного поля, отражающих зону повышенной проницаемости земной коры. Геологические тела, вероятно штоки и дайки основного состава, внедрились по зонам разломов северо-западного простирания. Глубина залегания верхних кромок 2–3 км свидетельствует о приуроченности магнитоактивных тел к поверхности складчатого фундамента. Мощность земной коры в пределах блока изменяется от 25 до 32 км.

*Новосибирский блок*, выделяемый в северо-восточной части схемы глубинного строения, по мнению многих исследователей, представляет собой континентальный террейн с докембрийским фундаментом [Верниковский, Добрецов и др., 2013, Верниковский, Метелкин и др., 2013, Филатова, Хаин, 2008, Хаин и др., 2009]. Некоторые авторы рассматривают этот блок как часть гипотетического палеоконтинента Арктида, другие считают, что он всегда входил в состав Сибирской платформы или Карской плиты [Данукалова и др., 2014, Kuzmichev, Pease, 2007]. Авторы монографии «Новосибирские острова. Геологическое строение и минерагения» выделяют Котельнический массив (блок островов Анжу и прилегающую акваторию) в составе Новосибирско-Чукотской складчатой системы [Дорофеев и др., 1999]. Б. И. Ким представляет этот блок срединным массивом внутри позднекиммерийской Новосибирско-Чукотской складчатой системы [Геология..., 2004]. В тоже время И. Ю. Кулаков с соавторами считают, что Новосибирский блок (или только его западная часть) в триасе входил в единую складчатую систему: Таймыр – Новая Земля – Урал. Отделение блока от таймырских складчатых структур произошло в раннем кайнозое в связи с раскрытием Евразийского бассейна [Кулаков и др., 2013].

Полученные международной экспедицией 2011 г. результаты палеомагнитных исследований, новые и ранее опубликованные фаунистические данные свидетельствуют о том, что, по крайней мере, с раннего ордовика архипелаги Анжу и Де-Лонга принадлежат единому Новосибирскому тектоническому блоку [Верниковский, Добрецов и др., 2013, Верниковский, Метелкин и др., 2013].

Новосибирский блок характеризуется повышенными значениями аномалий гравитационного поля. В северо-восточной части листа в магнитном и гравитационном полях отчетливо проявляется субмеридиональная разломная зона повышенной проницаемости. Зона прослеживается в районе Земли Бунге и, по-видимому, делит Новосибирский блок на Котельническую и Фаддеевскую части. К центру Котельнического блока приурочена крупная положи-

тельная аномалия магнитного поля. Глубина залегания верхних кромок магнитоактивных объектов в ее пределах изменяется от 7 км до 13 км. Аномалия почти целиком располагается в пределах о. Котельный. Вероятно, что выделенная магнитная аномалия характеризует состав древнего кристаллического основания, спаянного в единый блок вследствие интенсивных проявлений магматизма. Видимо, поэтому блок представляет собой жесткий массив, со слабыми проявлениями позднекиммерийской складчатости и не затронутый процессами позднемелового-палеогенового рифтогенеза. Гравитационное поле, в основном повышенных значений, отражает неглубокое залегание складчатого фундамента, который выходит на поверхность на о. Котельный и представлен образованиями от ордовика до нижнего мела. Мощность земной коры в пределах блока 30–32 км.

*Ляховско-Святоносский блок* расположен на юго-востоке листа. Он отчетливо выделяется в аномальном магнитном поле высокоамплитудными знакопеременными, преимущественно изометричными, аномалиями. Результаты расчетов свидетельствуют о том, что верхние кромки магнитоактивных объектов залегают вблизи дневной поверхности. По данным геологической съемки на суше здесь выявлены и широко развиты интрузивные образования пород гранит-диоритового ряда, а также локально проявлен зеленокаменный комплекс пород основного и ультраосновного состава [*Государственная...*, 1999]. Последнее послужило основанием для выделения на площади листа западного замыкания Анюйско-Ляховской зоны тектоно-термальной переработки коры, или в рамках терминологии тектоники плит – Южно-Анюйской сутуры [*Геология...*, 2004]. Интрузивные комплексы расположены вблизи поверхности, а на о. Б. Ляховский местами обнажены. По мнению некоторых исследователей, складчатая структура Анюйско-Ляховской зоны возникла вследствие закрытия Южно-Анюйского океана и причленения в поздней юре Северо-Американской микроплиты к Верхояно-Колымской складчатой системе [*Верниковский, Добрецов и др.*, 2013, *Верниковский, Метелкин и др.*, 2013, *Филатова, Хаин*, 2008]. Ляховско-Святоносский блок слабо затронут процессами позднемелового-палеогенового рифтогенеза и, по-видимому, вместе с Новосибирским блоком в настоящее время представляет стабильный массив. Мощность земной коры в пределах блока превышает 32 км.

## ХАТАНГСКО-ЛАПТЕВОМОРСКАЯ ЭПИПОЗДНЕКИММЕРИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Молодая платформа с апт?-кайнозойским чехлом охватывает шельф моря Лаптевых и частично Восточно-Сибирского, а также прибрежные низменности материка. Своеобразие тектонической позиции рассматриваемой области состоит в том, что она относится к так называемым торцевым окраинам, развитие которых непосредственно связано с процессами раскрытия океана.

Рамки листов включают самую восточную часть Западно-Лаптевской рифтовой системы и центральную часть Новосибирской системы грабенов и горстов – тектонических элементов, принятых в Легенде Лаптево-

Сибироморской серии и на смежном листе S-51,52 [*Государственная...*, 2014, *Легенда...*, 2000].

Ранее на рассматриваемой территории выделялись Лаптевская и Восточно-Сибирская окраинно-материковые плиты и разделяющее их валообразное поднятие – Котельническо-Ляховская гряда, продолжающаяся на материке Чохчуро-Чокурдахской грядой [*Государственная...*, 1999].

Фундаментом молодой Хатангско-Лаптевоморской платформы являются дислоцированные образования Верхояно-Колымской, Новосибирско-Чукотской складчатых систем и Раучуанско-Олойской складчатой системы. Они выходят на поверхность в пределах Котельническо-Святоносской осевой структурной зоны Новосибирской системы (Котельническо-Ляховской гряды).

## СТРУКТУРЫ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ

Котельническо-Святоноская осевая структурная зона (Котельническо-Ляховская и продолжающая ее на материке Чохчуро-Чокурдахская гряда) представляет собой субмеридиональную цепь поднятий, включающих острова Бельковский, Котельный, Земля Бунге, Мал. и Бол. Ляховский, а на материке – ряд возвышенностей – Св. Нос, Горы Чокурдах, Урюнг-Хастах, Харстан. Эти возвышенные участки разделены прогибами проливов Санникова, Этерикан, Дм. Лаптева.

Плитный чехол в этой зоне развит прерывисто, не превышая по мощности 500 м. Структуры, лежащие в основании плитного чехла, представляют собой серию жестких массивов разновременной консолидации, собранных воедино в позднекиммерийскую эпоху складчатости и разделенных синколлизионными флишевыми прогибами. Эта зона рассматривается нами в составе Новосибирско-Чукотской складчатой области. Основные структурные единицы представлены Котельническим и Хромским массивами и Ляховским блоком.

**Котельнический массив** выделяется в составе Новосибирско-Чукотской складчатой области (Схема тектонического районирования складчатого фундамента). Он включает, помимо островов Анжу (Бельковский, Котельный, Земля Бунге), участки акватории, непосредственно прилегающие с севера, с однотипными характеристиками геофизических полей. Молодые (эпипозднекиммерийские) прогибы расчленяют акваториальное продолжение массива, они же разграничивают его с Делонговским массивом и со Столбовско-Максунуохским синклинорием. От Ляховского синклинория массив отделен разрывом северо-восточного простирания, с Новосибирско-Фаддеевской складчатой зоной он контактирует по Фаддеевско-Ляховскому разлому.

Наиболее полная информация по тектоническому строению имеется для западных островов Анжу: Бельковского, Котельного и, отчасти, Земли Бунге [*Государственная...*, *Листы Т-54-XXXI*]. Палеозойско-мезозойские породы, слагающие их доаптско-позднемеловое основание, смяты в складки северо-западного простирания, осложненные согласными и секущими разрывными нарушениями. В строении массива выделяются три структурных этажа.

Ордовикско-среднедевонский структурный этаж сформирован в мелководных и лагунных условиях шельфового режима породами доломитово-известняковой формации (di/O-D<sub>2</sub>), рассматриваемой как чехол эпибайкальской платформы. По наличию стратиграфических несогласий этот этаж подразделяется на ордовик-эмский и среднедевонский (эйфель-живетский) структурные ярусы<sup>5</sup>.

Верхнедевонско-раннекаменноугольный структурный этаж сложен образованиями терригенной формации (t/D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>), сформировавшейся в условиях широко проявленного в Арктике рифтогенного режима – терригенный флиш с олистостромами, с подчиненными прибрежно-морскими фациями.

Среднекаменноугольно-раннемеловой структурный этаж – со среднекаменноугольно-пермским и триасово-юрским структурными ярусами, включает мелководно-морские отложения карбонатно-терригенной формации, сформированные в условиях шельфа (ct/C<sub>2</sub>-J)<sup>6</sup>.

Складчатыми структурами I порядка являются (с юго-запада на северо-восток) Бельковско-Нерпалахский синклиний, Чокурский антиклинорий, Балыктахский синклиний, Решетниковский антиклинорий и Бунгинский синклиний, осложненные крупными продольными и поперечными разрывными нарушениями.

*Бельковско-Нерпалахский синклиний* охватывает юго-запад о. Котельный и о. Бельковский, прерываясь по проливу Заря южным окончанием Анисинского прогиба. Наблюдаемая его длина достигает 160 км, ширина около 40 км. В синклинии преобладают породы терригенной формации (t/D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>). Шарнир синклинория, наиболее приподнятый в средней части (выходы формации di/O-D<sub>2</sub>), полого погружается к северо-западу и юго-востоку. Осложняющие синклиний складки второго порядка голоморфного или промежуточного типа, равно как и складки более высоких порядков имеют то же, что и синклиний, северо-западное простирание.

*Чокурский антиклинорий* протяженностью 130 км при ширине от 5 до 30 км, на юго-западе примыкает к Бельковско-Нерпалахскому синклинорию, гранича с ним по разлому на северо-западе и крутопадающему крылу на юго-востоке. Он сложен, в основном, ордовик-девонскими породами (di/O-D<sub>2</sub>). Антиклинорий погружается к юго-востоку, заметно асимметричен. На его юго-западном крыле развиты удлиненные складки второго порядка, сменяющиеся к северо-востоку куполообразными сводовыми и укороченными сундучными складками.

*Балыктахский синклиний* прослеживается от лагуны Станции в среднем и нижнем течении р. Алыктах до Земли Бунге на 150 км при ширине 115–40 км. Синклиний сложен преимущественно породами карбонатно-терригенной (ct/C<sub>2</sub>-J) и верхов известняково-доломитовой (di/O-D<sub>2</sub>) форма-

---

<sup>5</sup> На тектонической схеме масштаба 1:2500 000 ярусы не показаны.

<sup>6</sup> Раннемеловые (доаптские) отложения в пределах Котельнического массива отсутствуют.

ций, причем из разреза почти полностью выпадают отложения терригенной формации ( $t/D_3-C_1$ ). Шарнир синклиория изогнут, погружаясь на северо-запад и юго-восток, где в пределах унаследованной Балыктахской мульды появляются отложения угленосной терригенно-вулканогенной формации ( $htw/K_{1-2}$ ) верхнего, плитного структурного этажа. Для него характерна многопорядковая складчатость северо-западного простирания, сопровождаемая субмеридиональными разрывами (правосторонними сбросо-сдвигами).

*Решетниковский антиклинорий*, занимающий северо-восток о. Котельный, сложен породами известняково-доломитовой формации ( $di/O-D_2$ ). В пределах листа располагается только его осевая зона и юго-западное крыло. На западе антиклинорий сопрягается с Балыктахским синклинием. Юго-восточное окончание структуры прослеживается на Земле Бунге по единичным выходам и геофизическим данным. Протяженность ее в пределах о. Котельный 90 км, ширина 20–40 км. Юго-западное крыло антиклинория представляет собой моноклиналь, нередко осложненную мелкими напряженными складками; в его осевой части наблюдаются кулисообразно располагающиеся складки второго порядка, по-видимому, промежуточного типа. В структурах антиклинория отмечено четкое несогласие между ордовик-эмским и эйфель-живетским структурными ярусами, но различия в морфологии структур ярусов не наблюдается.

*Бунгинский синклиорий*, судя по отдельным выходам, буровым и геофизическим данным, сложен преимущественно юрскими породами верхней части карбонатно-терригенной формации  $st/C_2-J$ . В северной его части, подобно Балыктахскому синклинию, он осложнен унаследованным постороженным прогибом, выполненным угленосными апт-альбскими отложениями (аптско-верхнемеловой СФК, терригенно-вулканогенные угленосные формации –  $htw/K_{1-2}$ ); подобный прогиб имеется и на юге Земли Бунге. С востока синклиорий ограничивает Фаддеевско-Ляховский разлом, на западе он имеет тектонический контакт с Решетниковским антиклинорием. Рельеф кровли ордовикско-среднедевонских отложений ( $di/O-D_2$ ), установленный по геофизическим данным в основании карбонатно-терригенной формации, показывает, что рассматриваемая структура осложнена складками второго порядка и многочисленными разрывными нарушениями. Протяженность складок 75–100 км, ширина 20–25 км, углы падения крыльев 6–25°, до 90° вблизи разломов.

Большую роль в структурах западных островов Анжу играют разрывные нарушения. Среди разломов I порядка по отношению к складчатым структурам выделяются продольные, диагональные и поперечные. Продольные разломы, судя по структурно-фациальной зональности палеозойских отложений того же простирания, являются конседиментационными, заложенными в палеозое. Заложение диагональных и поперечных разломов обычно относится к мелу-кайнозою. Однако, возможно и более древнее (палеозойское) заложение хотя бы части из них, на что указывают взаимоотношения Верхнебалыктахского диагонального разлома со складками высоких порядков в Балыктахском синклинии. Движения по всем группам разломов, судя по геоморфологическим и сейсмическим данным, продолжаются и в настоящее время.

Крупнейший из продольных разломов – Михайловский выражается то длинной субвертикальной зоной дробления мощностью до нескольких сот метров (северо-западное крыло), то широкой (до 8 км) полосой сближенных крутопадающих разрывов (центральная часть). Амплитуды смещения достигают 1,5 км. Продольные разломы I порядка установлены в Бунгинском синклинии.

Диагональные разломы I порядка на о. Котельный имеют субмеридиональное простирание и представляют собой протяженные (90–120 км) взбросо- и сбросо-сдвиги. Разломы субвертикальные, обычно представляют собой наращивающие друг друга кулисообразно или сочленяющиеся под острым углом единичные звенья. Мощность зон разломов колеблется от первых метров до 4 км (северный фланг Верхнебалыктахского разлома). Результирующая вертикальная амплитуда смещений достигает нескольких сот метров.

С разрывными нарушениями I порядка всех видов нередко связана мелкая интенсивная складчатость.

Среди разломов более высоких порядков преобладают продольные нарушения (Бельковско-Нерпалахский синклиний); диагональные и поперечные обычны в Решетниковском антиклинии. Морфологически они представлены сбросами, взбросами, крутыми надвигами и сдвигами с углами падения сместителей 70–90°, редко до 50°. Наиболее крупные разломы прослеживаются на десятки километров, возможные амплитуды смещения достигают 1000 м и более.

**Ляховский блок (синколлизийный прогиб)** расположен между Хромским и Котельническим массивами, охватывая о. Мал. Ляховский и север о. Бол. Ляховский. На востоке он прослеживается до Фаддеевско-Ляховского разлома, на западе его сочленение со Столбовско-Максунуохским прогибом, вероятно, торцевое. С Хромским массивом он контактирует по региональному надвигу. Блок сложен породами позднеюрской-раннемеловой флишоидной формации ( $f/J_3-K_1$ ), слагающими верхи среднекаменноугольно-раннемелового структурного этажа, собранными в складки восток-северо-восточного простирания.

С современных геодинамических позиций он рассматривается как передовой прогиб (или бассейн форланда), возникший во время коллизии Анюиско-Святоносской дуги и Новосибирского континентального блока [Кузьмичев и др., 2005, Соловьев, Миллер, 2014].

В южной части прогиба на о. Бол. Ляховский и прилегающих акваториях развиты многочисленные интрузии гранит-гранодиоритовой формации, ареалы развития которых прослеживаются по геофизическим данным в виде двух полос к северу и западу от острова.

На о. Мал. Ляховский складки имеют восток-северо-восточное простирание, прослеженная длина их достигает 30 км, ширина 10–15 км. Углы падения 15–40°; более круты крылья с южным падением.

На севере о. Бол. Ляховский большая часть площади развития флишоидной формации (кигиляхская свита  $J_3-K_1kg$ ) перекрыта кайнозойскими отложениями. Единичные замеры элементов залегания контактово-метаморфизованных пород подтверждают северо-восточное простирание складчатости – то же, что и на о. Мал. Ляховский. На п-ове Кигилях породы

формации смяты в антиклиналь северо-западного простирания с круто падающими крыльями (от 30–40° до 60–80°). Осевая зона антиклинали прорвана штоком лейкогранитов.

На юго-востоке полуострова, в тектоническом блоке, верхнеюрские породы собраны в мелкие крутые асимметричные складки северо-восточного простирания. Углы падения крыльев 60–80°. Иногда отмечается вертикальное и опрокинутое залегание.

Разрывная тектоника Ляховских островов ввиду плохой обнаженности изучена слабо. Реально наблюдаются лишь мелкие разрывы высоких порядков; крупные разрывные нарушения – надпорядковые и первых порядков – выделяются, как правило, по геофизическим данным, и системы их значительно отличаются у разных авторов в зависимости от избранной геодинамической модели. Единственным общепризнанным разрывом является тектонический контакт между отложениями бурустасской (P-Tbr) и кигиляхской (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>kg) свит, представляющий собой, по мнению большинства, надвиг с падением к югу, юго-востоку. На севере острова в бассейне р. Мал. Кутта четко установлен сброс северо-западного простирания.

**Хромский массив**, относимый к Раучуанско-Олойской складчатой системе, охватывает юг о. Бол. Ляховский, пр. Дм. Лаптева и прилегающую часть материка. От Ляховского блока он, по всеобщему признанию, отделяется региональным надвигом субширотного простирания с южным падением.

В тектоническом строении складчатого основания Хромского массива выделяются два структурных этажа, отличающихся интенсивностью дислокаций, составом и степенью метаморфизма слагающих их пород.

Протерозойский? структурный этаж, обнажающийся на юго-востоке о. Бол. Ляховский, сложен амфиболитами и кристаллическими сланцами эпидот-амфиболитовой фации (am/PR?) регионального метаморфизма (эмийтасская толща PR?em). Эта толща, в понимании авторов, представляет собой реликты докембрийской консолидированной коры, выведенные на поверхность в позднекембрийской складчатой зоне. Судя по отдельным наблюдавшимся фрагментам структур (восток г. Эмий-Тас), метаморфиты собраны в складки северо-восточного простирания с углами падения до 70–85°, нередко осложненные малоамплитудными продольными взбросами и взбросо-сдвигами. Местами отмечаются мелкие изоклиналильные складки.

Среднекаменноугольно-раннемеловой структурный этаж представлен породами пермо-триасовой бурустасской свиты (P-Tbr) зеленосланцевой стадии метаморфизма на о. Бол. Ляховский. Это флишевая формация задугового бассейна, сформированная в условиях конвергентной континентальной окраины. В районе м. Бурас-Тас установлено опрокинутое залегание пород. К образованиям этого структурного этажа относится и покров шаровых лав предмайской толщи (T?pm). В настоящей записке они выделены в отдельную стратиграфическую единицу, хотя и не исключено, что они являются частью разреза бурустасской свиты [*Государственная..., Листы Т-54-XXXI*]. В пределах Хромского массива развиты интрузии дунит-перидотитовой формации (предмайский комплекс σT?p), прорывающие пермотриасовые и протерозойские отложения, а также установленные в

пр. Дм. Лаптева по результатам бурения и предполагаемые по гравимагнитным данным.

В материковой части массива (м. Св. Нос) развит раннемеловой структурный ярус – базальты, их туфы и туффиты, с резким несогласием залегающие на более древних отложениях (нижнемеловой святоносский СФК –  $\beta/K_1$ ). Породы всех структурных уровней массива прорваны постскладчатыми раннемеловыми гранитоидами святоносского комплекса (диорит-гранодиоритовая формация –  $\gamma K_1s$ ).

**Столбовско-Максунуохский блок (флишевый прогиб)** отнесен к Верхоянской складчатой области. Слагающие его породы обнажены на о. Столбовой и в материковой части листа. Они представлены преимущественно верхнеюрским–нижнемеловым флишеидным комплексом верхней части среднекаменноугольно–раннемелового структурного этажа и слагают пологую антиклинальную и сопряженную с ней синклинальную складку северо-западного простирания, углы падения крыльев составляют в среднем 15–20°. Шарниры этих складок погружаются на юго-восток [*Государственная...*, 1999].

Эти образования интерпретировались как отложения пассивной окраины Сибирского кратона [*Drachev, 1998*] или как отложения бассейна форланда, возникшего на окраине Новосибирско-Чукотского континентального блока перед фронтом Анюйского орогена [*Кузьмичев и др., 2006*].

Согласно схематическому описанию А. Б. Кузьмичева [*Кузьмичев и др., 2009*], в северной части острова Столбовой выделяются две толщи. Нижняя толща мощностью около 200 м содержит существенную долю аргиллитов и алевролитов с прослоями темных песчаников. В середине разреза распознается пачка с преобладающими аргиллитами мощностью около 40 м. Верхняя толща мощностью 250–300 м отличается преобладанием песчаников, в том числе мощных (метры) пластов светлых массивных пород. Песчаники представляют собой незрелые породы, состоящие из неокатанных или слегка окатанных обломков полевых шпатов (50% зерен), кварца (около 30%) и пород (около 17%). По составу эти песчаники – достаточно типичные граувакки.

U-Pb датирование цирконов из нижнемеловых песчаников северной части о. Столбовой [*Соловьев, Миллер, 2014*] показало, что главными источниками сноса обломочного материала для нижнемеловых отложений о. Столбовой являлись докембрийские гнейсы и граниты (преобладают цирконы с возрастом 2,1–1,7 млрд лет, характерные для Сибирского кратона и блоков, исторически связанных с Сибирью), а также позднепалеозойские и мезозойские плутонические и вулканические комплексы Южно-Анюйской коллизионной зоны.

**Восточно-Лаптевский, Нижнеянский, Омолойский блоки** – прочие структурные элементы складчатого основания, отнесенные к Верхоянской складчатой области, которые скрыты под осадочным чехлом апт-кайнозойских отложений, могут быть охарактеризованы в самом общем виде. Сейсмические данные не позволяют сделать сколь-нибудь определенных выводов о внутренней структуре «акустического фундамента», а в поле силы тяжести отражается в основном, его морфология – система наложенных, молодых грабенов и горстов. В слабодифференцированном магнитном поле

также преобладают конформные им, северо-западные, простирания аномалий.

С. С. Драчев с соавторами [Drachev, Malyshev, 2010] рассматривает всю восточную часть Лаптевоморского шельфа от м. Буор-хая до Новосибирских островов в качестве области «турбидитовых террейнов, предположительно приуроченных к окраине Сибири» (видимо, в понимании верхоянской складчатости как покровной, развитой на кристаллическом фундаменте пассивной окраины). Ряд авторов [Кузьмичев и др., 2006, Данукалова и др., 2014] полагают, что северная часть листа, западнее о. Бельковский, сложена комплексами карбонатной платформы Новосибирского блока, ограничивая область развития флишевых синколлизийных прогибов субширотной полосой, огибающей Южно-Анюйскую сутуру. Возможно также, что Нижнеянский блок, в отличие от Столбовско-Максунуохского прогиба, сложен более древними, пермско-триасовыми и нижнеюрскими, глубоководными черносланцевыми отложениями, которые обнажены в Кулар-Нерской зоне прилегающей материковой части [Филатова, Хаин, 2008].

## СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В соответствие с легендой Лаптево-Сибироморской серии [Легенда..., 2000], к осадочному чехлу шельфа относят аптско-верхнемеловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. Они образуют верхний (плитный) структурный этаж.

Началу формирования кайнозойского чехла предшествовала эпиколлизийная обстановка пенеппенизации, маркируемая в складчатых мезозоидах сплошной корой выветривания. Кора выветривания формировалась с датского века до начала позднего палеоцена или эоцена [Галабала, 1971]. Этот рубеж разделяет осадочный чехол на два структурно-формационных комплекса: аптско-верхнемеловой и кайнозойский СФК.

Аптско-верхнемеловой комплекс связан с завершающей стадией орогенного этапа (заполнения межгорных впадин) и началом формирования осадочного бассейна моря Лаптевых. Этот, нижний, СФК (выделенный только на разрезе) ограничен в кровле региональным несогласием, сформированным на рубеже от позднего мела до раннего – среднего палеогена (Рис. 11) С несогласием, в принятой модели, [Легенда... Дополнение к блокам..., 2011] связан сейсмический отражающий горизонт «L2». Рельеф поверхности складчатого основания в структурном плане этого горизонта значительно выровнен. Кайнозойский СФК объединяет палеогеновые и неоген-четвертичные отложения.

Основные структуры Хатангско-Лаптевоморской платформы наиболее контрастно проявлены по подошве осадочного чехла (или по кровле складчатого основания, отражающий горизонт «А» – карта базы данных, масштаб 1:1000 000»).

**Западно-Лаптевская рифтовая система (А)** представлена на листе западной частью Омолойской зоны прогибов.

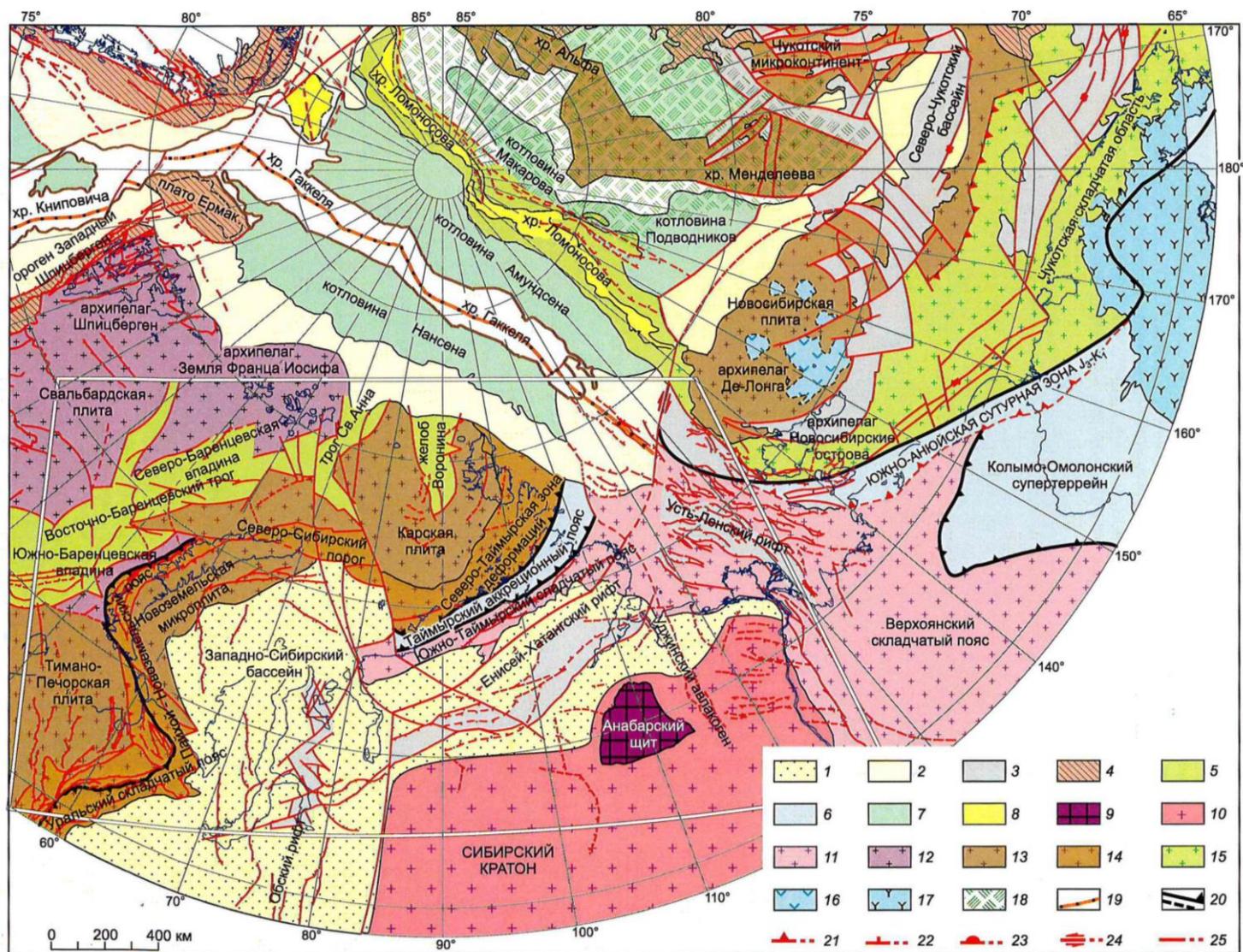


Рис.10. Карта основных тектонических и геоморфологических элементов Арктики [15]

1 – чехол молодых плит, 2 – современный континентальный склон, 3 – рифтогенные и синдвиговые бассейны MZ-CZ, 4 – фрагменты каледонских орогенных поясов, 5 – трого и склоны с корой переходного типа, 6 – аккреционно-коллизийные комплексы, 7 – океанская кора, 8 – блоки и хребты с континентальной корой, 9-11 – Сибирская платформа: 9 – метаморфические комплексы фундамента (AR-PR), 10 – чехол (недеформированный), 11 – чехол (деформированный в мезозое); 12-15 – литосферные плиты: 12 – с гренвилемским фундаментом, 13 – с позднедокембрийским фундаментом, 14 – с позднедокембрийским фундаментом, подвергшиеся герцидским тектоническим деформациям, 15 – с позднедокембрийским фундаментом, подвергшиеся киммерийским тектоническим деформациям; 16 – базальты и бимодальные вулканические ассоциации внутриплитного типа (K1-N), 17 – Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс (K1-2), 18 – крупная магматическая провинция Альфа-Менделеева (щелочные базальты, 120-90 млн. лет), 19 – активная ось спрединга, 20 – сутуры, 21 – надвиги и взросы, 22 – сбросы, 23 – детачменты, 24 – сдвиги, 25 – разломы неясной кинематики

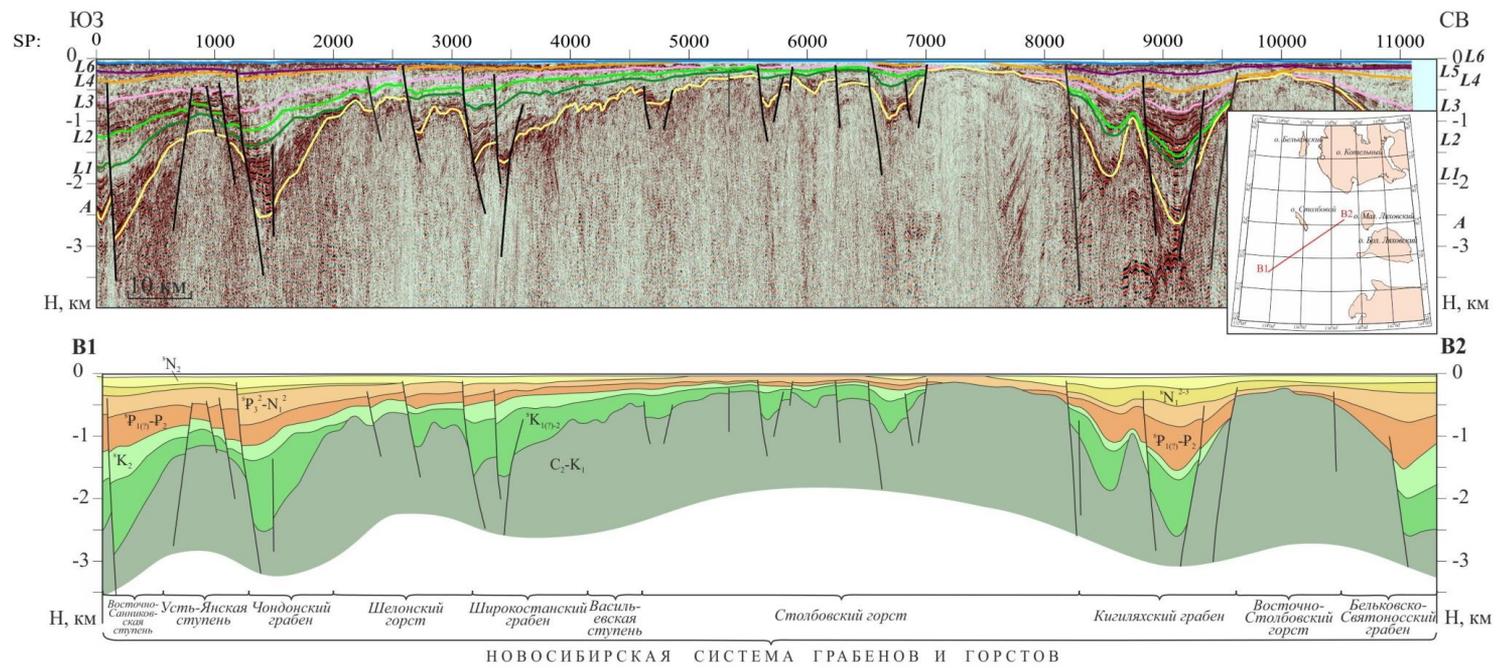


Рис. 11. Сейсмогеологический разрез по линии В1-В2

Омолойская зона прогибов (А1) выделена как самостоятельный элемент первого порядка, представляя собой субмеридиональную ветвь рифтовой системы. На юге Омолойская зона прогибов уходит в губу Буор-Хая, на севере ограничивается структурами Центрально-Лаптевской ступени и Восточно-Лаптевской зоны поднятий. В юго-восточной части Западно-Лаптевской рифтогенной области, как и в западной ее части, большую долю в осадочном заполнении грабенов составляют меловые толщи (сейсмокомплекс А-L2). Центральное положение в этой зоне занимает *Омолойский грабен*, простираясь с юга на север на 300 км, при ширине 50–60 км (он расположен западнее рамки карты).

*Санниковская ступень* (А1<sup>1</sup>) выделена к востоку от Омолойского грабена, является краевой структурой Западно-Лаптевской рифтогенной области. На площади листа она простирается с севера на юг на 260 км при ширине 25–35 км; с востока ступень ограничивает разлом Лазарева. Складчатое основание ступени<sup>7</sup> в пределах карты залегает на глубине 3–4 км.

Новосибирская система грабенов и горстов (Б)

Новосибирская система грабенов и горстов представляет в целом область относительного поднятия с сокращенным по мощности осадочным чехлом. Предполагается структурная связь этой системы поднятий с хребтом Ломоносова [*Легенда, 2000*]. Ее граница с Западно-Лаптевской рифтогенной областью (Лаптевским бассейном) представлена резким ступенчатым погружением складчатого основания в относительно узкой зоне, отраженной на карте в виде Лазаревского разлома. В состав Новосибирской системы грабенов и горстов на рассматриваемой территории входят следующие элементы первого порядка: Структурная зона западного склона (Восточно-Лаптевская) (Б1); Котельническо-Святоноская осевая структурная зона (Котельническо-Ляховская града) (Б2); Бунговско-Хромская структурная зона (восточного склона) (Б3).

Структурная зона западного склона (Восточно-Лаптевская) (Б1) объединяет серию сопряженных грабенов и горстов, расположенных в рамках рассматриваемых листов карты. Основное простирание тектонических элементов – север-северо-западное. Эта зона характеризуется резко расчлененным рельефом подошвы осадочного чехла – от выступов его комплексов на поверхности до 5,5 км в центре наиболее глубоких впадин, цепь которых образует линейно вытянутые грабенообразные прогибы. Структура складчатого основания напрямую отражается в поле силы тяжести: горстам соответствуют положительные локальные аномалии до 32–36 мГал, а грабенам – отрицательные до 20–24, иногда до 40 мГал, разделенные градиентными зонами.

*Столбовский горст* (Б1<sup>2</sup>) служит стержневой структурой зоны западного склона, простирается в ССЗ направлении на 450 км при ширине от 20–30 км до 50–70 км. Это наиболее приподнятый блок с выступом складчатого доапт-

---

<sup>7</sup> Под термином «ступень» мы понимаем морфоструктуру, занимающую промежуточное положение между поднятием и прогибом – крупную террасу, иногда осложненную формами высших порядков.

ского основания, обнажающимся в центральной части – о. Столбовой, и скрытым под маломощными отложениями (до 0,5 км) в прилегающей к нему области. Комплексы осадочного чехла в вершинной части горста значительно редуцированы или полностью выпадают из разреза. На поверхность предчет-вертичного денудационного среза здесь выходят отложения олигоцена – среднего миоцена, и предполагается отсутствие аптско-верхнемеловых отложений (см. структурные карты по отражающим горизонтам А, L2, L4). Горст очерчивается положительными значениями поля силы тяжести – до 32 мГал.

От поднятий Котельническо-Святоносской осевой зоны Столбовский горст отделен Бельковско-Святоносским (в северной части) и Кигиляхским (на юге) грабенами.

*Бельковско-Святоносский грабен* (Б1<sup>9</sup>) отличается наиболее сложным строением. В северной части, возле о. Бельковский, грабен имеет меридиональное простирание и максимальную глубину залегания подошвы чехла – более 5,5 км. Южный сегмент, отделенный региональным разломом, характеризуется общим северо-западным простиранием, состоит из цепочки кулисообразно расположенных локальных впадин с глубинами от 3 до 4,5 км. Впадины разделены перемычками, осложненными разломами. Отрицательные аномалии гравитационного поля маркируют грабен на всем протяжении, достигая в северной, наиболее глубокой, его части –32 мГал.

*Кигиляхский грабен* (Б1<sup>10</sup>) кулисообразно надстраивает Бельковско-Святоносский в южном направлении, непосредственно ограничивая Столбовский горст с северо-востока. Протяженность этого грабена, который простирается от м. Святой Нос до широты южной оконечности о. Котельный (74°40' с. ш.), около 270 км. Мощность осадочного чехла в наиболее глубокой впадине не превышает 2,5 км, поэтому в гравитационном поле он выражен менее четко, слабо отрицательными аномалиями интенсивностью до –4 мГал.

От Бельковско-Святоносского грабена его отделяет узкая (8–10 км) гряда *Восточно-Столбовского горста* (Б1<sup>6</sup>), в центральной части которого складчатое основание поднимается до отметок выше 0,5 км. На северо-западе эта гряда сопрягается с основным блоком Столбовского горста в зоне Буорхаинско-Столбовского регионального сдвига.

В западной части карты, субпараллельно Столбовскому горсту, прослеживается еще одна цепь поднятий: Восточно-Лаптевский, Западно-Санниковский и Шелонский горсты.

*Восточно-Лаптевский горст* (Б1<sup>1</sup>) представляет приподнятый блок складчатого основания, с глубинами залегания его поверхности от 1 до 0,5 км и менее, в осевой части по сейсмическим данным предполагается отсутствие меловых толщ и резко сокращается мощность палеоген-среднемиоценовых отложений, до 100 м на выступах. Новые сейсмические материалы показали, что олигоцен-среднемиоценовый комплекс распространен шире, чем это предполагалось ранее на смежном листе [*Государственная...*, 2014]. Горст выражен положительными значениями аномалий силы тяжести от 28 до 40 мГал.

*Западно-Санниковский горст* (Б1<sup>4</sup>) наращивает цепь поднятий к юго-востоку, складчатое основание горста относительно погружено до 1,0–1,5 км, что отражают и меньшие значения гравитационных аномалий – 20–24 мГал.

*Шелонский горст* (Б1<sup>4</sup>) протяженностью около 250 км представляет собой крупный выступ складчатого основания в южной части листа, где фундамент залегает на глубине менее 0,7 км. К северо-западу он погружается до 1,5 км, в этой части обособляется локальный выступ основания, оконтуренный изогипсой – 1,0 км.

Перечисленные выше поднятия отделены от Столбовского горста серией грабенов и сопряженных с ними переходных структур – ступеней.

*Широкостанский грабен* (Б1<sup>11</sup>) разделяющий Шелонский и Столбовский горсты на юге, представлен кулисообразной цепью впадин с максимальными глубинами свыше 2 км в южной и северной части, которые отображаются в гравитационном поле отрицательными значениями от –4 до –16 мГал.

*Западно-Широкостанский грабен* (Б1<sup>13</sup>) с глубинами залегания складчатого основания более 3 км отделяет блок Западно-Санниковского горста от массива Восточно-Лаптевского горста. Грабен выражен в гравитационном поле отрицательными значениями аномалий до –4 мГал.

*Северо-Широкостанский грабен* (Б1<sup>7</sup>) продолжает к северу ряд депрессий, разделяющих центральное поднятие (Столбовский горст) и вышеописанную серию горстов структурной зоны западного склона. Этот грабен протягивается на 140 км между Восточно-Лаптевским и Столбовским горстами. В северной его части локализуются две впадины с глубинами доаптского фундамента более 3,5 км, выраженные отрицательной аномалией поля силы тяжести интенсивностью до –12 мГал.

На северо-востоке ограниченная разломами непротяженная узкая гряда – *Северо-Столбовский горст* (Б1<sup>5</sup>) отделяет еще одну глубокую, более 4,5 км, впадину – *Западно-Бельковский грабен* (Б1<sup>8</sup>), который сопрягается с самым северным, относительно погруженным до 1–1,5 км сегментом Столбовского горста.

К структурной зоне западного склона Новосибирской системы на севере листа карты отнесено также южное замыкание *Анисинского прогиба* (Б1<sup>14</sup>). В южной части карты выделен еще один грабен – *Чондонский* (Б1<sup>12</sup>), граничащий с Шелонским горстом; глубина отдельных впадин в этом грабене достигает 2 км. Участки, занимающие промежуточное положение в морфоструктуре фундамента, отнесены к ступеням.

Расположенный на самом юго-западе листа карты блок с глубинами залегания складчатого основания от 1 до 2,5 км получил название *Усть-Янская ступень* (Б1<sup>18</sup>). По Нижне-Янскому разлому западная часть ступени погружена на 500–600 м. Прилегающая к Омолойской зоне прогибов полоса с гипсометрическими отметками фундамента –2 ÷ –3 км выделена в качестве *Восточно-Санниковской ступени* (Б1<sup>17</sup>).

*Васильевская ступень* (Б1<sup>16</sup>) служит узловой зоной сопряжения серии горстов (Восточно-Лаптевского, Столбовского, Шелонского, Западно-Санниковского) и грабенов (Широкостанского, Северо- и Западно-Широкостанского). Вблизи северной рамки карты обособляется *Ступень Северного мыса* (Б1<sup>15</sup>) с глубиной залегания складчатого основания 1–2 км.

Котельническо-Святоносская осевая структурная зона (Б2), известная также как Котельническо-Ляховская гряда [Государственная..., 1999] представляет собой субмеридиональную цепь поднятий, включающих острова Бельковский, Котельный, Земля Бунге, Мал. и Бол. Ляховский, а на материке – ряд возвышенностей – Св. Нос, горы Чокурдах, Урюнг-Хастах, Харстан. Эти возвышенные участки разделены прогибами проливов Санникова, Этерикан, Дм. Лаптева. Плитный чехол в пределах этой зоны (гряды) развит прерывисто, не превышая по мощности 500 м.

Возвышенные участки осевой зоны, где на поверхность выходят комплексы складчатого основания, отнесены к горстам. Сопряженные с ними зоны, скрытые под маломощным покровом плитного чехла, поименованы ступенями. В материковой части осевой зоны и проливе Дм. Лаптева обособляется депрессия с предполагаемой глубиной залегания подошвы плитного чехла до 2 км.

*Бельковский горст* (Б2<sup>1</sup>), расположенный в пределах одноименного острова, и *Котельнический горст* (Б2<sup>2</sup>) сложены в основном складчатыми комплексами палеозоя. В пределах *Бунгинского горста* (Б2<sup>3</sup>) на Земле Бунге обнажены породы среднего карбона – юры. *Ляховский горст* (Б2<sup>4</sup>) образован разновозрастными комплексами пород: от предположительно протерозойского возраста до позднеюрско-раннемелового, прорванных раннемеловыми гранитоидами. В *Святоносском горсте* (Б2<sup>5</sup>) на поверхность выходят верхнеюрско-нижнемеловые толщи и гранодиориты святоносского комплекса.

Окружающие их ступени: *Западно-Котельническая* (Б2<sup>6</sup>), *Гедеништрома* (Б2<sup>7</sup>), *Северо-Кигиляхская* (Б2<sup>8</sup>) и *Дмитрия Лаптева* (Б2<sup>9</sup>) перекрыты чехольными отложениями апта-верхнего мела и кайнозоя, мощностью до 0,5 км.

Единственная впадина, предполагаемая по гравиметрическим данным, к югу от о.Большой Ляховский – *Бустахский грабен* (Б2<sup>10</sup>) имеет близмеридиональное простирание в южной материковой части с разворотом оси прогиба в проливе Дм.Лаптева в ССЗ направлении. Грабен выделяется в контуре пониженных значений гравитационного поля менее 12 мГал и отрицательной аномалии от 0 до –8 мГал.

Бунговско-Хромская структурная зона (Б3) восточного склона Новосибирской системы представлена на карте крайней западной частью – *Фаддевской ступенью* (Б3<sup>1</sup>). Мощность аптско-верхнемелового – кайнозойского чехла в ее пределах не превышает 1,75 км в локальной депрессии, расположенной к югу от побережья Земли Бунге на выходе из пролива Санникова.

**Отложения аптско-верхнемелового СФК** в значительной мере компенсируют глубокие впадины и грабенообразные прогибы как Западно-Лаптевской рифтовой системы, так и Новосибирской системы грабенов и горстов. Однако, основные формы рельефа складчатого основания в той или иной мере находят отражение и в структуре поверхности верхнемеловых отложений.

Обширная область отсутствия верхнемеловых отложений (установленная по налеганию на поверхность складчатого основания отражающего горизонта в их кровле или выходам на поверхность более древних комплексов отложе-

ний на островах) занимает Котельническо-Святоносскую осевую структурную зону. Отсутствие отложений этого СФК установлено также в пределах гребневых участков Столбовского и Восточно-Лаптевского горста.

В поверхности отражающего горизонта «L2», в сглаженной форме, но вполне отчетливо прослеживается горст-грабеновая структура фундамента, а также проявляется большинство тектонических нарушений.

Наилучшей унаследованностью структурного плана кровли меловых отложений от поверхности фундамента отличаются Бельковско-Святоносский, Северо-Широкостанский и, в южной части, Кигиляхский грабены. Наблюдается соответствие основных положительных форм – горстовых поднятий, а также ступеней (Санниковской, Восточно-Саенниковской) в западной части карты. В большей степени компенсирован меловыми отложениями, с частичной инверсией структурного плана, Западно-Бельковский грабен. В его северо-восточной части локализуется приразломное поднятие в контуре изогипсы –1 км, в совокупности с поднятием в северной части Столбовского горста образующее замкнутую антиклинальную структуру, нарушенную сбросом.

Мощность отложений аптско-верхнемелового СФК на крыльях горстовых выступов составляет первые сотни метров, в грабенах достигает 2–2,5 км.

**Отложения кайнозойских СФК** более широко, по сравнению с меловыми толщами, распространены на площади карты, охватывая часть Котельническо-Святоносской осевой структурной зоны, и полностью компенсируют расчлененный рельеф поверхности фундамента и нижних горизонтов плитного чехла. Мощность кайнозойских отложений в пределах горстов варьирует от 400 м до 1 км, в грабенах – 1–2 км, достигая в депоцентрах отдельных впадин 3,2 км. Строение кайнозойского комплекса освещает структурная карта по отражающему сейсмическому горизонту «L4», который отождествлен с границей перерыва в среднемиоценовых отложениях и характеризует кровлю верхнеолигоцен-среднемиоценового сейсмоподкомплекса – аналога нерпичинской свиты Новосибирских островов.

По кровле среднемиоценовых отложений в пределах Столбовского горста и прилегающей на юго-западе площади, до Усть-Янской ступени включительно, вырисовывается обширная область поднятия с отметками от –0,1 км до –0,4 км. Погруженная до отметок –0,9 ÷ –1,1 км впадина простирается вдоль западной рамки карты от Восточно-Лаптевского горста на юг, охватывая Омолойскую зону прогибов и Восточно-Сальниковскую ступень. Хорошо выражены на этом уровне, как отрицательные структуры, северная часть Бельковско-Святоносского и средний сегмент Кигиляхского грабенов с отметками –0,9 ÷ –1,2 км. Практически полностью компенсированы палеоген-среднемиоценовыми отложениями Северо-Широкостанский и Западно-Бельковский грабены с формированием на месте последнего инверсионных поднятий.

**Дизъюнктивные нарушения** на морской части листа установлены по геофизическим данным. Разломы выделялись на сейсмических разрезах, и трассировались между профилями по гравиметрическим и магнитным данным. Преобладают нарушения сбросового характера на боргах грабенов. Наиболее крупные из них (Лазаревский, Нижне-янский, Восточно-Шелонский, Западно-Бельковский, Бельковско-Ляховский) обозначены на тектонической схеме.

По смене структуры гравитационного поля выделены два региональных сдвига: Буорхаинско-Столбовский и Этериканский. Еще два крупных дизъюнктива с неясными морфокинематическими характеристиками ограничивают на западе и на востоке Котельнический массив: разлом Пролива Заря и Фаддевско-Ляховский.

---

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Суша в границах листа занимает меньшую часть. Она представлена северной оконечностью Евразийского материка в районе мыса Святой Нос и островами, лежащими к северу от него. Материковая часть суши относится к Яно-Индибирской низменности. Ее однообразный рельеф с отметками преимущественно до 50 м, изобилующий мерзлотными формами, изредка нарушается так называемыми возвышенностями «гранитных островов». Это вытянувшаяся в северном направлении цепочка небольших изолированных гор с отметками вершин преимущественно 340–370 м. Такими поднятиями обусловлен и выступ мыса Святой Нос. Только одна из гор (безымянная в верховьях реки Тохо) имеет высоту 533 м.

Островная суша принадлежит архипелагу Новосибирских островов, который в свою очередь состоит из Ляховских островов и островов Анжу. Ляховские острова представлены Малым и Большим Ляховским, разделенными проливом Этерикан, а также расположенным западнее о. Столбовой. Первые два представляют собой обособившиеся сравнительно недавно фрагменты низменности, развитой южнее на материковом побережье. Но если отметки в пределах о. Мал. Ляховский до 29 и 33 м, то на о. Бол. Ляховский до 50–60 м, при этом низменность осложняется единичными возвышенностями с отметками 185, 226 и 293 м. На о. Столбовой, помимо низменностей, распространенных по периферии, имеются водораздельные плато с отметками 100 и более метров, осложненные останцовыми возвышенностями (183, 222 м) [Сиско, 1968].

Из островов Анжу целиком в границы листа входит только небольшой о. Бельковский – самый западный в архипелаге. Что касается островов Котельного, Земли Бунге и Фаддеевского, то в действительности эти сохраняющие исторические названия различные по рельефу острова представляют собой единый массив суши. О-ва Бельковский и Котельный характеризуются рельефом с отметками преимущественно 100–120 м, редко более. Но в южной части Котельного высоты уже достигают 200 м и более (г. Малакатын-Тас – 361 м). Низменность с высотами менее 10 м полностью занимает пустынную Землю Бунге. Остров Фаддеевский схож по рельефу с Бол. Ляховским.

Основная часть площади листа относится к мелководному шельфу пограничной области морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. При этом большая часть морского дна принадлежит первому из них, и только проливы – ко второму. Географическая граница между этими морями протягивается к север-

северо-западу от мыса Святой Нос на материковом побережье, вдоль западных берегов о-вов Мал. Ляховский и Бол. Ляховский и западному побережью о. Котельный.

Морфоструктурный облик рассматриваемой площади контролируется блоковой неоструктурой, которая в основных чертах обусловлена субмеридиональными и субширотными дислокациями. Первые определяют деление территории на крупные блоки. Приподнятый Котельническо-Святоносской блок является частью протяженной трансшельфовой зоны, лежащей на продолжении хребта Ломоносова и трассируемой от него в пределы материка. Меридиональные нарушения на шельфе контролируют геометрию долины Пра-Яны (?), разделяющей Котельническо-Святоносский блок и поднятие дна, в плосковершинной части которого находится Семеновское мелководье. Это поднятие протягивается с севера на юг вдоль западной рамки листа. Широтные дислокации проявлены во внутренней дифференциации крупных блоков. На отдельных участках отчетливо влияние диагональных, преимущественно северо-западных нарушений. Некоторые из молодых разрывов представлены на сейсмоакустических профилях, например, нарушения, контролирующие поднятия о-вов Столбового и Бельковского. Современный облик рельефа определился при сложном сочетании эндогенных и экзогенных факторов. Особая роль при этом принадлежит климату, вследствие которого сформировались мощные толщи многолетнемерзлых пород. Специфика связанных с ними процессов во многом предопределила характер земной поверхности.

Геоморфологические карты и схемы масштаба 1:2500 000, включающие данную область арктического шельфа, ранее составлялись неоднократно [*Геоморфологическая карта СССР, 1987; Ласточкин, 1977ф, Яшин, Ким, 1985ф, Иванова, 1992ф, Пинчук, 1981ф*]. Однако наиболее детально геоморфология материка и островов была представлена на схеме, составленной Г. В. Иваненко для предшествующей версии данного листа [*Государственная..., S-53-55, 1999*], именно эта схема была использована для характеристики рельефа суши и в настоящей работе (см. геоморфологическую схему). Что касается схемы на площадь шельфа, то она составлена заново с учетом современных данных и действующих инструктивных документов.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ СУШИ

Денудационный рельеф связан с областями длительного устойчивого поднятия на протяжении всего новейшего этапа, наследующими древний структурный план по знаку и простирацию. Он представлен останцовыми низкими горами, платообразными полого-увалистыми возвышенными равнинами, холмисто- и грядово-увалистыми равнинами.

*Останцовые массивы низких гор (P-Q)* развиты на юге о-вов Котельный, Бол. Ляховский и на западе Яно-Индигорской низменности. Они являются локальными поднятиями в системе положительной Котельническо-Святоносской неоструктуры близмеридионального простираания. Облик массивов создан совокупностью склоновых процессов, гольцовой планации и нивации. В современном рельефе это изометричные или куполовидные мас-

сивы с абс. отм. от 165 до 450 м (максимальная 533 м – на юго-западе Яно-Индигорской низменности) и с относительными превышениями 150–240 м (максимальное 300 м – м. Святой Нос).

Водораздельные поверхности плоские и куполовидные, шириной 0,4–2 км; местами осложнены отдельными вершинами-тумпами (юг о. Котельный) или скальными останцами выветрелых гранитоидов – кигиляхами высотой до 10–12 м, которые образуют вытянутые прерывистые «цепочки» протяженностью несколько сотен метров (юго-запад о. Бол. Ляховский). Склоны массивов вогнутые или прямые, в привершинных частях покрыты делювиально-коллювиальными и обвальными-осыпными отложениями, осложнены нагорными террасами и структурными уступами; в нижних частях, как правило, пологие (до 10°) с делювиально-солифлюкционными шлейфами, каменными «делями», реже осыпные и обвальными-осыпными (п-ов Кигилях, м. Святой Нос).

Речная сеть короткая. Долины узкие, в стадии глубинной эрозии, с резкими прямолинейными изгибами русел. На п-ове Кигилях наблюдаются аномальные врезы овражной сети, висячие долины, речные перехваты. На западе Яно-Индигорской низменности склоны низких гор расчленены широкими долинами древнего заложения с погребенными эрозионными врезами миоцен–эоплейстоценовой генерации [*Государственная...*, S–53–55, 1999]. На современном этапе – это участки малоамплитудных движений положительного знака и длительной стабилизации.

*Платообразная пологоувалистая равнина (P–Q)*, выработанная, в основном, в карбонатно-терригенных разновозрастных породах, занимает центральную часть о-вов Котельный, Бельковский и Столбовой. На о. Котельный – это массивная возвышенная равнина, плавно повышающаяся с севера (абс. отм. 100–150 м) на юг (абс. отм. 200–300 м), с относительными превышениями до 80 м. Главные водоразделы широкие (5–15 км) платообразные, как правило, асимметричные. Их осевые линии чаще всего смещены к югу и западу, вследствие чего северные и восточные склоны обычно пологие и длинные с мощными делювиально-солифлюкционными шлейфами. Реки в своем заложении использовали простирание крупных морфоструктур и тектонически ослабленные зоны, чем в значительной степени предопределены радиально-решетчатый рисунок гидросети, коленообразные изгибы русел, взаимопараллельные спрямленные долины со слабо развитыми меандрами. Днища долин шириной 150–500 м, глубоко (до 80 м) врезаны, часто с V- и U-образным поперечным профилем и крутыми склонами. На юге острова наблюдаются долины с невыработанным продольным профилем, врезанные меандры и висячие долины. Близкий по характеру рельеф, но на более низких гипсометрических уровнях (до 80 м, максимальная отм. 222 м – о. Столбовой) отмечаются на о-вах Бельковский и Столбовой.

*Холмистоувалистая равнина (P–Q)* распространена на севере и юге о. Бол. Ляховский (абс. отм. 80–141 м, отн. превыш. 40–100 м), представленная системой линейно вытянутых в близширотном направлении поднятий по периферии низких гор, развивающихся на дислоцированных разновозрастных терригенных породах. Водоразделы широкие, плоские, с пологими делювиально-солифлюкционными склонами; дренируются водотоками с широ-

кими разработанными долинами, часто унаследованными от древней гидро-сети.

*Грядовалистая равнина* (Р–Q) имеет крайне ограниченное распространение. Она зафиксирована на о. Фаддеевский пределах гряды северо-западного простираения с высотами до 40–50 м, обусловленной, главным образом, выходами пород балыктахской и анжуйской свит.

Денудационно-аккумулятивный рельеф представлен эрозионно-аккумулятивным рельефом речных долин, а также пологими холмистыми и волнистыми равнинами, сформированными на морских и озерно-аллювиальных отложениях эоплейстоцена–верхнего неоплейстоцена, которые в разной степени преобразованных эрозионными и термокарстовыми процессами.

*Эрозионно-аккумулятивный рельеф речных долин* (Q<sub>III-H</sub>) включает их склоны и пойму, гораздо реже надпойменные террасы (2–6 и 8–15 м), которые распространены крайне ограниченно, преимущественно на крупных реках. Основным элементом долин является пойма, на крупных реках – двух уровней. Низкая пойма (0,8–2,5 м) в большинстве долин присутствует в виде узких сегментов прирусловых отмелей, пляжей, кос, островов. Высокая пойма (3–5 м) доминирует на большинстве рек, достигает значительной ширины (до 2 км на крупных реках), плоская, часто заболоченная, с кочкарным, мелкобугристым микрорельефом и полигональными грунтами. Распространенным элементом ее поверхности являются старичные озера, ложбины проток, реже береговые валы. Бровка сглаженная или резкая, тыловой шов, как правило, не выражен. Речные долины на участках локальных неотектонических поднятий имеют спрямленные русла, часто с врезанными меандрами.

*Пологоволнистая озерно-аллювиальная (едомная) равнина* (Q<sub>III</sub>) участками распространена вдоль побережья о-ов Бельковский, Котельный и вокруг островных низкогорных массивов о. Бол. Ляховский и Яно-Индибирской низменности на отметках 60–80 до 110 м. Для нее характерны относительная выдержанность абсолютных отметок поверхности, пологая деформация в направлении поднятий, слабое развитие термокарста по площади при значительной (до 20 м) его глубине. Поверхность равнины значительно расчленена сетью глубокооврезанных речных долин.

*Волнистоувалистая равнина* (Q<sub>III</sub>) с абс. отм. 40–60 м – едомная, межласская, развита на льдистых отложениях, занимает значительные площади на всех островах и Яно-Индибирской низменности. Она представлена широкими (от 3–5 км до 15–20 км) увалоподобными или плоскими асимметричными водоразделами, постепенно переходящими в пологие (до 10°) задернованные склоны, расчлененные густой сетью водотоков разного порядка. Поверхность равнины интенсивно переработана термокарстовыми процессами, изобилует озерными котловинами разных размеров и формы. Гидросеть густая. Направление долин крупных рек наследует древний структурный план региона. Большинство их достигло профиля равновесия, преобладает боковая эрозия. Долины шириной 200–800 м до 3–5 км с асимметричным корытообразным поперечным профилем, днища плоские с поймой.

*Пологохолмистая равнина, сформированная на морских эоплейстоценовых–среднеоплейстоценовых отложениях ( $Q_{III}^1$ )*, распространена на севере о. Фаддеевский, на стрелке Анжу и в центральной части Земли Бунге (III морская терраса). Преобладающие абсолютные отметки поверхности до 40 м, относительные превышения 10–15 м. Водоразделы широкие (до 2 км) плоские, слабоэродированные, с пологими склонами. На участках локальных неотектонических поднятий (юг о. Фаддеевский, северо-восток о. Бол. Ляховский) равнина интенсивно расчленена многочисленными глубоко-коврезанными (до 10–20 м) короткими оврагами и промоинами V-образной и щелевидной формы с крутыми (до 50–60°) склонами и обилием байджарахов вдоль бровок.

Аккумулятивный рельеф представлен комплексом образований приморской равнины (прибрежными низменными равнинами, периодически заливаемыми морем, современными морскими аккумулятивными формами, первой и второй морскими террасами), а также озерно-аллювиальной (аласной) равниной.

Самый низкий гипсометрический уровень приморской равнины (до 3 м) образован позднеголоценовыми *прибрежными низменными равнинами, периодически заливаемыми морем ( $Q_N^2$ )*, а также *современными формами морской аккумуляции ( $Q_N^2$ )* (пляжами, косами, осушками и пр.), которые в большинстве немасштабны. Марши и ватты прибрежных равнин образуют обширные отмели и полосы осушения. Средняя ширина отмелей от 30 м до 1–3 км (южное побережье прол. Дм. Лаптева). Наиболее крупные «осушки» (площадь 100–110 км<sup>2</sup>) расположены на севере о. Бол. Ляховский и в Эбеляхской губе. Маршевая часть их плоская, частично задернованная, заозеренная. Ваттовая часть идеально ровная с едва заметным уклоном в сторону моря, рассечена руслоподобными ложбинами. Пляжи (высота до 3 м) на участках абразионных берегов узкие, с крутым поперечным профилем. Вдоль аккумулятивных берегов ширина пляжей достигает десятков метров, нередко они отличаются ступенчатым поперечным профилем. Для побережья моря Лаптевых характерны косы. Поверхность их плоская или слабовыпуклая, склоны асимметричные.

*Озерно-аллювиальная (аласная) равнина ( $Q_N$ )* – конечная стадия разрушения едомы в процессе ее интенсивного преобразования термокарстовыми процессами (абс. отм. 10–40 м). Она наиболее широко распространена на Яно-Индибирской низменности и в центральных частях о-ов Фаддеевский и Бол. Ляховский. Морфологически это обширные слившиеся озерные котловины разных стадий аласообразования. Днища их, как правило, плоские, реже ступенчатые, заболоченные с остаточными озерами, кочкарным и полигонально-валиковым микрорельефом, различными формами термокарстовых просядок, невысокими (до 1,5 м) буграми пучения и единичными гидролакколитами. Часто осложнены разрозненными останцами первичной едомной равнины высотой до 40–60 м. Склоны пологие, задернованные, часто со сглаженными термоабразионными уступами, к которым приурочены байджарахи. Речная сеть слабо выражена, преобладают блуждающие бездолинные водотоки. Начало образования озерно-аллювиальных (аласных) равнин при-

ходится на рубеж позднего неоплейстоцена–голоцена, в настоящее время оно активно продолжается.

Наиболее распространена на приморской равнине *I морская терраса* ( $Q_{II}$ ) на отметках 3–10 м. Она слагает Землю Бунге, где имеет плоскую поверхность, участками слабоволнистую с эоловым микрорельефом. В периферийных частях она изрезана блуждающими бездолинными водотоками древовидной формы. Также *I морская терраса* широко развита на Яно-Индибирской низменности (3–8 м), где ее поверхность волнистая, осложненная сериями береговых валов и ложбин стока с полигональным микрорельефом, изобилует остаточными озерными ваннами разных форм и размеров. Локально *I морская терраса* прослеживается вдоль побережья всех островов. Почти повсеместно она связана постепенными переходами с современными морскими береговыми образованиями.

*II морская терраса* ( $Q_{III}$ ) с отметками 10–20 м, (максимальные отм. 35–50 м) сложена отложениями поздненеоплейстоценовой трансгрессии, локально распространена в центральной и юго-восточной частях Земли Бунге. Поверхность террасы плоская, бугристая за счет эоловых форм. Бровка террасы достаточно четкая, тыловой шов не выражен.

Среди береговых уступов наиболее широко распространены термоабразионные, формирующиеся на участках выходов льдистых пород едомы. Высота их до 10–30 м, склоны крутые (более  $35^\circ$ ), с развалами крупных глыботторженцев смерзшегося грунта в основании. Широко развиты термоденудационные формы, иногда захватывающие и аласы, часты термоденудационные цирки; нередко байджарахи и нависающие торфяные карнизы. На о. Бол. Ляховский термоденудация в области распространения льдистых пород, за исключением западного берега, развита повсеместно. Причем, скорость термоденудации на берегах южной экспозиции в два раза превышает таковую на берегах северо-восточной экспозиции [Пижанкова, 2011].

Погружающиеся берега размываются особенно быстро (до 6,5 м/год), в то время как поднимающиеся защищены от волнения аккумулятивными формами (о. Мал. Ляховский и северо-восточная часть о. Бол. Ляховский) [Пижанкова, Добрынина, 2010]. Защищают берег и ветровые осушки. Высокие скорости отступления характерны для берегов, подверженных воздействию течений. Береговая линия на участках отступления берега очень динамична. Скорости отступления берегов варьируют в широком диапазоне значений, и разными исследователями оцениваются от 2–3 до 6–7 м/год. Максимальная скорость 15–20 м/год – на южном побережье прол. Дм. Лаптева [Государственная, S–53–55, 1999]. За счет разрушения термоабразионных берегов в этом проливе исчезли острова Бол. и Мал. Диомида, а в восточной части шельфа моря Лаптевых – острова Семеновский, Васильевский и др.

Абразионные уступы приурочены к выходам на поверхность докайнозойских скальных пород. Они распространены на островах Бельковский, Столбовой, западе и юге о. Котельный и п-ове Святой Нос. Чаще всего это клифы, иногда отвесные, высотой до 70 м и более, с приглубыми участками моря вдоль них (у м. Святой Нос глубиной до 24 м), иногда с волноприбойными нишами в основании, с узкими каменистыми пляжами.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ ШЕЛЬФА

Как и на всем Лаптевоморском шельфе, дно в границах листа имеет ступенчатое строение, и на большей части площади представляет собой террасированную равнину. Значительные его пространства заняты субгоризонтальными или пологонаклонными поверхностями. На разделяющих их склонах уклоны также очень незначительны и составляют около 0,001–0,003, только на локальных отрезках у о-вов Столбовой и Бельковский достигают 0,004 и даже 0,02. Ступенчатое строение дна, с одной стороны, определяется блоковой неоструктурой, а с другой – отражает этапы формирования рельефа в ходе трансгрессии, последовавшей после глубокой сартанской регрессии. Глубины морского дна на большей части площади не превышают 20–25 м. Лишь в северной части листа к западу от о. Бельковский в затопленной долине, отделяющей этот остров от Семеновского мелководья, глубины дна достигают 35–40 м, а в отдельных переуглублениях и несколько более. Данная подводная долина рассматривается как реликт существовавшей некогда на шельфе моря Лаптевых наземной гидросети и предположительно связывается с современной рекой Яной. Долина Пра-Яны (?) на своем протяжении испытывает коленообразные изгибы, и состоит из нескольких отрезков, в основном, субмеридионального направления. Лишь ее северный отрезок, начинающийся несколько южнее о. Бельковский, имеет отчетливую север-северо-западную ориентировку. Ширина плоского днища колеблется от 10 до 35 км. Склоны ее имеют высоту 15–25 м. Местами долина прослеживается по цепочке переуглублений. Помимо этой магистральной долины, в рельефе дна заметны многочисленные слабо выраженные, сглаженные долинные формы. Реликтовая речная сеть является характерной особенностью рельефа арктического шельфа, и море Лаптевых в этом отношении не является исключением [*Геоморф. карта, 1966; Семенов, Шкатов, 1971; Ласточкин, 1983; Holmes, Creager, 1974*]. Она имеет субазральное эрозионное происхождение, и связывается с регрессией морского бассейна в сартанское время.

Геоморфологическая схема на площадь шельфа построена в масштабе 1 : 2500 000 на базе батиметрической основы листа. Однако в ряде случаев сечение рельефа изобатами через 5 м оказалось недостаточным, и были использованы более детальные данные [*Nikiforov..., 2004*]. При определении геоморфологических границ применены приемы системно-морфологического анализа [*Методика геоморфологического..., 2001; Ласточкин, 2002*]. На данной площади в качестве границ преимущественно выступают линии выпуклого и вогнутого перегиба поперечного профиля дна. Они ограничивают элементарные поверхности, единые в морфологическом и историко-генетическом отношении. Морфология дна является ведущим критерием при определении генезиса поверхностей шельфа ввиду недостатка геологических данных. Вследствие этого генезис рельефа трактуется с определенной долей условности. Выделены: денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный рельеф. Наряду с поверхностями субаквального происхождения, на шельфе встречаются реликты субазрального рельефа.

Денудационный рельеф был выработан как на субэвральном, так и на субаквальном этапах развития шельфа. В первом случае, основным агентом являлась речная эрозия и связанные с нею склоновые процессы, во втором – абразия, термоабразия и термоденудация.

*Термоабразионные равнины и террасы* ( $Q_n^2$ ) представлены наиболее мелководными поверхностями, развитыми на многолетнемерзлых породах. К ним относится субгоризонтальная терраса в поле развития муруктинских отложений, зафиксированная на глубинах 6–7 м на Семеновском мелководье к западу от северного окончания о. Столбовой. Расположение на столь малых глубинах дает основание связывать ее с поздним голоценом. Вероятно, что в ходе дальнейшего изучения будет выявлено более широкое распространение поверхностей этой категории.

Пологие ограничения Семеновского мелководья отнесены к категории *термоабразионных склонов подводных возвышенностей и холмов* ( $Q_n$ ). Они выработаны в едомных муруктинских отложениях низов позднего неоплейстоцена в диапазоне глубин 7–17 м. Уклоны, ввиду слабой устойчивости пород, очень невелики и составляют 0,0006 и менее.

*Термоденудационные поверхности* ( $Q_n$ ) развиты на муруктинских и сартанских многолетнемерзлых породах, имеют сложное строение, обусловленное мелкой расчлененностью, заметной на детальных батиметрических картах. Также они характеризуются многочисленными термоденудационными останцами, хорошо различимыми на сейсмоакустических профилях. Поверхности этой категории на Семеновском мелководье имеют место в диапазоне глубин 5–7 м. К югу, между параллелями  $72^\circ 40'$  и  $73^\circ 20'$ , они занимают более обширные площади, и располагаются уже на глубинах от 5–10 до 20 м. Формирование данных поверхностей связывается с разрушением едомных толщ в голоцене.

*Термоабразионные равнины* ( $Q_{III}^4-n$ ) образуют вершинную поверхность протянувшейся в субмеридиональном направлении возвышенности, на которой располагается Семеновское мелководье. Это субгоризонтальные, выровненные поверхности на глубинах 14–20 м, приуроченные к выходам многолетнемерзлых едомных толщ муруктинского горизонта. К этой категории относится и *терраса* на глубинах 19–20 м, развитая к западу от южного окончания острова Бельковский.

*Склоны комплексной денудации* ( $Q_{III}^4-n$ ) – наиболее крутые в рассматриваемой области морского дна (уклоны 0,003–0,005). У северного окончания о. Столбовой уклоны достигают 0,02. Склоны выработаны в коренных породах, развиты преимущественно в интервале глубин 0–20 м, и только к западу от о. Бельковский – до –40 м. Помимо подводных оснований указанных островов, где склоны комплексной денудации осложнены структурными уступами, они распространены также у мыса Святой Нос на материковом побережье и вдоль западного берега о. Котельный к северу от широты  $75^\circ 20'$ . Развивались эти склоны длительное время, вероятно, начиная с этапа расчленения территории в олигоцене. С течением времени подвергались воздействию разных агентов денудации, с позднего неоплейстоцена – преимущественно абразии.

*Эрозионные склоны речных палеодолин ( $Q_{III}^4$ )*, широко развиты во всем диапазоне глубин, местами они существенно переработаны в субаквальных условиях. Высота эрозионных склонов обычно составляет 15–20 м, а уклоны меняются от 0,001 до 0,003 и лишь на локальных участках в устьях – несколько более. Склоны долин были выработаны крупными реками во время сартанской регрессии, когда море отступало далеко на север за пределы современной бровки шельфа. Не исключается, однако, что эти поверхности могли быть заложены и в более ранние регрессивные фазы. Первоначально высота склонов, видимо, была большей, чем сейчас. Она сократилась ввиду последующей субаквальной переработки рельефа и срезания вершин банок абразией и термоабразией. Наряду с четко выраженными склонами, сопровождающими крупные речные долины, имеют место участки развития сглаженных, которые в ходе абразионно-аккумулятивной переработки в большей степени утратили первоначальный облик. Большинство эрозионных поверхностей на рассматриваемой площади связаны с долиной Пра-Яны (?). Однако, с западной стороны Семеновского мелководья имеется фрагмент склона долины Ленской системы, а на выходе из пролива Санникова – склоны долины, связанной с ним. Днище ее занимает несколько более высокое батиметрическое положение, располагаясь на глубинах около 20 м.

*Денудационно-аккумулятивный рельеф*, помимо поверхностей смешанного генезиса, также объединяет поверхности, в происхождении которых при имеющемся уровне изученности сложно выявить преобладание денудации или аккумуляции. Представлен он абразионно-аккумулятивными образованиями, различающимися по морфологии и времени формирования. Наиболее молодые из них связаны с современным и близким к нему стоянием уровня моря, наиболее древние – с начальными фазами позднеплейстоценовой трансгрессии, сменившей глубокую регрессию сартанского времени.

*Абразионно-аккумулятивные современные прибрежные равнины и террасы ( $Q_H^2$ )* представляют собой субгоризонтальные плоские поверхности на глубинах менее 5 м. Они созданы и продолжают развиваться в современной зоне волнового воздействия. Выделены вблизи восточного побережья о. Бол. Ляховский.

*Абразионно-аккумулятивные современные подводные береговые склоны ( $Q_H^2$ )* развиты на относительно более крутых участках побережья с уклонами около 0,003. Выделены такие склоны по периферии материка и Ляховских овов, а также вдоль южного берега о-вов Котельный и Земля Бунге. Начинаются они у современного уреза воды или сразу за пределами прибрежных отмелей. Основания их располагаются, в основном, на глубинах до 10–15 м. Влияние волнения ограничено коротким периодом, когда море освобождается от льда. Значимую роль играют течения, в том числе, определяющие характер аккумулятивных образований на таких склонах.

*Абразионно-аккумулятивные равнины дна современных проливов ( $Q_H$ )* Дмитрия Лаптева и Санникова, а также пролива Заря – это субгоризонтальные, слабо осложненные аккумулятивными грядами поверхности. Как полагают, они начали формироваться относительно недавно в ходе распространения моря в голоцене [*Государственная ...*, S-53–55, 1999, *Holmes, 1974*] и продолжают свое развитие в настоящее время под воздействием волн и тече-

ний. На этих поверхностях также сохранились отдельные эрозионные переуглубления – свидетельства континентального этапа развития. Грядовые формы представлены единичными барами [Никифоров, 1984].

*Абразионно-аккумулятивные равнины* ( $Q_{III}^{4-n^2}$ ) выделены в юго-западной части листа, к северу от Янского залива, на глубинах 18–20 м. Образованы в ходе ингрессии моря в понижения рельефа и не претерпели полного выравнивания. В их пределах сохраняются реликты субаэрального рельефа, в частности, палеогидросети, главным образом, в виде узких вытянутых переуглублений (2–5 м).

*Абразионно-аккумулятивные склоны* ( $Q_{III}^{4-n^2}$ ) с уклонами 0,001 и более имеют ограниченное распространение в северо-восточном углу листа у северного побережья о. Фадеевский. Высота их превышает 20 м, а основание лежит на глубинах свыше 25 м.

*Абразионно-аккумулятивные склоны* ( $Q_{III}^{4-n^1}$ ) имеют широкое распространение в центральной части листа к западу от островов Котельнической-Святоносской зоны. Уклоны их весьма невелики (менее 0,001), что объясняется слабой устойчивостью размываемых пород. Основания склонов находятся на глубинах 18–20 м. Высота составляет 5–10 м. Местами в их пределах различимы реликты палеогидросети. Море, вначале ингрессировавшее в крупные долины, по мере развития трансгрессии подвергло эти склоны, окружающие возвышенные участки дна, более существенной переработке, нежели та, которая имела место в долинах. Вероятна существенная роль термоабразии.

*Абразионно-аккумулятивные склоны* ( $Q_{III}^{4-n^4}$ ) развиты в северо-западной, относительно глубоководной части листа, высота их составляет около 15 м, основание располагается на глубинах 30–35 м, уклоны менее 0,001. В верхней части склонов поверхностный покров осадков, перекрывающих выходы муркитинских отложений, незначителен, он возрастает с глубиной. Диапазон глубин говорит в пользу того, что эти склоны сформировались несколько раньше тех, которые развиты южнее.

Аккумулятивный рельеф включает шесть категорий.

*Равнины дна мелководных заливов и бухт* ( $Q_{II}^{n^2}$ ) зачастую представляют собой поверхности неполного выравнивания, поскольку частично сохраняют следы эрозионного рельефа. По крайней мере, часть таких заливов является молодыми ингрессионными образованиями, как это показали, в частности, детальные исследования Ванькиной губы [Проблемы и методы..., 2004]. Затопление эрозионной ванны губы произошло между 7,5 и 1,5 тыс. лет. Прибрежно-морские отложения имеют здесь небольшую мощность – 5 м в штормовых валах и первые сантиметры – донных илов. Это заставляет особо отнестись к прогнозу развития потенциально ингрессионных участков побережья при подъеме уровня моря. Другие современные заливы обязаны своим происхождением термокарсту, о чем говорит их округлая форма.

К категории *прибрежных пологонаклонных равнин* ( $Q_{II}^{n^2}$ ) отнесена обширная наклоненная на север поверхность, расположенная к востоку от о. Мал. Ляховский. Она располагается у подножья северного подводного берегового склона о. Бол. Ляховский на глубинах 5–10 м. Вероятно, в ее фор-

мировании сыграло роль расположение в волновой тени. Подобная поверхность выделена и в проливе Санникова южнее залива Геденштрота. Своеобразно строение морского дна на южной стороне Земли Бунге и о. Фадеевский.

*Современные подводные береговые склоны* ( $Q_H^2$ ) здесь характеризуются малыми уклонами и продольным грядовым рельефом, обусловленным развитием серии песчаных баров. Этот район является западным окончанием обширного поля развития баров, окружающего острова Восточно-Сибирского моря. Эти образования, характерные также и для материкового побережья Восточно-Сибирского моря, по одной из точек зрения являются реликтовыми, сформировавшимися при регрессии [Никифоров, 1984]. Эти выводы отчасти базируются на теоретических и экспериментальных представлениях, фактических же данных для их подтверждения пока недостаточно.

*Морские и аллювиальные равнины в днищах палеодолин* ( $Q_{III}^{4-N^2}$ ) созданы в ходе ингрессии, которая наступила после глубокого отступления моря в сартанское время, и постепенно проникала в долины лаптевоморского шельфа. Эти равнины преимущественно плоские субгоризонтальные, реже слабонаклонные. Их батиметрический уровень повышается в направлении материка. Так в самом северном отрезке Пра-Яны (?) он составляет 35–40 м, в среднем отрезке между о-вами Бельковский и Столбовой – 25–30 м, а южнее Столбового – 22–25 м.

При этом относительная глубина замкнутых переуглублений может измеряться первыми метрами, но местами превышать 5–7 м. Наибольших значений при этом врез достигает в устьях у островов, по-видимому, ввиду особенностей гидродинамического режима.

*Склоны возвышенностей и банок* ( $Q_{III}^{4-N^2}$ ), образованные шлейфом осадков, перемещенных вниз с тектонически обусловленного уступа, опоясывают с юга протяженное поднятие дна, ассоциирующее с Семеновским мелководьем. Уступ, обусловленный молодым разломом в верхней части склона, а также примыкающий к нему снизу пологий аккумулятивный склон, хорошо различимы на сейсмоакустическом профиле.

*Пологонаклонные равнины* ( $Q_{III}^{4-N^2}$ ) развиты вдоль южной рамки листа, окаймляя с юга субширотную депрессию, протягивающуюся севернее Янского залива в направлении дельты Лены. Развиты эти равнины на глубинах до 20 м и немногим более. По-видимому, эти пологонаклонные поверхности представляют собой слившиеся шлейфы выносов рек и продуктов разрушения побережья. На западе они снизу ограничены невысоким уступом. В восточной части поверхности существенно расчленена несколькими субпараллельными узкими дугообразными в плане переуглублениями, врез которых местами превышает 5 м.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА В КАЙНОЗОЕ

В палеоценовую эпоху относительного тектонического покоя формировались региональные поверхности выравнивания, фиксируемые корами выветривания. Разрушение их произошло на границе эоцена и олигоцена, когда

имели место дифференцированные блоковые подвижки. Позднее в олигоцене господствовал преимущественно континентальный режим, в условиях озерно-аллювиальных равнин формировались терригенные угленосные отложения. В палеогене начинается и формирование россыпей, происходившее по плейстоцен включительно с накоплением базальных аллювиальных толщ рыхлого чехла равнин [Проблемы и методы, 2004]. К началу миоцена территория представляла собой обширную полигенетическую равнину с участками денудационных поверхностей выравнивания (Котельническо-Святоносское поднятие, Лаптевоморский шельф). В пределах современного шельфа Восточно-Сибирского моря существовал мелководный морской бассейн с глубоководными впадинами в сушу заливами и лагунами. Дифференцированные подвижки в миоцене по вновь образованным и активизированным древним разломам привели к резкому расчленению рельефа, усилению эрозионных и денудационных процессов, заложению новых речных долин. При этом сохранялась единая денудационная равнина в области современных островов и мелководный морской бассейн.

Тектоническая активность в конце позднего плиоцена привела к значительной перестройке долинной сети и появлению новых местных источников сноса, выразившихся в резком изменении состава тяжелой фракции эоплейстоценовых отложений по сравнению с более древними. Этот рубеж знаменует собой резкое похолодание и начало формирования криогенных форм рельефа. В эоплейстоцене регион испытал медленное погружение, сопровождавшееся крупной трансгрессией, охватившей весь Арктический бассейн. Море достигало современной береговой линии, участками проникая на территорию Яно-Индибирской низменности.

В плейстоцене и голоцене развитие рельефа зависело от взаимодействия тектонических и эвстатических факторов. К началу позднего плейстоцена острова развивались в континентальном режиме денудационно-аккумулятивной равнины. Крупная регрессия моря совпала с зырянским похолоданием в начале позднего неоплейстоцена. Береговая линия сместилась к 50-метровой изобате и острова стали единым целым с материком. Об этом свидетельствует, в частности, идентичность костных остатков фауны крупных млекопитающих «мамонтского комплекса» островов и материка. Береговая линия сместилась на многие сотни километров к северу, чему способствовали малые уклоны дна. На огромной материковой суше в условиях резкого похолодания климата возникли предпосылки для формирования обширной озерно-аллювиальной равнины (едомы), где шло накопление мощных толщ своеобразных высокольдистых синкриогенных тонкодисперсных отложений, снивелировавших предыдущий рельеф.

Период каргинского потепления (середина позднего неоплейстоцена) совпал с кратковременной трансгрессией моря, следы которой в виде 10–20-метрового террасового уровня отмечаются на побережье островов и Яно-Индибирской низменности. К концу позднего неоплейстоцена (сартанское время) заканчивается формирование озерно-аллювиальной (едомной) равнины. Начинается ее интенсивное расчленение с образованием аласного рельефа и современной гидросети.

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 понижений и замкнутых переуглублений. Масштабы регрессии оцениваются по-разному: в 50–70 м и более [Каплин, Селиванов, 1999]. Вследствие мелководности и преимущественно низменного характера прибрежной суши даже небольшой подъем уровня моря приводил к тому, что при регрессии осушались обширные пространства, а при трансгрессии море быстро распространялось на большие площади. Наступление моря, начавшееся в позднесартанское время, происходило, в первую очередь, путем ингрессии в долины и лишь затем, с дальнейшим подъемом уровня, море выходило на водораздельные пространства, где стали активно размываться массивы суши, сложенной с поверхности толщами едомы.

С установлением современного уровня моря процессы термоабразии и термоденудации сконцентрировались в зоне волнового воздействия в прибрежной зоне материка и островов.

В голоцене активные блоковые подвижки и трансгрессия привели к окончательному распаду единого Котельническо-Святоносского поднятия, затоплению Земли Бунге и формированию проливов с полным обособлением островов. На суше активно шли процессы разрушения едомной равнины, формирование аласного рельефа, пик которого приходится на голоценовый климатический оптимум (7900–4500 лет назад) – время наиболее активных термокарстовых процессов. В позднем голоцене проявления тектоники выразились унаследованными сводовыми поднятиями и блоковыми подвижками. Вышла из-под уровня моря Земля Бунге, что повлекло за собой перестройку всей гидросети в восточной части о. Котельный. Об этом свидетельствует ее современный рисунок, отсутствие зрелых меандров в низовьях рек Балыктах, Драгоценная при их равнинном характере, рисунок блуждающих русел под морскими песками Земли Бунге и др. На фоне общего слабого поднятия и расчленения территории формируются два уровня поймы, низкие морские террасы и береговые аккумулятивные формы.

В настоящее время регион испытывает незначительное поднятие (активизация эрозионных процессов, невыработанность продольных профилей многих рек, врезанные меандры, висячие долины и пр.); отдельные участки находятся в стабильных тектонических условиях или слабо погружаются. Основными современными рельефообразующими факторами на суше являются процессы комплексной денудации, солифлюкция и термокарст, на шельфе – морская абразия (термоабразия) и аккумуляция волновых и потоковых течений. По последним экспедиционным наблюдениям, глубина зоны современного волнового воздействия в рассматриваемом районе составляет около 15 м [Дальневосточные, 2007, Государственная..., S–51,52, 2014].

В этом диапазоне глубин действуют основные факторы современного рельефообразования на дне и берегах: ветровые волны, волны зыби, приливные, сгонно-нагонные и постоянные течения [Соломатин и др., 1998]. Интенсивность гидродинамического воздействия на дно при прочих равных условиях зависит от преобладающего направления волн и открытости для них того или иного участка акватории.

Климатические, ледовые и криогенные факторы, а также особенности строения дна и берегов, состав и строение рельефообразующих отложений являются тем фоном, на котором действуют активные агенты рельефообразования. Как активные, так и большая группа пассивных факторов, характеризуются выраженной сезонностью, поскольку большую часть года море покрыто льдом. Широко развиты процессы термоденудации и термоабразии, которые играют ведущую роль в деградации мерзлоты на дне и побережье [Дальневосточные, 2007]. Происходит постепенное углубление мелководий, по разным оценкам, оно составляет от 2 до 5 см/год. Скорости отступления берегов, сложенных многолетнемерзлыми толщами, в море Лаптевых колеблются в широких пределах: от 0,5 м/год до 6–7 м/год. Оценки среднесреднегодных значений разнятся, составляя по данным разных авторов от 2–3 до 5,5 м/год [Каплин, Селиванов, 1999, *Геоэкологическое...*, 2007; Жигарев, 1997]. Отступление берега происходит неравномерно, так как некоторое время избыточные массы осадочного материала, поступившие в береговую зону, блокируют берег от дальнейшего разрушения. Оно возобновляется с выносом этого материала на шельф, чему способствует не только волнение, но и широко развитые на побережье сгонно-нагонные явления.

Возможное дальнейшее распространение моря в области суши зависит от механизма его развития и сочетания различных факторов. Так, проникновение моря по речным долинам даст большие значения, нежели термоабразия и денудация. Вероятно преобразование п-ова Широкостан в архипелаг островов [Проблемы и методы..., 2004]. Работа сезонных льдов имеет не столь существенное значение, как термические и гидродинамические процессы. Она проявляется в выпахивании короткоживущих форм микрорельефа: борозд глубиной около 1,5 м, образовании валов и валиков.

Геоморфология берегов и дна в значительной степени определяет современные ландшафты и геоэкологическую ситуацию на шельфе, контролируя распространение вод, осадков, направление и характер потоков вещества и энергии [Геология и полезные ископаемые..., Т.5, 2004]. В рассматриваемой области отсутствуют геоморфологические условия для возникновения устойчивых депоцентров и существенных скоплений загрязняющих веществ. Осадочный материал, поступающий в водную толщу с выносами рек, а также при разрушении побережья и морского дна, в несколько этапов выносятся с шельфа в глубоководные районы [Купцов и др., 1999] и там далеко разносятся течениями. Трассами для движения потоков осадочного вещества с лаптевоморского шельфа в сторону океана являются подводные долины. По ним же на шельф проникают океанические воды [Дмитренко и др., 2001].

---

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Территория рассматриваемого региона приурочена к стыку крупных разновозрастных тектонических блоков, что, при очень плохой обнаженности в целом, значительных разногласиях в их возрастной и генетической трактовке, не позволяет надежно реконструировать историю его геологического развития.

Докембрийский этап развития региона зафиксирован только в выходах позднепротерозойской (?) эмийтасской толщи амфиболитов и кристаллических сланцев, хотя ряд авторов старается отнести их к палеозойским образованиям. Геодинамическое положение этих отложений неясно, чаще всего они считаются аллохтонным блоком.

Более достоверно геологическая история восстанавливается для района островов Анжу – Котельного, Бельковского, Земли Бунге. Рассматриваемая территория на протяжении всего палеозоя представляла собой область практически непрерывного терригенно-карбонатного осадконакопления. Магматические проявления немногочисленны [*Государственная..., Листы Т-54-XXXI, Государственная..., Листы Т-54-XXXIV, Дорофеев и др., 1999*].

Нижнеордовикские – среднедевонские толщи образованы известняками, доломитами с незначительным количеством пелитовых, терригенных, алевро-глинисто-карбонатных и кремнисто-карбонатных пород. Реконструированы обстановки осадконакопления и фациальная зональность, отражающая дифференциацию вертикальных тектонических движений на фоне преобладания погружений. Отчетливо проявляется северо-западное простирание фациальных зон с мористыми, более глубоководными зонами на юго-западе. Юго-запад о. Котельного погружался интенсивнее, чем его северо-восточные районы [*Косько, 1977, Kos'ko, Korago, 2009*].

В начале эйфеля имели место дифференциация тектонических движений и общее поднятие, фиксированное перерывом в разрезе на большей части о. Котельного и сменой глубоководных фаций мелководными на юго-западе. В эйфельско-живетское время существовал достаточно расчлененный рельеф, свидетельством чему служат подводно-оползневые структуры, обилие брекчий, конгломерато-брекчий и конгломератов и пестрота фаций в плане.

В верхнем девоне – нижнем карбоне преобладают терригенные отложения открытого моря, менее распространены прибрежные, лагунные и эпиконтинентальные отложения. Сохраняется северо-западное простирание фациальных зон [*Государственная..., Листы Т-54-XXXI; Kos'ko, Korago, 2009, Миролюбова, 2011*].

Зональность дополняется возрастанием размерности кластического материала в юго-восточном направлении. С фациальным планом согласуется возрастание мощностей верхнедевонских – нижнекаменноугольных толщ на юго-западе. Здесь выделяется рифтогенный Бельковско-Нерпалахский прогиб. С формированием прогиба возможно связаны проявления базитового магматизма. Для внутренней области прогиба характерен непрерывный разрез тонкого аргиллито-алевролитового флиша. Встречаются органогенные постройки, олистостромы, конгломерато-брекчии. В периферии прогиба чередовались обстановки нормально соленого моря, лагунные, прибрежной равнины, отмечаются размывы и выпадение отдельных интервалов разреза. Прогиб наследует область наибольших погружений ордовикского – силурийского времени.

Рубеж девон – ранний карбон проявлен по-разному. В Бельковско-Нерпалахском прогибе в позднем фамене – турнейском веке происходит обмеление, на периферии прогиба нижнекаменноугольные отложения с размывом перекрывают разновозрастные толщи, вплоть до силурийских.

Верхнепалеозойские отложения представлены карбонатными и терригенными морскими фациями с конгломератами с галькой пород из подстилающих ниже- и среднепалеозойских толщ.

Триасовые отложения залегают на палеозойских толщах с перерывом трансгрессивно. В разрезе преобладают аргиллиты и гидрослюдистые глины, обогащенные органическим веществом. Реконструируется прибрежное морское мелководье, с низменным побережьем. Это был обширный залив с затрудненной аэрацией придонных вод и временами затрудненным водообменом с открытым морем [Корчинская, 1977, Данукалова, Кузьмичев, 2012]. В основании индских отложений встречаются миндалекаменные базальты, а в осадках – примесь пеплового материала и монтмориллонитовые глины. Эти базитовые проявления, так же как и датируемый рубежом перми и триаса магматизм о. Бельковского, могут рассматриваться как отголоски сибирского суперплюма и сопоставляться с траппами Сибирской платформы. [Кузьмичев, Голдырев, 2007].

Юрские и нижнемеловые (берриас-барремские) отложения представлены морскими аргиллитами, глинами. Вверх по разрезу увеличивается содержание алевролитов и песчаников, появляется галька базальтов.

Апт-альбские угленосные отложения – балыктахская свита – залегают с размывом. Они накапливались на озерно-аллювиальной равнине. Угленосная толща перекрывается кислыми туфами, игнимбритами, лавами. Изотопный возраст эффузивов  $110-107 \pm 2,5$  млн лет (K-Ar, игнимбритовое стекло) [Кузьмичев и др., 2009]. По флоре свита уверенно датируется альбским веком.

Псефитовые обломки в балыктахской свите происходят из местных палеозойских пород, палинокомплекс свиты указывает на перемыв подстилающих отложений вплоть до юрских.

Верхнемеловые сеноман-туронские отложения залегают на коре выветривания по раннемеловому риолиту [Kos'ko, M. K., Trufanov, 2002]. Это глинисто-алевритовая толща с пластами песка, песчаника, галечника и бурого угля.

Встречаются туфогенные пески и песчаники. В гальке преобладают кислые эффузивы и кварц; песчаники и основные вулканиты редки.

Кайнозойский комплекс с перерывом трансгрессивно с корой выветривания в подошве перекрывают все более древние образования.

Палеоцен-эоценовые отложения представлены преимущественно континентальными глинами и алевритами с прослоями песков и бурого угля.

Верхнеолигоценные–миоценовые слои трансгрессивно, с размывом залегают на всех более древних образованиях. Толща сложена песками с подчиненным количеством алевритистых глин и алевритов, с гравием и галечниками, с пластами бурого угля. В отличие от палеоцен-эоценовых осадков присутствуют обломки карбонатных пород, что указывает на появление в области размыва толщ, подобных слагающим о. Котельный. Осадки формировались в обстановке прибрежной озерно-аллювиальной равнины и приливной зоны мелкого моря. Морские фации распространены значительно шире, чем в эоцене.

Плиоцен-эоплейстоценовые отложения накапливались на приморской озерно-аллювиальной низменности и на прибрежном морском мелководье.

В пределах Раучуанско-Олойской складчатой системы в пермско-триасовое время формируется терригенная флишоидная бурустаская свита зеленосланцевой фации. Это время довольно широкого проявления в регионе основного и ультраосновного магматизма. На юге о. Бол. Ляховский формируется толща шаровых базальтов и происходит внедрение пластовых (?) интрузий предмайского комплекса – дунит-перидотитовой формации.

На позднеюрском – раннемеловом этапе в пределах Верхоянской складчатой системы (Лаптевская СФО) формируются флишоидные отложения островов Столбовой, Бол. и Мал. Ляховские, в материковой части листа они развиты в районе гор Харстан и Урюнг-Хастах (разрез по р. Улар).

В раннем мелу в регионе проявляется заметная вулканическая активность. Формируются апт-альбские липариты балыктахской свиты, базальты и туфы святоносской свиты, андезиты и туфы г. Чокурдах. На рубеже баррема происходит мощная складчатость. Ее результатом явилась складчато-надвиговая структура о. Бол. Ляховский, линейные складки позднеюрских – раннемеловых отложений Лаптевской СФО, складчатость на островах Анжу.

На рубеже баррема и апта происходит интенсивный гранитоидный магматизм, обусловленный субмеридиональной зоной тектономагматической активизации, протягивающейся с юга от хр. Полоусного (Чохчуро-Чокурдахский поперечный ряд). Севернее о. Бол. Ляховский этот интрузивный ряд разветвляется. Одна ветвь уходит на северо-запад к о. Мал. Ляховский, где видимо и оканчивается, вторая, фиксируемая Фаддеевско-Ляховской зоной гравимагнитных аномалий, продолжается в залив Геденштрама. Гранитоидный магматизм представлен (в порядке внедрения): диорит-гранодиоритовой (святоносский комплекс), лейкогранитовой (кигиляхский комплекс) и гранит-гранодиоритовой (тарский комплекс) формациями. С тарским комплексом связано промышленное оловянное оруденение. Следует отметить, что гранитоидный магматизм по всем данным является постскладчатым.

Завершение складчатости и внедрение гранитоидов отмечает становление молодой эпикиммерийской платформы, начинается формирование апт-

кайнозойского покровного чехла, единого для восточно-арктических шельфов и приморских низменностей, которому предшествовало общее поднятие территории и ее пенеппенизация.

В конце позднего мела, местами в палеогене, в морских и паралических бассейнах, разделенных Котельническо-Ляховской грядой, возобновляется накопление глинистых толщ с пластами бурых углей, лежащих в основании плитного чехла.

Формирование плитного чехла происходило на фоне интенсивного рифтогенеза, образовавшего многочисленные впадины – грабены, занимающие значительные площади Лаптевоморской и Восточносибирской окраинно-материковых плит. Эти грабены, судя по материалам сейсморазведочных работ [Кириллова, 2011ф], активно развивались вплоть до плиоцена. Общие поднятия в регионе происходили на рубеже позднего мела – палеогена, в позднем эоцене – начале олигоцена, на рубеже миоцена и плиоцена. Последние проявления складчатых деформаций отмечены в эоцен – нижнемиоценовых отложениях о. Фаддеевский.

С начала позднего плиоцена дифференциальные движения в районе проявляются преимущественно в росте островных поднятий и возвышенностей на материке.

---

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Рассматриваемый регион обладает разнообразными минерально-сырьевыми ресурсами. Ведущим полезным ископаемым является олово. Сумма запасов оловоносного Ляховского района составляет половину запасов россыпного олова Арктической Якутии, и в будущем может стать основой крупной горнодобывающей промышленности. В этом случае, в освоение могут быть вовлечены имеющиеся ресурсы каменных и бурых углей.

Особый интерес представляют возможные перспективы нефтегазоносности слабоизученной шельфовой части региона, связанные в основном с крупными депрессиями в пределах Лаптевской и Восточно-Сибирской плит – с мощными апт-кайнозойскими отложениями.

Территория обладает огромными запасами строительных материалов, и при необходимости может обеспечить практически любое строительство такими видами сырья, как гравий, галька, песок, глина, гранитоиды, известняк и др. Однако никаких специальных исследований этого сырья не проводилось, и строительные материалы здесь не рассматриваются.

Развитие экономического потенциала региона сдерживается политикой Республики Саха (Якутия), объявившей Новосибирские острова заказником, входящим в состав Усть-Ленского природного заповедника.

При составлении карты полезных ископаемых и объяснительной записки к ней использованы материалы геологических съемок суши масштабов 1 : 200 000 (НИИГА –ВНИИОкеангеология – ПГО «Севморгеология», ПГО «Якутскгеология», Янская ГРЭ), шельфа масштаба 1 : 50 000, 1 : 200 000, 1 : 1 000 000 (ПМГРЭ), результаты поисковых, поисково-оценочных, поисково-разведочных работ на суше и шельфе (ВНИИОкеангеология, ПМГРЭ, СПО «Северкварцсамоцветы»), геолого-геохимических работ (ПМГРЭ, МГИ), космо-фото-геологического картирования (Аэрогеология), геолого-геофизических работ – аэромагнитной съемки масштаба 1 : 200 000, 1 : 1 000 000; гравиметрической и магнитометрической, масштаба 1 : 1 000 000 (НИИГА), а также результаты тематических разработок (НИИГА –ВНИИОкеангеология и другие организации).

## ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На островах Анжу – центральной группе островов Новосибирского архипелага, располагается ряд проявлений каменных и бурых углей, в том числе 3

весьма крупных, которые в перспективе (геологическом доизучении) могут стать промышленными месторождениями [Дорофеев и др., 1999; Государственная..., Лист S-53-55, 1999]. Все установленные проявления объединены в Анжуйскую угленосную площадь [Сукач, 1992 ф; Минерально-сырьевая база..., 1999].

### Каменный уголь

На о. Котельный открыты и изучены в апт-альбских отложениях нижнего мела три крупных проявления каменного угля: Балыктахское, Тугуттахское и Туорюряхское [Государственная..., 1961; Государственная..., Т-54-XXXI..., 1985].

*Балыктахское проявление* (I-4-3) расположено на о. Котельный в среднем течении р. Балыктах. Оно относится к объектам открытого типа с выходом угленосных отложений непосредственно на дневную поверхность и лишь на некоторых участках перекрыто маломощным (2–10 м) чехлом четвертичных образований. Проявление приурочено к ассиметричной синклинали северо-западного простирания протяженностью 8 км и шириной до 3 км. Углы падения пород на северо-восточном крыле складки составляют 65–35°, на юго-западном – 35–5°.

Проявление содержит 9 пластов углей мощностью от 1 до 25 м. Пласты углей разделены пачками глин, алевроитов, алевролитов, песков и песчаников, галечников и конгломератов, мощностью 15–40 м.

Угодные пласты наблюдались в естественных обнажениях и канавах, иногда прослеживались в высыпках по простиранию до 500–800 м. Мощности некоторых пластов зафиксированы в нескольких пунктах на обоих крыльях синклинали. Продуктивная площадь ограничивается линией выхода нижнего угольного пласта, и составляет 14 км<sup>2</sup>. Наибольшая глубина погружения этого пласта в мульде синклинали, вероятно, не превышает 250 м.

Характеристика угольных пластов приводится в основном по северо-восточному крылу и мульде синклинали, обнаженным на левом берегу р. Балыктах.

Пласт 1-й (нижний) имеет простое строение и состоит из пачек мощностью 1–4 м блестящего, полублестящего и матового угля толсто-тонкополосчатой и ленточной текстуры, подстиляется углистыми глинами и перекрывается глинистыми алевролитами; мощность пласта колеблется от 16 до 25 м.

Пласт 2-й имеет более сложное строение. Уголь блестящий и матовый, полосчатой и листоватой текстуры, в средней части содержит прослой (0,5 м) пластичной глины. В подошве залегают алевроиты, в кровле глины. На северо-восточном крыле мощность пласта 1,0 м, на юго-западном – 12,0 м.

Пласт 3-й сложен (снизу вверх): 1) углем блестящим и матовым, тонкополосчатым (мощность 1,7 м); 2) глиной серой пластичной (мощность 0,3 м); 3) углем матовым листоватым (мощность 0,3 м). В подошве пласта залегают глины, в кровле алевроиты; мощность меняется в целом от 2,3 до 7,2 м.

Пласт 4-й имеет сложное строение. Уголь блестящий, реже матовый, полосчатый и листоватый. В средней части содержится прослой глины (0,3 м). Кровлю и подошву пласта слагают алевриты; мощность 4,3 м.

Пласт 5-й сложен углем полуматовым и блестящим, тонкополосчатым. В кровле и подошве залегают алевриты; мощность 1,0 м.

Уголь 6-го пласта однородный блестящий, перекрывается и подстилается глинами; мощность 1,2 м.

Пласт 7-й сложен углем блестящим однородным с раковистым изломом. В кровле и подошве залегают алевриты; мощность 1,1 м.

Пласт 8-й имеет сложное строение (снизу вверх): 1) уголь блестящий, матовый тонкополосчатый (1,8 м); 2) алевриты темно-серые (0,2 м); 3) уголь матовый и сажистый, листоватый (0,8 м). В кровле и подошве залегают алевриты; мощность пласта в целом меняется от 2,8 до 9,5 м.

Пласт 9-й (верхний) сложен: 1) углем блестящим толстоплитчатым с сажистыми примазками на плоскостях напластований (3 м); 2) алевритами серыми пластичными (0,5 м); 3) углем блестящим и матовым, тонкополосчатым (1,0 м). Пласт подстилается глинами, перекрывается алевритами; мощность пласта меняется от 4,5 до 10,0 м.

Суммарная мощность пластов угля в наиболее полном разрезе составляет 44–50 м. Коэффициент угленосности месторождения 17–22 %. Прогнозные ресурсы угля Балыктахского проявления оцениваются в 600 млн т.

*Туорюряхское проявление (I–4–4)* находится в нижнем течении р. Юеттях-Сала (Туор-Юрях). Угленосные отложения выходят непосредственно на дневную поверхность. Они участвуют в строении моноклинали длиной 6 и шириной до 2 км, ограниченной с востока разломом; угол северо-восточного падения пород 5–10°.

В разрезе мощностью 150 м, представленном алевритами, глинами, песками, содержится 4 пласта угля мощностью от 1,0 до 13,0 м и 3 прослоя по 0,3–0,8 м. Продуктивная площадь (6,2 км<sup>2</sup>) оконтуривается линией выхода на дневную поверхность нижнего угольного пласта и линией разлома. Наибольшая глубина погружения нижнего пласта, по-видимому, не превышает 150 м.

Характеристика пластов приводится по разрезу, расположенному в правом борту долины р. Юеттях-Сала в 7 км выше устья.

Пласт 1-й (нижний) состоит из четырех пропластков (2,3, 0,6, 0,7 и 3,0 м) блестящего и матового тонкополосчатого угля суммарной мощностью 6,6 м, разделенных слоями (1,8–2,5 м) глин, алевритов, песков. В подошве пласта залегают глины, в кровле алевриты; мощность 13 м.

Пласт 2-й имеет простое строение. Уголь блестящий и матовый, тонкополосчатый. В кровле и подошве залегают алевриты; мощность 1,0 м.

Мощность аналогичных по строению пластов 3-го и 4-го составляет 2,0 м и 3,0 м соответственно.

Суммарная мощность пластов угля в разрезе 13 м. Коэффициент угленосности около 8 %. Прогнозные ресурсы Туорюряхского проявления оцениваются в 75 млн т.

*Тугуттахское проявление (I–4–5)* расположено в междуречье Тугуттаха и Балыктаха и частично на их правобережьях. Приурочено к синклинали севе-

ро-западного простирания протяженностью 20, шириной до 6 км, с углами падения на юго-западном крыле 40–15° и на северо-восточном – 10–5°.

В нижней половине разреза установлены три пласта угля мощностью от 4 до 19 м. Кроме того, в разрезе встречено шесть прослоев угля по 0,2–0,5 м. Продуктивная площадь ограничивается линией выхода на дневную поверхность нижнего угольного пласта и составляет 72 км<sup>2</sup>. Наибольшая глубина погружения нижнего пласта в мульде синклинали, вероятно, не превышает 250 м.

Характеристика пластов угля приводится по наиболее полному разрезу в низовье р. Тугуттах.

Уголь 1-го пласта (нижнего) блестящий и матовый, полосчатый. Подошва не вскрыта, в кровле залегают глины. По замерам в обоих крыльях синклинали видимая мощность пласта колеблется от 11 до 16 м.

Пласт 2-й сложен углем блестящим и матовым, листоватым. В подошве залегают алевроиты, в кровле глина; мощность пласта от 0,5 до 8,5 м.

Мощность сходного по строению 3-его пласта более устойчива – от 5,5 до 19,0 м.

Суммарная мощность пластов угля в разрезе составляет 20–40 м. Коэффициент угленосности разреза достаточно высок и равняется 8–16 %. Прогнозные ресурсы оцениваются в 2,2 млрд т.

Угли Балыктахского, Тугуттахского и Туорюряхского проявлений относятся к двум классам: гелитолитов и фюзенолитов. Гелитолиты, имеющие преимущественное значение в строении пластов – это блестящие и полублестящие угли, клареновые и дюрено-клареновые с липоидными, реже фюзенизированными компонентами. Фюзенолиты, образующие обычно тонкие прослои, это матовые и полуматовые угли в основном фюзено-семифюзенового типа.

По стадии метаморфизма угли каменные длиннопламенные, подстадии Д<sub>1</sub>. Отражательная способность витринита в иммерсионном масле (R<sub>max</sub><sup>°</sup>) 0,59–0,63, в воздушной среде (R<sub>max</sub><sup>°</sup>) – 7,5–7,7. Судя по результатам технического и элементарного анализов углей, угли малозольные (A = 3,0–9,3 %) и малосернистые (S<sub>общ</sub> = 0,2–0,6 %). Выход летучих (V) 33,8–50,1 %, теплота сгорания (Q<sub>расч</sub>) 6579–7396 ккал. Характер коксового королька чаще порошокобразный, реже слипшийся и слабоспекшийся. Содержание германия в золе углей, судя по спектральному анализу, не превышает кларкового [Государственная..., 1999].

Угли Балыктахского, Тугуттахского и Туорюряхского проявлений общим объемом 2875 млн т по своим физико-химическим свойствам могут быть использованы в качестве энергетического и химического сырья.

## Бурый уголь

На территории листа известно 12 проявлений бурого угля, 9 из которых находятся на островах Анжу, 3 – на о. Б. Ляховский.

Проявления бурого угля выявлены в сеноман-туронских отложениях верхнего мела, эоцена и нерасчлененных толщах олигоцена-миоцена [Государственная..., Т-54-XXXI... 1985; Государственная..., Т-54-XXXIV..., 1986]. В сеноман-туронских отложениях верхнего мела установлены три бурого угольных проявления, вскрытые скважинами на о. Фаддеевский, Земле Бунге и в зал. Геденштрома.

Проявление (I-6-3) расположено в центральной части о. Фаддеевский на левобережье р. Улахан-Юрэх. Скв. 23 (абс. отм. устья +29,0 м) вскрыты два пласта угля на глубинах 70,3–79,0 и 104,4–105,1 м. Верхний пласт мощностью 9 м сложен чередующимися пропластками полублестящих и матовых углей (0,05–0,6 м), прослоями алевроитов (0,03–0,3 м) и туфогенных песчаников (0,01–0,05 м). Подошвой и кровлей пласта являются аргиллитоподобные глины. Суммарная мощность угольных пропластков около 4 м.

Нижний пласт имеет простое строение. Уголь темно-коричневый до черного матовый, однородный. В кровле залегают пески, в подошве глины с включениями щебня; мощность 0,7 м.

Проявление (II-6-1) расположено в южной части Земли Бунге. Скв. 10 (абс. отм. устья +7,0 м) пройдены два угольных пласта простого строения на глубинах 14,8–15,0 и 46,5–47,25 м. Уголь матовый, однородный. В кровле и подошве верхнего пласта залегают углистые алевроиты, а нижнего – глины. Мощность верхнего пласта 0,2, нижнего 0,75 м.

Проявление (II-6-2) находится в южной части зал. Геденштрома, где скв. 17 (абс. отм. –6,0 м) вскрыты два пласта угля на глубинах 61,3–61,5 и 70,1–79,3 м. Верхний пласт мощностью 0,2 м сложен матовым однородным углем. В кровле и подошве залегают глины. Нижний пласт мощностью 9,2 м имеет сложное строение (снизу вверх): уголь матовый однородный – 1,0, глины с обугленными корнями деревьев – 1,5, уголь матовый, полублестящий полосчатый – 6,7 м. В кровле залегают глины, в подошве глины и алевроиты.

В ниже- и среднеэоценовых отложениях пласты углей вскрыты скважинами на Земле Бунге и на острове Фаддеевский. На о-вах Фаддеевский и Новая Сибирь угли находятся и в естественных обнажениях. Всего в разрезах эоцена наблюдается от 2 до 4 пластов бурого угля мощностью 0,5–12,0 м.

Проявление (II-5-2) расположено на южном берегу Земли Бунге. Здесь в скв. 5 (абс. отм. устья 0,0 м) под четвертичными осадками мощностью 26 м вскрыты отложения эоцена, содержащие три пласта угля.

1-й пласт (верхний) вскрыт на глубине 44,25–6,0 м. Уголь матовый, массивный. Подошвой и кровлей являются глины; мощность 1,75 м.

2-й пласт вскрыт на глубине 54,6–55,5 м. Уголь полосчатый матовый и блестящий. В подошве и кровле залегают глины; мощность 0,9 м.

3-й пласт вскрыт на глубине 60,2–60,9 м. Уголь матовый и блестящий. В кровле и подошве пласта залегают глины; мощность 0,7 м.

Суммарная мощность пластов угля в скважине составляет 3,35 м.

Проявление (II-5-1) расположено в нижнем течении р. Балыктах. Здесь в скв. 2 под четвертичными осадками мощностью 32,0 м вскрыты отложения нижнего – среднего эоцена, содержащие 4 пласта угля.

1-й пласт (верхний) вскрыт на глубине 39,25–44,05 м (сверху вниз): уголь – 3,6, глина – 0,9, уголь – 0,3 м. Уголь темно-коричневый, массивный с включениями янтаря. В кровле и подошве залегают глины; мощность 4,8 м.

Пласт 2-й вскрыт в интервале 45,9–48,0 м. Уголь матовый с включениями янтаря. В кровле и подошве залегают глины; мощность 2,1 м.

Пласт 3-й вскрыт в интервале 60,3–72,15 м. Он состоит из четырех пропластков угля мощностью 1,95, 1,2, 1,8 и 3,35 м, разделенных прослоями от 0,5 до 2,2 м глин, в свою очередь содержащих тонкие (0,15 м) прослой угля. В кровле и подошве пласта залегают глины, мощность 11,85 м.

Пласт 4-й вскрыт на глубине 85,75–93,0 м. Строение пласта вследствие малого (50 %) выхода керна не выяснено. Уголь матовый и блестящий. В кровле залегают пески, в подошве глины. Мощность 7,25 м. Суммарная мощность четырех пластов угля составляет 21,5 м. Кроме этого встречено еще пять пропластков угля мощностью от 10 до 20 см. Глубина скважины 123 м.

Проявление (I–6–1) находится в юго-восточной части стрелки Анжу на о. Фаддеевский. В скв. 19 (абс. отм. устья +2,5 м) в интервале глубин 59,1–60,0 м вскрыт пласт лигнита мощностью 0,9 м. В кровле и подошве пласта залегают глины.

Проявление (1–6–2) расположено в центральной части о. Фаддеевский на левом берегу р. Улахан-Юрэх. Здесь в скв. 22 (абс. отм. устья +22 м) встречены два пласта угля в интервале глубин 96,65–105,25 и 114,0–116,0 м.

Верхний пласт мощностью 8,6 м имеет сложное строение. Структура пласта четко не установлена вследствие частичного размыва керна. Он содержит прослой глин (0,3–0,5 м), а в 2-х метрах от подошвы прослой галечника. В кровле пласта залегают пески, в подошве алевриты. Уголь темно-коричневый, матовый с включениями углефицированного растительного детрита.

Нижний пласт мощностью 2,0 м имеет простое строение. Уголь тонкополосчатый, матовый. В кровле и подошве залегают алевриты.

В олигоцен-миоценовых отложениях бурые угли присутствуют в виде единичных и маломощных (до 1,0 м) пластов и линз мощностью до 5,5 м. В пластах угля преобладают прослой лигнитизированной древесины, коры и углефицированного растительного детрита. Содержится значительная примесь песчаного и глинистого материала.

Проявление (I–4–2) расположено в северной части о. Котельный в нижнем течении р. Решетникова. Здесь на правом борту долины р. Решетникова в отложениях олигоцена-миоцена, слагающих береговой уступ небольшого распада, обнажена линза угля, состоящая из переслаивания (2–15 см) угля коричневатого-черного матового, полублестящего тонкополосчатого, листоватого, углистых глин и лигнитизированной древесины. В кровле линзы залегают алевриты, подошва не вскрыта. Видимая мощность линзы 3,5 м, протяженность 15 м.

Проявление (I–3–1) находится в западной части о. Котельный на р. Катанка. Здесь на протяжении 50 м наблюдается пласт угля простого строения. Уголь матовый и сажистый, полосчатый. В кровле и подошве залегают алевриты, мощность 0,8–1,0 м.

Проявление (IV–5–54) расположено на южном берегу о. Бол. Ляховский. Здесь в скв. 63 в интервале глубин 43–62 м встречено 6 угольных пластов. Нижний пласт имеет мощность 1,5 м, а остальные 5 – 0,4–0,6 м. Уголь слабо литифицирован, бурого или буровато-серого цвета и имеет матовую поверхность.

Проявление (IV–5–55) расположено в юго-восточной части о. Бол. Ляховский, на п-ове Кигилях, где скв. 62 вскрыты 4 угольных пласта. Угленосная пачка установлена в интервале глубин 47–80 м. Пласты имеют мощности 4, 1,5, 5,5 и 3 м и разделяются глинистыми и песчанистыми алевритами мощностью 5–7 м. Бурый уголь легкий и трещиноватый с матовой поверхностью скола.

Проявление (IV–6–25) расположено на восточном берегу о. Бол. Ляховский, в 20 км юго-восточнее устья р. Бол. Этерикан. Скв. 61 в интервале глубин 100–112 м вскрыты два пласта бурого угля мощностью 2,5 и 3 м, разделенных глинистыми и песчанистыми алевролитами мощностью 6,5 м. Угли также слабо литифицированы, содержат до 50 % обломков углефицированной древесины.

Все бурые угли верхнего мела, палеогена и палеогена-неогена по составу гумусовые. В их образовании участвуют различные группы микрокомпонентов: витриниты (от 25 до 100 % углефицированной массы), фюзениты, семифюзениты и липоидиниты. Угли низов сеноман-туронских отложений относятся к классу фюзенолитов, среди которых наблюдаются два типа: кларено-дюреновые с фюзенизированными компонентами и клареновые с липоидными и фюзенизированными компонентами. Угли верхов верхнего мела и палеогена – неогена преимущественно гелитолитовые дюрено-клареновые и клареновые с липоидными и фюзенизированными компонентами. В верхах сеноман-туронской толщи наряду с гелитолитовыми углями присутствуют фюзенолитовые, кларено-дюреновые и дюреновые угли с фюзенизированными компонентами. Помимо перечисленных видов углей, в указанных отложениях присутствуют лигнитовые угли, представленные структурным витринитом.

По степени метаморфизма угли верхнего мела, палеогена и неогена относятся к группе буроугольных углей подстадии  $B_{1-2}$ . Отражательная способность витринита (табл. 14) в иммерсионном масле ( $R_{max}^{\circ}$ ) 0,37–0,49, в воздушной среде ( $R_{max}^{\circ}$ ) – 6,8–7,3.

Бурые угли верхнего мела большей частью обладают относительно невысокой зольностью (7–14 %). Содержание серы в углях низкое (0,2–1,2 %). Теплота сгорания – 6245–6710 ккал. Выход летучих составляет 33,4–44,0 %. Угли эоцена и олигоцена – миоцена имеют часто более высокую зольность (до 37 %) и сернистость (до 4–6 %). В некоторых разностях – малую (5980 ккал) теплоту сгорания и выход летучих компонентов до 63,2 %. По физико-химическим свойствам бурые угли пригодны для использования в качестве топлива и химического сырья.

## Группа углей и стадия метаморфизма

Возраст	Показатель отражения витринита		Группа углей и стадия метаморфизма
	в иммерсионном масле	в воздушной среде	
Олигоцен-миоцен	0,47	7,2	Буроугольная (Б <sub>1-2</sub> )
Эоцен	0,37–0,41	6,9–7,1	Буроугольная (Б <sub>1-2</sub> )
Сеноман-турон	0,37–0,49	6,8–7,3	Буроугольная (Б <sub>1-2</sub> )
Апт-альб	0,59–0,63	7,5–7,7	Каменноугольная длинно-пламенная (Д <sub>1</sub> )

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

## Цветные металлы

**Медь.** Выявлено 9 пунктов минерализации меди. Два из них отмечены в юго-восточной части о. Бол. Ляховский (IV–6–29, V–6–6). Оруденение здесь приурочено к экзоконтакту раннемеловой интрузии гранодиоритов – роговикам бурустасской свиты. Рудным минералом является халькопирит, присутствующий в виде мелкой неравномерной рассеянной вкрапленности в роговиках и в маломощных (до 5 см) кварцевых прожилках. Содержание меди 0,4–2 %. Совместно с медью установлены цинк (0,03 %), мышьяк (до 1 %), вольфрам (до 0,1–0,5 %).

Три пункта медной минерализации, выявленные на п-ове Святой Нос (V–5–6, 13, 38), расположены в зоне контакта раннемеловой интрузии гранодиоритов с вулканогенно-осадочными образованиями святоносской свиты. В маломощных (до 10 см) кварцевых и карбонатно-кварцевых жилах небольшой протяженности отмечены – халькопирит в редких мелких вкрапленниках, хризоколла и малахит в тонких налетах и корочках на стенках трещин. Содержание меди 0,5–1,0 %. Второстепенные минералы – шеелит и гематит.

В районе гор Харстан четыре пункта минерализации (VI–5–9, 21, 27, 37) отмечены в зонах дробления северо-восточного простирания. Эти зоны представлены мелкими обломками гранодиоритов, кварцевых порфиров, кварца, грейзенизированных гранитов с нитевидными прожилками пирита, халькопирита, турмалина, кварц-карбонатных и кварц-турмалиновых жил с налетом медистых минералов – малахита, лазурита. Протяженность зон дробления от 50 до 700 м, ширина от 5–6 до 30 м. Содержание меди 0,1–1; олова – 0,01–0,1; свинца и цинка – 0,01–0,3 %. Отмечаются повышенные концентрации серебра и висмута.

В современных донных отложениях у северного побережья п-ова Кигилях и вблизи м. Шалаурова отмечен халькопирит в количествах 1–10 знаков, размер зерен 0,1–0,3 мм, редко до 0,6 мм [Судаков и др., 1991ф].

Медная минерализация данной территории практической ценности не представляет ввиду низких содержаний меди.

**Свинец, цинк.** Известно 23 пункта свинцово-цинковой минерализации, 1 погребенное проявление (совместно с касситеритом) по данным бурения скважин. В северной части о. Бол. Ляховский установлено 5 пунктов преимущественно свинцовой минерализации, 12 – цинковой. Оруденение на западной оконечности Тарского гранитоидного массива (IV–5–8, 9, 30, 33–35, 38–40), северных и южных склонах возвышенности Усук-Хая (IV–5–22, 25, 28, 46, 48, 49, IV–6–10, 11) приурочено к зонам гидротермальной проработки гранитоидов и контактово-измененных пород, элювиально-делювиальным развалам кварцевых жил, ожелезненных кварцевых брекчий. Средние содержания свинца и цинка составляют 0,05–0,1, реже увеличиваясь до 0,5–1,0 %. Как правило, совместно со свинцово-цинковым оруденением отмечаются повышенные содержания висмута, серебра, реже сурьмы.

Шлиховым опробованием всех типов рыхлых отложений в северной части о. Бол. Ляховский также установлены содержания галенита и сфалерита от единиц до первых десятков знаков [Макарьев и др., 1993ф]. Такое широкое площадное развитие свинцово-цинковой минерализации указывает на возможность выявления эндогенного оруденения.

На шельфе, вблизи южного берега о. Бол. Ляховский и п-ова Кигилях (IV–4–2), в современных донных отложениях наряду с касситеритом присутствуют галенит и сфалерит совместно в количестве до 10 знаков. Они представлены мелкими осколками кристаллов (0,1–0,4 мм), хаотично рассеянными, максимальные концентрации галенита 1–6, сфалерита 0,4–0,5 г/м<sup>3</sup>; отмечаются сростки сфалерита с пиритом. По данным спектрального анализа содержания свинца 0,0015–0,004, цинка 0,03–0,1 % [Судаков и др., 1991ф].

В Харстанском районе известно 6 пунктов свинцово-цинковой минерализации (VI–5–3, 5, 10, 11, 35, 40). Оруденение приурочено: 1) к зонам дробления северо-восточного простирания мощностью 1,5–8, протяженностью до 600 м, представленными обломками интенсивно катаклазированных, турмалинизированных, ожелезненных диоритов и гранодиоритов, кварцевых и кварцево-карбонатных жил с сульфидами; 2) к дайкам сульфидизированных гранит-порфиров, кварцевых порфиров мощностью 1–4 м, протяженностью до 500 м.

Содержания свинца и цинка варьируют от 0,03 до 0,3 %, совместно постоянно отмечается олово (0,015–0,01 %), мышьяк (0,007–0,02 %), сурьма (0,015–0,05 %), медь (0,03–0,1 %), серебро (от 0,8 до 2–3, в единичном случае до 50 г/т), золото (0,02–0,02 г/т), висмут и кадмий.

Ввиду низких содержаний свинца и цинка и незначительных масштабов оруденение практического интереса не представляет.

**Вольфрам.** Вольфрамовое оруденение ассоциирует с оловянным, но значительно уступает ему по распространенности и масштабам концентраций. На территории известны 1 проявление, 1 пункт минерализации вольфрама совместно с медью (IV–4–29), 2 ореола шлихового рассеяния, в одном из которых (VI–5–32) шеелит отмечен в ассоциации с касситеритом.

В Харстанском районе рудопроявление «Аномальное» (VI–5–22) расположено на правобережье руч. Маут среди гранитов и гранодиоритов Харстанского массива раннемелового возраста, здесь же отмечены жилы аплитов малой мощности, невыдержанные по простиранию. Интрузивные породы ин-

тенсивно сульфидизированы, что проявляется в гнездовой вкрапленности и тонких прожилках пирита, пирротина, гидроокислов железа.

Наблюдаются зоны дробления с кварц-сульфидной минерализацией; жилы кварц-турмалин-сульфидного состава, прослеженные в широтном направлении на расстоянии до 20–30 м при мощностях до 2 м. Содержание окиси вольфрама – 0,4 %.

Кроме этого, отмечены повышенные содержания висмута – 0,001, сурьмы – 0,03, молибдена – 0,001 %, серебра – 1 г/т; в протолочках встречены шеелит, пирит, пирротин, халькопирит, касситерит.

На юге о. Бол. Ляховский вольфрам совместно с медью установлен в пункте минерализации на горе Хаптагай-Чохчур (IV–6–29). Оруденение приурочено к кварцевым прожилкам в роговиках пермо-триасового возраста на контакте с интрузией гранодиоритов; содержание вольфрама от 0,03 до 0,5 %.

В южной части о. Бол. Ляховский и на п-ове Святой Нос в современных аллювиальных и прибрежно-морских отложениях шеелит обнаружен в количестве 1–10 знаков. В донных осадках прол. Дм. Лаптева шеелит присутствует совместно с вольфрамитом в виде слабоокатанных зерен размером 0,1–0,2, реже до 0,3 мм. Максимальные содержания (до 15 г/м<sup>3</sup>), пространственно тяготеют к юго-восточному берегу о. Бол. Ляховский.

Шлиховой ореол вольфрама – Урюнг-Хастахский, площадью 340 км<sup>2</sup> (VI–5–14), приурочен к краевой части интрузивного массива. Шеелит повсеместно присутствует в знаковых количествах. Возможно также, что некоторая часть шеелита поступает из минерализованных зон дробления (рудопоявление «Аномальное»). В делювиальных отложениях здесь отмечены содержания шеелита от знаков до 10 г/м<sup>3</sup>. В выявленном в этом же районе шлиховом ореоле (VI–5–32) касситерита и шеелита «Долгожданный», площадью 20 км<sup>2</sup>, шеелит также присутствует в знаковых количествах. Из-за весьма незначительных содержаний вольфрамовое оруденение не представляет промышленной ценности.

**Олово.** В пределах листа S–53,54 олово является наиболее важным полезным ископаемым. Оловорудные коренные и россыпные проявления, россыпные месторождения олова широко развиты на севере о. Бол. Ляховский, в районах губы Ванькина, Харстанского поднятия, в меньшей степени – на юге о. Бол. Ляховский, о. Мал. Ляховский, в Святоносском районе на материке. На территории листа известны: 1 коренное месторождение, 10 проявлений, 21 пункт оловянной минерализации; 3 крупных, 1 малое россыпные месторождения, 44 россыпных проявления олова, в том числе 24 погребенных россыпных проявления на акватории. Кроме того, выявлено 10 шлиховых и 7 лито-геохимических ореолов.

Оловянное оруденение, как указывалось выше, тесно связано с гранитоидами тарского комплекса и с комплексом раннемеловых даек гранит-порфиров и кварцевых порфиров. При описании оловоносных рудных объектов принята классификация оловорудных формаций С. Ф. Лугова (1972) и Б. В. Макеева (1976). Применительно к данному району выделены три оловоносных рудных формации: касситерит-кварцевая (кварцевый подтип), касситерит-силикатная (турмалиновый подтип, возможно хлоритовый и сульфидный).

фидный), и касситерит-сульфидная (галенит-сфалеритовый и полисульфидный подтипы). Проявления касситерит-силикатной формации наиболее широко развиты на территории листа и, по-видимому, являются основным типом источников оловоносных россыпей.

Единственное на описываемой территории коренное месторождение (малое) олова Чокурдахское (VI-5-17), открытое на северном побережье Ванькиной губы (г. Чокурдах) в результате работ Б. В. Пепеляева в 1947-48 гг. [Пепеляев и др., 1950ф], является примером оруденения касситерит-силикатного типа. Район месторождения сложен раннемеловыми (?) андезитами и их туфами, перекрывающими позднеюрские терригенные отложения. Все породы прорваны многочисленными дайками гранодиорит-порфиоров, гранит-порфиоров и кварцевых порфиоров, преимущественно северо-восточного простирания. Вулканыты прорваны малым штоком гранодиорит-порфиоров.

Оловянное оруденение приурочено к протяженным минерализованным зонам дробления, пространственно и генетически связанным с дайками гранит-порфиоров и кварцевых порфиоров. Рудные зоны представляют собой чередование участков прожилковых и брекчиевидных руд. Жильный заполнитель – кварц-турмалиновый. Широко распространены арсенопирит, халькопирит, хлорит. Касситерит наблюдается в виде редкой вкрапленности, реже в мелкозернистых агрегатах. Основное количество касситерита наблюдается в более поздних кварц-касситеритовых и чисто касситеритовых жилах, прожилках, линзовидных телах и гнездах, секущих кварц-турмалиновый агрегат. На месторождении выявлено 18 таких зон мощностью 0,8-18,5 м и протяженностью до 1500-1700 м, при расстоянии между ними 100-700 м. Содержание олова 0,05-10,8 %. Запасы:  $C_1$  – 66,3 т,  $C_2$  – 121,0 т [Пепеляев и др., 1950ф].

Площадь распространения оловоносных зон дробления около 4,5 км<sup>2</sup>. На месторождении также широко проявлены: аксинитовая минерализация и вкрапленная пирит-пирротиновая минерализация, а также кварцево-кальцитовые, хлорит-кальцитовые и цеолитовые прожилки.

Кроме того, оруденение касситерит-силикатного типа (турмалиновый подтип) широко развито на о. Бол. Ляховский, в его центральной, восточной (IV-5-11, 18, 19, 20) и южной частях (ПМ V-6-3, 4). Рудопроявления этого типа представлены кварц-турмалиновыми жилами и прожилками мощностью 1-10 см, реже жильными брекчиями вмещающих пород с кварц-турмалиновым цементом. Оловоносность этих жил заметно ниже, чем касситерит-кварцевых. Касситерит наблюдается в редких мелких кристаллах длиной до 0,2 мм, редко до 1 мм. Среди других рудных минералов отмечаются арсенопирит, халькопирит, галенит, пирит, самородный висмут, висмутин, базовисмутин. Содержание олова – 0,02-0,2 %, в отдельных пробах 0,38-8,2 %.

Проявления оловянной минерализации касситерит-кварцевого типа представлены кварцевыми жилами, прожилками и кварцево-жильными брекчиями, развитыми преимущественно в эндо- и экзоконтактах интрузий. Пункты минерализации олова отмечены в западном эндоконтакте интрузии Маркуша (IV-5-41), северной и южной контактовых зонах интрузии Усук-Хайа (IV-5-

6, 21, 23, 27, 45) на о-ве Бол. Ляховский. Ряд проявлений вскрыт буровыми скважинами.

Параметры и морфология рудных тел устанавливаются, в основном, по размерности обломочного материала. Их мощности колеблются от первых сантиметров до 60–70 см, протяженность – от первых метров до первых десятков метров. Только на южных склонах высоты Усук-Хайа наблюдалась зона окварцевания в гранитах мощностью до 80–100 м при предполагаемой протяженности до 1 км. Основную массу этих тел составляет жильный кварц 2–3 генераций: массивный средне- и крупнокристаллический, шестоватый до друзовидного, иногда с хрусталеносными занорышами. В кварцево-жильных брекчиях он цементирует многочисленные обломки ожелезненных и серицитизированных вмещающих пород. Рудные минералы представлены касситеритом, арсенопиритом, вольфрамитом, пиритом, халькопиритом, галенитом и гетитом. Нерудные жильные – турмалин, хлорит, серицит, топаз, флюорит. Касситерит образует агрегаты призматических кристаллов и неограниченных зерен, приуроченные к интерстициям между крупными кристаллами друзовидного кварца. Иногда касситерит образует сплошные зернистые массы, цементирующие дробленный кварц, или равномерную вкрапленность в мелкозернистом, местами кавернозном кварце.

Несколько отличается рудопроявление (IV–6–5) в верховьях реки Тохтубут. Здесь сильно ожелезненные и серицитизированные песчаники пронизаны обильными тончайшими (1–3 мм) прожилками кварца с видимыми зернами касситерита. Содержания олова в этих проявлениях по данным массового штучного опробования обычно не превышает 0,1–0,4 %.

Оловянное оруденение касситерит-сульфидной формации широко развито в Харстанском районе (VI–5–26, 31, 34, 36), на о. Бол. Ляховский (IV–5–12, IV–5–5, IV–6–6, 8, 12, 13, 14). В верховьях р. Тохтубут (IV–5–12) скважиной в интервале глубин 54–61 м вскрыта сульфидная залежь, сложенная кварц-сульфидными и кварц-пиритовыми рудами. В кварц-сульфидных рудах (пирита до 15%) установлены арсенопирит, марказит, пирротин, сфалерит, станнин, халькопирит, галенит, касситерит, буланжерит, борнит, ковеллин, висмутин и самородный висмут. Основным минералом олова является станнин, содержание которого достигает местами 10 %. В кварц-пиритовых рудах (пирита до 70–80 %) встречаются сростки арсенопирита, халькопирита и станнина в кварце, по трещинам в пирите развиваются сфалерит, халькопирит и станнин.

Территориально совместно с проявлениями олова касситерит-кварцевого и касситерит-силикатного типов в заметном количестве присутствуют обломки маломощных (<10 см) жил тонкозернистого опаловидного с вкрапленностью колломорфного касситерита (деревянистого олова) и сульфидов: галенита, антимонита, буланжерита, халькопирита, сфалерита, борнита, тетраэдрита, бурнонита, пирита, арсенопирита и киновари.

Принадлежность оловоносных рудных объектов к различным формационным типам приведена в таблице 15

## Характеристика оловорудных объектов

Рудная формация	Минеральный подтип	Номера рудных объектов на карте полезных ископаемых		
		месторождения	проявления	пункты минерализации
Касситерит- кварцевая	Кварцевый		IV-6-5 верховья р. Тохтубут	IV-5-6, IV-5-21, IV-5-23, IV-5-27, IV-5-41, IV-5-45, VI-5-2
Касситерит- силикатная	Турмалиновый	IV-5-17 Чо- курдах	IV-5-11 р. Лев. Кутта IV-5-18 р. Тарская IV-5-19 р. Тарская IV-5-20 р. Лев. Кутта	V-6-3, V-6-4
Касситерит- сульфидная	Галенит- сфалеритовый		IV-5-12 реки Пр. Кутта, Тохтубут VI-5-31 руч. Рогови- ковский VI-5-34 руч. Галечный VI-5-36 руч. Галеч- ный VI-5-26 г. Харстан	IV-5-5, IV-6-6, IV-6-7, IV-6-12, IV-6-13, IV-6-14, IV-6-15
Формационная принадле- жность не ясна				IV-5-16, IV-5-29, V-5-7, V-5-12, VI-5-1

**Россыпная оловоносность.** В основу систематики оловоносных россыпей района положено разделение их на генетические группы [Шанцер, 1965], формирование которых определяется этапами развития района в кайнозой. Проявления россыпной оловоносности свойственны в различной степени практически всем генетическим типам и возрастным горизонтам кайнозойских отложений. Это позволяет определить формационную принадлежность оловоносных россыпей как полигенную.

В пределах листа S-53,54 прослеживается Чокурдахско-Ляховская оловоносная минерагеническая зона, включающая Ляховский и Чокурдахско-Святоносский оловоносные районы [Дорофеев и др., 1990ф; Ушаков и др., 1976ф].

**Ляховский оловоносный россыпной район** охватывает о. Бол. Ляховский, южную часть о. Мал. Ляховский и прилегающий шельф, в его строении принимают участие терригенные породы бурустасской и кигиляхской свит, раннемеловые гранит-гранодиоритовые интрузии, перекрытые разнофациальными кайнозойскими осадками. Структурно-геоморфологический план района определяют следующие основные морфоструктурные элементы: поднятие с холмисто-увалистым рельефом (островные горы), педимент (предвозвышенный пологий склон), педиplen – переходная зона (субгоризонтальная денудационная равнина) и пенеплен (древняя поверхность выравнивания). Осложняющими формами палеорельефа являются абразионный уступ высотой 6–10 м на границе педимента и педиplena, а также денудационно-тектонический уступ, разграничивающий педиplен и древнюю поверхность

выравнивания, осложненный в свою очередь серией палеодепрессий раннепалеогенового возраста.

Ляховский россыпной район по сумме запасов и прогнозных ресурсов содержит половину запасов россыпного олова арктической части Якутии, и является крупным оловоносным районом на арктическом шельфе России. Он включает два россыпных узла: Североляховский и Западноляховский, а также Южное россыпное поле на юго-востоке о. Бол. Ляховский.

В пределах *Североляховского россыпного узла* установлены: крупное россыпное месторождение – «Кутта» (IV–5–7), мелкое россыпное месторождение «Тарская» (IV–5–10); четыре крупных россыпепроявления с оцененными прогнозными ресурсами – «Этерикан» (IV–5–2), «Хоту-Юрях-Блудная» (IV–5–47), «Коврижка» (IV–5–36), «Гавриша» (IV–5–42); пять россыпных проявлений: IV–5–32, IV–6–9, 16, 17, 18) и один шлиховой ореол (IV–5,6–52).

Крупное россыпное месторождение «Кутта» (IV–5–7) промышленного уровня объединяет в единое поле возможной промышленной отработки 4 россыпи различного генезиса. Главным объектом в ресурсном отношении является «Малая Кутта», кроме того в данное россыпное поле входят россыпные объекты «Левая Кутта», «Правая Кутта» и «Гохтубут» [*Россыпные месторождения Ляховского..., 2001*].

Россыпь «Малая Кутта» приурочена к Куттинской депрессии, сформированной в пределах краевой части возвышенной денудационной равнины и выполненной кайнозойскими рыхлыми образованиями различного генезиса. Самыми древними оловоносными образованиями являются нижнепалеоценовые коры химического выветривания, реликты которых вскрыты отдельными скважинами. Зафиксированная мощность кор составляет первые метры, содержания олова в них достигают  $1 \text{ кг/м}^3$ . Основной продуктивный горизонт приурочен к полигенным олигоцен-миоценовым и прибрежно-морским плиоценовым – нижнеплейстоценовым отложениям. Мощность продуктивного горизонта варьирует от 10 до 22 м. Торфа представлены преимущественно льдистыми алевритами среднего – верхнего плейстоцена неясного генезиса на суше, и прибрежно-морскими голоценовыми отложениями в пределах акватории. Мощность торфов составляет 4–20 м, в среднем 7,1 м. Контуры оловоносного горизонта в плане повторяют в целом конфигурацию россыпемещающей структуры, характеризуясь при этом линейно-зональным размещением наиболее обогащенных участков. По разрезу распределение концентраций олова носит неравномерно-ритмичный характер. Наиболее высокие содержания приурочены к толще прибрежно-морских плиоцен – плейстоценовых отложений. По морфологии, параметрам металлоносного пласта и содержаниям полезного компонента в пределах россыпи выделяются три участка. В верхней предгорной части ширина пласта составляет 2–2,5 км, максимальная мощность 15 м, содержания олова достигают  $1000\text{--}3000 \text{ г/м}^3$ ; морфология пласта струйчатая. В средней части россыпи ширина пласта до 1 км, максимальная мощность до 40 м, содержания полезного компонента достигают  $1000 \text{ г/м}^3$ ; морфология пласта линейно-струйчатая. Нижняя часть россыпи характеризуется линейно-пластовой формой. Ширина пласта до 2 км, мощность до 22 м. Содержания олова не превышают  $200 \text{ г/м}^3$ . В целом

по месторождению средние содержания олова составляют  $798 \text{ г/м}^3$ . По своим параметрам, строению и характеру распределения полезного компонента россыпь «Малая Кутта» является крупным, относительно выдержанным объектом и по классификации ГКЗ относится к 2-ой группе сложности.

К настоящему времени в результате разведочных работ для россыпи «Малая Кутта» произведена оценка запасов по категории  $C_2$  – 44,94 тыс. т.

Россыпь «Левая Кутта» входит в состав Куттинского поля, располагаясь в бассейнах рек Левая и Малая Кутта (верховья) и характеризуется вытянутой в плане формой сложной конфигурации, в которой выделяются две субпараллельные составляющие – западная и восточная. Россыпь приурочена к поверхности коренного основания – педилену и примыкающему уступу предгорной равнины, а в наиболее продуктивной своей части – к врезанным в них неглубоким ложбинам стока палеогидросети (глубина вреза до 2–4 м при ширине до 240 м). Россыпь погребенная, однопластовая, в верховьях продуктивные отложения вскрываются в руслах современных водотоков.

Западная составляющая россыпи прослежена на расстояние до 3 км при ширине 160–480 м, уменьшающейся к верховьям до 80 м; восточная – на протяжении 3,6 км с максимальной шириной до 960 м.

По морфологии, условиям залегания и составу продуктивных отложений россыпь Левая Кутта (обе составляющие) подразделяется на два участка: верхний, приуроченный к предгорной равнине, и нижний – в пределах педиплена. Условная граница проходит по абразионному уступу предгорной равнины. Торфа россыпи образованы средне-верхнеплейстоценовыми льдистыми алевролитами с примесью дресвяно-щебнистого материала. Мощности сильно варьируют – от 0,4 до 17,6 м; отмечается увеличение мощности торфов с юга на север – вниз по простиранию россыпи. Средняя мощность торфов составляет 7,9 м. Продуктивный горизонт верхнего участка россыпи залегает непосредственно на коренных породах, представлен полигенетическими склоновыми четвертичными образованиями и, по-видимому, частично переработанными прибрежно-морскими верхнеплиоценовыми – нижнеплейстоценовыми осадками. По составу отложения дресвяно-щебнистые с примесью плохо окатанной гальки и песка, с песчано-глинистым или алевроитоглинистым заполнителем. Мощность продуктивных отложений варьирует от 0,9 до 3,0 м. Средняя мощность песков оценена в 2,4 м. Распределение содержания олова неравномерное:  $536\text{--}2232 \text{ г/м}^3$ , в среднем –  $1400 \text{ г/м}^3$ .

Продуктивный горизонт нижнего участка россыпи сложен преимущественно прибрежно-морскими плиоценовыми – нижнеплейстоценовыми отложениями. Максимальная мощность 5,2 м, средняя – 2,8 м при ширине обогащенных струй в пределах плащеобразного горизонта 80–1000 м. Распределение олова крайне неравномерное, выделяются обогащенные участки с содержаниями до  $4853 \text{ г/м}^3$  и относительно обедненные – с содержаниями до  $980 \text{ г/м}^3$ . Среднее содержание полезного компонента по россыпи –  $1152 \text{ г/м}^3$ . Россыпь «Левая Кутта» оценена по категории запасов  $C_2$  – 5,871 тыс. т. По классификации ГКЗ россыпь Левая Кутта отнесена к 3-й группе сложности.

Россыпь «Правая Кутта» (входящая в Куттинское россыпное поле) приурочена к бассейну р. Правая Кутта. Она расположена в пределах предгорной равнины – педимента, нижний участок россыпи выходит на денудационную

равнину. Наиболее продуктивная часть россыпи локализована в ложбине стока шириной 300–350 м, выработанной в коренном основании. Россыпь погребенная, однопластовая. Торфа сложены льдистыми алевритами, аналогичными торфам россыпи Левая Кутта. Мощность их изменяется от 0,4 до 10,8 м, составляя в среднем 6,6 м. Продуктивные отложения представлены делювиально-пролювиальными, аллювиально-пролювиальными четвертичными образованиями и сохранившимися в реликтах прибрежно-морскими плиоценовыми – нижнеплейстоценовыми отложениями. По составу это щебнедресвяная смесь с мелкими глыбами, с алевритовым и песчано-алевритовым заполнителем. Мощность пласта варьирует от 1,2 м до 4,4 м, составляя в среднем 2,4 м. Распределение олова струйчатое, содержания его характеризуются значительной изменчивостью и составляют 416–5333 г/м<sup>3</sup>, при среднем по россыпи – 1648 г/м<sup>3</sup>. Россыпь оценена по категории запасов C<sub>2</sub> – 1,707 тыс. т. По классификации ГКЗ россыпь Правая Кутта» отнесена к 3-й группе сложности.

Россыпь «Тохтубут» (также входящая в Куттинское россыпное поле) пространственно тяготеет к ложковым россыпям «Левая Кутта» и «Правая Кутта», примыкая к ним с востока. По морфологии эта россыпь также ложковая, переходящая в плащеобразную. Ложбины стока, к которым приурочена россыпь, характеризуются северо-восточным простиранием, являясь, по видимому, палеодолиной р. Тохтубут. Единый продуктивный горизонт сложен аллювиально-пролювиальными среднемиоценовыми, среднеплиоценовыми, прибрежно-морскими верхнеплиоцен – нижнеплейстоценовыми отложениями. Мощность горизонта 0,4–4,4, в среднем 2,6 м. Строение в плане и разрезе струйчатое. Олово распределено неравномерно – от 100–200 до 260–750 г/м<sup>3</sup>, среднее содержание по пласту 1670 г/м<sup>3</sup>. Средняя мощность торфов 5,9 м. Генезис и состав продуктивных отложений, а также состав торфов россыпи соответствуют аналогичным отложениям, развитым на участках Правая и Левая Кутта. Россыпь «Тохтубут» оценена по категории C<sub>2</sub> – 11,234 тыс. т. По морфологии, параметрам, распределению полезного компонента россыпь отнесена по классификации ГКЗ к 2-ой группе сложности.

Россыпное проявление «Кутта-пляж» (IV–5–4) расположено в современной береговой зоне на северном побережье о. Бол. Ляховский (район м. Ванькин), прослеживается вдоль береговой линии полосой шириной 30–320 м, длиной 10 км. Значительная зараженность касситеритом голоценовых прибрежно-морских образований пляжа и морских террас связана с размывом древних оловоносных горизонтов в современной береговой зоне. Мощность голоценового продуктивного горизонта 0,4–3 м, максимальная мощность зафиксирована у устья р. Мал. Кутта (3 м), здесь же установлены и наивысшие содержания олова – 14 000 г/м<sup>3</sup>. Распределение касситерита в россыпи крайне неравномерно и колеблется от первых десятков граммов до первых килограммов на кубический метр, среднее содержание 717 г/м<sup>3</sup>, максимальное – на участках обогащения в волноприбойной зоне – до 14 кг/м<sup>3</sup>. Прогнозные ресурсы олова оценены по категории P<sub>1</sub> – 0,65 тыс. т.

Россыпное месторождение «Тарская» (IV–5–10) приурочено к эрозионно-тектонической депрессии в коренном основании. Субмеридио-

нально ориентированная депрессия имеет протяженность порядка 10 км, в т. ч. около 3 км на шельфе пролива Этерикан, при ширине до 3 км. В рельефе коренного основания она выражена незначительно: максимальная глубина вреза не превышает 12 м, борта пологие; в нижней трети по простиранию она почти полностью выполаживается. В современном рельефе депрессия в значительной своей части унаследована долиной р. Тарская. Россыпь приурочена к средней части депрессии и представляет собой линейно-вытянутое тело с коротким ответвлением длиной около 400 м. Протяженность ее 4,8 км, ширина варьирует от 80 до 400 м, составляя в среднем около 260 м. По изменению ряда параметров следует выделить два участка. Участок, соответствующий верхней и средней части россыпи, приурочен к отрезку палеодепрессии с четко выраженным дном шириной 160–260 м и глубиной вреза до 7–12 м. Россыпь погребенная, мощность торфов 1,8–12,4 м, нарастает в северном направлении. Мощность пласта 1,6–3,0 м при ширине 160–240 м. Содержания олова варьируют от 313 до 1026 г/м<sup>3</sup>. В нижней части россыпи, протяженностью около 2 км, депрессия в коренном цоколе выражена незначительно. Здесь глубина врезания тальвега снижается до 2 м. Мощность торфов убывает в северном направлении с 12,4 до 7,2 м. Мощность продуктивного пласта 2,0–4,4 м, ширина 160–400 м. Нижний участок россыпи характеризуется более высокими и выдержанными содержаниями олова: 721–824 г/м<sup>3</sup>. Продуктивные отложения, как правило, приурочены к дну депрессии, и представлены делювиально-пролювиальными, аллювиально-пролювиальными отложениями позднемиоценового-раннеплиоценового (?) возраста, а также прибрежно-морскими плиоценовыми – нижнеплейстоценовыми отложениями. Последние развиты преимущественно на нижнем участке россыпи. В основании разреза зафиксирована маломощная кора физического выветривания (до 1,2 м), по-видимому, неогенового возраста. Среднее содержание олова по россыпи в целом составляет 607 г/м<sup>3</sup>. Произведенная оценка запасов по категории С<sub>2</sub> – 2,186 тыс. т позволяет отнести месторождение к малым. По морфологии, условиям залегания и распределению полезного ископаемого россыпь отнесена к 2-ой группе сложности по классификации ГКЗ.

Россыпное проявление «Этерикан» (IV–5–2), расположено на акватории одноименного пролива, в 3–4 км к северу от устья р. Тарская, и приурочено к эрозионно-тектонической палеодепрессии северо-восточного простирания. Оловоносны полигенетические отложения олигоцена – нижнего миоцена, делювиально-пролювиальные верхнепалеоценовые – нижнеэоценовые осадки и образования палеоценовой коры выветривания. Прибрежно-морские верхнеплиоценовые – нижнеплейстоценовые отложения оловоносны в базальных частях. Мощность продуктивного горизонта (изменяется по профилю депрессии) от 1,2 до 33,4 м, мощность торфов от 4,0 до 12,8 м, глубины моря 2–3 м. Распределение олова по разрезу и в плане равномерное, средние содержания 160–290 г/м<sup>3</sup>, сопутствующий минерал ильменит. Высокая оловоносность образований коры выветривания, наличие на этом участке геофизической аномалии позволяют предполагать, что россыпной объект находится непосредственно на коренном источнике. Прогнозные ресурсы россыпи «Этерикан» оценены по категории Р<sub>1</sub> – 14,2 тыс. т.

Россыпное проявление «Хоту-Юрях-Блудная» (IV-5-47) приурочено к субмеридиональной эрозионно-тектонической палеодепрессии, слабо выраженной в коренном цоколе и унаследованной долинами рек Блудная и Этерикан. Россыпепроявление объединяет два участка. На участке р Хоту-Юрях продуктивный горизонт приурочен к элювиально-делювиальным, делювиально-пролювиальным среднемиоценовым-среднеплиоценовым и прибрежно-морским верхнеплиоценовым – нижнеплейстоценовым отложениям. Мощность горизонта 1,6–14,3 м при ширине 0,3–1,2 км; мощность торфов до 26 м. Средние содержания олова повышаются в южном направлении от 200 до 756 г/м<sup>3</sup>. На участке р. Блудная продуктивный горизонт, представленный прибрежно-морскими верхнемиоценовыми – нижнеплейстоценовыми отложениями, прослежен непрерывно на 1,4 км. Мощность горизонта 1,2–3,6, мощность торфов 8–28 м, средние содержания олова 486 г/м<sup>3</sup>. Прогнозные ресурсы оценены по категории P<sub>2</sub> – 6,418 тыс. т.

Два сближенные однотипные россыпные проявления «Коврижка» (IV-5-36) и «Гавриша» (IV-5-42) приурочены к долинам одноименных водотоков у подножия южных склонов низкогорного массива. Проявления расположены на полого-наклонной поверхности выравнивания (абс. отм. до +10 м). Россыпи погребенные, плащеобразные. Участок Коврижка имеет размеры 1,3×0,9 км, участок Гавриша – 2,8×1,7 км. Средняя мощность торфов составляет 7,7 м; максимальная (20 м) отмечается на восточном фланге, минимальная (0,8 м) – во врезках водотоков. Торфа представлены склоновыми четвертичными образованиями. Максимальная мощность продуктивного горизонта, приуроченного к прибрежно-морским плиоценовым – нижнеплейстоценовым отложениям, составляет 7,2 м, минимальная – 0,4 м. Средняя мощность проявления «Коврижка» 3,5 м, проявления «Гавриша» – 4,3 м; средние содержания олова соответственно – 309 г/м<sup>3</sup>, и 253 г/м<sup>3</sup>; распределение его по разрезу неравномерное. Прогнозные ресурсы двух проявлений оценены по категории P<sub>2</sub> («Коврижка» – 0,778, «Гавриша» – 2,677 тыс. т).

Россыпное проявление «Хонорбот» (IV-6-17) приурочено к бассейну одноименной реки в северо-восточной части острова. Россыпь погребенная, локализована в эрозионно-тектонической депрессии с абсолютными отметками дна –55 ÷ –100 м и вытянутой в субмеридиональном направлении. Проявление не оконтурено, установленные размеры 4,5×1,2 км. Оловоносный горизонт приурочен к полигенным олигоцен – миоценовым отложениям, мощность пласта достигает 5,4 м. Строение пласта струйчатое в плане и в разрезе, мощность струй 0,4–5,4 м, ширина 100–560 м. Мощность торфов от 5–6 до 30 м. Средние содержания олова составляют 170 г/м<sup>3</sup>.

В северной части о. Бол. Ляховский, от подножия горы Тарская до среднего течения р. Бол. Этерикан, выявлен ореол рассеяния касситерита (IV-5,6-52) площадью около 500 км<sup>2</sup> [Государственная..., Листы S-53-XVI..., 1985]. Содержания касситерита по водотокам, на пляже, в грубообломочных склоновых отложениях составляют от 1 до 50 г/м<sup>3</sup>, максимальные содержания (до 2,5 г/м<sup>3</sup>) установлены в пляжевых отложениях вблизи устья р. Мал. Кутта;

отмечаются весовые количества ильменита, знаковые – киновари, галенита, сфалерита, висмутита.

*Западный россыпной узел* охватывает северо-западную часть о. Бол. Ляховский в районе мыса Бол. Ванькин, юго-западную часть о. Мал. Ляховский и прилегающую часть пролива Этерикан. В пределах узла на прилегающей акватории установлено крупное россыпное месторождение (IV–5–13) «Западное», россыпепроявление (IV–5–3) «Боруога» – в перспективе промышленного уровня и один шлиховой ореол (IV–5–1) на южном окончании о. Мал. Ляховский.

Крупное россыпное месторождение «Западное» (IV–5–13) расположено на шельфе с глубинами моря до 5 м у северо-западной оконечности о. Бол. Ляховский, в 2 км западнее мыса Б. Ванькин. В районе месторождения по цокольному основанию развита погребенная денудационная равнина, осложненная локальной пологосклонной куполовидной возвышенностью с абсолютными отметками вершины –15 м, подножья –35 м.

В 3–3,5 км восточнее подножия возвышенности денудационная равнина сменяется структурно-денудационным склоном, отделяющим ее от эрозионно-тектонической депрессии с абсолютными отметками тальвега от –50 м до –90 ÷ –100 м.

Россыпь приурочена к восточному склону возвышенности с выходом на денудационную равнину, и прослежена в северо-восточном направлении на 6,4 км при средней ширине 2,6 км. На месторождении выявлено два оловоносных горизонта. Верхний горизонт мощностью 0,8–4 м развит практически по всей площади россыпи. Кровля его плавно погружается в восточном направлении от отметки –8,9 м до отметки –18 м. Содержания олова достигают 1729 г/м<sup>3</sup>. Нижний, приплотиковый горизонт имеет мощность 1,2–14 м (в среднем – 3,5 м). Содержания олова достигают 7733 г/м<sup>3</sup>. На склоне возвышенности (северо-западный фланг россыпи) два горизонта сливаются в единый, с увеличением мощности до 18,4 м.

В пределах возвышенности продуктивный горизонт связан с корами выветривания, представленными глинами каолинит – гидрослюдистого состава с примесью дресвы и щебня подстилающих терригенных пород. Мощность коры выветривания достигает 7,6 м. Вторым генетическим типом образований, формирующих верхний оловоносный горизонт, являются металлоносные плиоценовые – нижнеплейстоценовые прибрежно-морские, преимущественно песчаные и песчано-галечные отложения. Нижний горизонт представлен палеоценовой корой выветривания и полигенетическими, преимущественно палеоцен – олигоценовыми отложениями.

Продуктивные отложения нижнего и верхнего горизонтов разделены толщей неоловоносных бассейновых образований олигоцен – миоценового возраста. Мощность непродуктивного горизонта до 35 м, в среднем 27 м. Продуктивные отложения россыпи перекрыты сравнительно мощной пачкой торфов. Нижняя граница торфов в пределах возвышенности достаточно четко выражена литологически и проходит по подошве пачки морских илов и алевроитов, перекрывающих продуктивные отложения. В остальной части россыпи граница устанавливается по результатам опробования. Максимальная мощность торфов достигает 36 м, минимальная 8,9 м, составляя в среднем 20 м.

Торфа представлены морскими отложениями верхнеплейстоцен – голоценового возраста, алевроитовой толщей средне-верхнеплейстоценового возраста и, частично, прибрежно-морскими плиоцен-нижнеплейстоценовыми песчано-алевритовыми отложениями. В юго-восточной части россыпи, где верхний горизонт выклинивается, к торфам относятся и бассейновые отложения олигоцен – миоценового возраста, представленные в основном песчано-глинистыми алевроитами. Весовые содержания олова в торфах зафиксированы только в базальном слое, где по отдельным пробам они составляют 100–200 г/м<sup>3</sup>. Среднее содержание олова по месторождению составляет 1129 г/м<sup>3</sup>, средняя мощность пласта – 7,5 м. Запасы месторождения оценены по категории С<sub>2</sub> – 45,101 тыс. т. По классификации ГКЗ месторождение относится к 2-ой группе сложности.

Россыпное проявление «Боруога» (IV–5–3) расположено на шельфе пролива Этерикан, в 2 км на северо-восток от мыса Б. Ванькин, в пределах современной осушки. Россыпь погребенная плащеобразная, однопластовая, залегает на денудационной равнине на границе с эрозионно-тектонической депрессией; продуктивные отложения приурочены к поверхности педиплена на абс. отметках –20 ÷ –10 м. Россыпь вытянута в юго-западном направлении на 3,3 км, при ширине 1,6 км и отличается самым простым строением среди россыпных объектов Ляховского района. Продуктивный пласт объединяет два близких по мощности горизонта: верхний, преимущественно песчаный, и нижний – гравийно-галечный. Максимальная мощность продуктивных отложений составляет 9,4 м, минимальная 2,2 м. Распределение полезного компонента по пласту неравномерное, содержания по россыпи достигают 4193 г/м<sup>3</sup>. В корах выветривания, фиксируемых в субстрате коренного основания, содержания олова составляют 500 г/м<sup>3</sup> и более. Верхней границей торфов, как и на месторождении «Западное», является морское дно (поверхность осушки), нижняя граница, как правило, совпадает с кровлей продуктивных прибрежно-морских верхнеплиоцен – нижнеплейстоценовых отложений. Максимальная мощность торфов – 18,4 м, минимальная – 6,3 м; средняя по россыпи – 15 м. Увеличение мощности в западном направлении объясняется погружением поверхности коренного цоколя. Торфа представлены верхнеплейстоценовыми – голоценовыми морскими илами, алевроитами, реже песками и алевроитистыми песками с примесью гальки и гравия средне- позднеплейстоценового возраста. Граница торфов и продуктивных отложений субгоризонтальная, четкая, хорошо контролируется по изменению литологического состава. Среднее содержание олова по россыпи составляет 1883 г/м<sup>3</sup>, при средней мощности пласта 4,3 м. Прогнозные ресурсы олова оценены по категории Р<sub>1</sub> – 39,835 тыс. т.

Шлиховой ореол касситерита (IV–5–1), установленный в юго-западной части о. Мал. Ляховский в отложениях современного пляжа, находится в непосредственной близости к выявленной на шельфе положительной магнитной аномалии, по-видимому, связанной с роговиками неглубоко залегающей гранитоидной интрузии [*Государственная..., Листы S–53–XVI..., 1985*]. Протяженность его вдоль береговой линии составляет 12 км при ширине до 50 м. Максимальные содержания касситерита до 150 г/м<sup>3</sup> приурочены

к верхнему слою современных пляжевых отложений. При удалении к флангам весовые содержания падают до 20–10 и до 1 г/м<sup>3</sup>. Здесь же отмечены знаки висмутита, халькопирита, сфалерита.

Южное оловоносное россыпное поле [Судаков и др., 1991ф] расположено на крайнем юго-востоке о. Бол. Ляховский и включает россыпное проявление Предмайское (V–6–11), шлиховой ореол касситерита (V–6–1) и серию мелких проявлений олова в неглубоких скважинах на прилегающей акватории пролива Дм. Лаптева (V–6–7, 8, 9, 12–16, 19–22).

Россыпное проявление Предмайское (V–6–11) расположено между руч. Предмайский – руч. Харахан. Здесь россыпная оловоносность установлена в голоценовых – современных аллювиальных (от 2 до 150 г/м<sup>3</sup>) и прибрежно-морских отложениях (пляжевых, морской террасы, донных) осадках. В верхнеплиоцен – нижнеплейстоценовых прибрежно-морских отложениях средние содержания касситерита варьируют от 10 до 135 г/м<sup>3</sup>, максимально достигая 300 г/м<sup>3</sup>, по мере удаления от устья ручья к западу и к востоку содержания касситерита снижаются. Оловоносность голоценовых – современных прибрежно-морских образований существенно выше. Пляж представляет собой узколинейную пологонаклонную поверхность, ограниченную у тылового шва береговыми обрывами. В 1,5 км к востоку от устья руч. Предмайский к пляжу примыкает субгоризонтальная морская терраса протяженностью до 1,5 км и шириной до 50 м при высоте до 2,5 м. Содержания касситерита в террасовых отложениях колеблются от 0,5 до 200 г/м<sup>3</sup>, составляя в среднем 40 г/м<sup>3</sup>. В верхнем горизонте пляжевых отложений (до глубины 0,5 м) содержания касситерита составляют 100–2146 г/м<sup>3</sup>, достигая на локальных участках 12–17 кг/м<sup>3</sup>. К востоку и западу от устья ручья концентрации касситерита снижаются до 6–20 г/м<sup>3</sup>.

Шлиховой ореол рассеяния касситерита (V–6–1) площадью около 285 км<sup>2</sup> охватывает бассейны рек и ручьев, дренирующих склоны возвышенности Эмий-Таас и прилегающую с юга часть акватории [Судаков и др., 1991ф]. В современных аллювиальных отложениях касситерит присутствует в количестве от единичных знаков до 1–114 г/м<sup>3</sup>. На пляже шириной 7–13 м, при мощности осадков от 0,5 до 2,5 м содержания касситерита от 5 г/м<sup>3</sup> и более установлены на протяжении около 8,5 км. На акватории мощность современных донных отложений колеблется от 2–3 до 10–12 м. Мощность оловоносного слоя изменяется от 1 до 5 м, содержание касситерита – от 1 до 15 г/м<sup>3</sup>. Ширина ореола на акватории 4–6, протяженность вдоль берега 25 км, за пределами ореола содержания касситерита в современных донных отложениях не превышают 1–10 знаков. Касситерит встречается в виде угловатых, слабоокатанных обломков кристаллов размером от 0,1 до 0,5, реже до 0,7–1,0 мм, цвет от красновато-бурого до темно-бурого.

Единичные россыпные проявления олова (V–6–7, 8, 9, 12–16, 19–22) установлены в погребенных донных отложениях шельфа буровыми работами на акватории пр. Дм. Лаптева [Судаков и др., 1991ф]. На шельфе (от устья р. Ванькина до м. Шалаурова) в пробах из олигоцен – плейстоценовых отложений касситерит присутствует в количестве от 0,6 до 7 г/м<sup>3</sup>. Наиболее высокие концентрации отмечаются в миоценовых отложениях (V–6–9, 11, 12), представленных алевритами и тонкозернистыми алевритовыми песками,

здесь содержания олова колеблются от 255 до 309 г/м<sup>3</sup>. Касситерит присутствует в виде угловатых и слабоокатанных обломков призматических кристаллов размером 0,1–0,4 мм темно-бурого и желто-бурого цвета.

В верхнеплиоценовых – нижнечетвертичных отложениях, представленных глинистыми песками и песчанистыми алевритами, содержание олова (по спектральному анализу) колеблется от 9 до 51 г/м<sup>3</sup>. Касситерит отмечен в виде мелких (0,1–0,2 мм) обломков кристаллов буро-желтого цвета.

Кроме описанных россыпных объектов, входящих в россыпные узлы и Южное россыпное поле, на территории района буровыми работами установлены проявления олова с весовыми количествами касситерита севернее п-ова Кигилях (IV–4–1, IV–5–53). Здесь установлены весовые содержания касситерита в современных донных отложениях (максимальные содержания 2 г/м<sup>3</sup>), в дресвяно-щебнистых отложениях плиоцен-плейстоценового возраста (до 17 г/м<sup>3</sup>), в подошве глин миоценового возраста (до 7 г/м<sup>3</sup>). Отмечаются обломки кристаллов размером от 0,1 до 1,0 мм темно-бурого и желто-бурого цвета, сростки с пиритом; здесь же присутствует сфалерит в обломках кристаллов до 0,5 мм.

Кроме того, южнее о. Бол. Ляховский на акватории пролива Дм. Лаптева бурением установлены три россыпепроявления (V–5–2, V–6–10, 23), в которых содержания касситерита (до 7 г/м<sup>3</sup>) выявлены в олигоцен – плейстоценовых отложениях [Судаков и др., 1991ф]. По данным спектрального анализа содержания олова здесь 7–17 г/м<sup>3</sup>. Наиболее значимые содержания олова (V–6–23) отмечены в алевритах и тонкозернистых песках миоценового возраста – до 300 г/м<sup>3</sup> (по данным рентгеновского количественного анализа). Кровля пласта установлена на отметке –121 м, мощность горизонта 4 м. Касситерит присутствует в виде угловатых обломков размером до 0,7 мм.

На акватории восточнее м. Шалаурова (бурением) выявлены россыпепроявления (V–6–17, 18) с содержаниями касситерита (до 2 г/м<sup>3</sup>) также в миоценовых отложениях (песчанистые глины, алевриты, мелко-среднезернистые пески). Оловоносный горизонт приурочен к средней части разреза, глубина залегания кровли –73 ÷ –76 м, мощность 6 м. По данным спектрального анализа содержания олова 9–51 г/м<sup>3</sup>. Касситерит представлен угловатыми обломками размером от 0,05 до 0,2 мм, реже до 0,5–0,6 мм (V–6–17) темно-бурого и красновато-бурого цвета.

На шельфе с восточной стороны о. Бол. Ляховский, мористее м. Береговой оловоносны миоценовые отложения, представленные преимущественно песчанистыми глинами, алевритами, мелко-среднезернистыми песками (IV–6–23, 26, 27, 28). Касситерит присутствует в количествах от 0,7 до 9,0 г/м<sup>3</sup>, он представлен угловатыми слабоокатанными обломками размером от 0,05 до 0,2 мм темно-бурого и красновато-бурого цвета. Мощность оловоносного горизонта 6–9 м. Оловоносность олигоценых отложений (IV–6–23), представленных кварцевых дресвяником с включениями мелкой гальки осадочных пород, по данным спектрального анализа колеблется в широких пределах от 9 до 1020 г/м<sup>3</sup> (среднее содержание по слою 86 г/м<sup>3</sup>), мощность горизонта 21 м, подстилающими являются щебнистые образования коры выветривания. Касситерит отмечается в количестве от 1 до 61 г/м<sup>3</sup>, представлен угловатыми

и слабоокатанными обломками кристаллов размером от 0,1 до 0,7 мм, цвет бурый и красновато-бурый.

Россыпепроявление (IV–6–28), в 20 км восточнее м. Береговой, приурочено к выступу коренного основания на южном склоне крупной отрицательной структуры. Характер вмещающих и подстилающих отложений, а также местоположение проявления позволяют предполагать, что оно формировалось вблизи коренных источников.

На территории листа поверхностным геохимическим опробованием современных донных отложений выявлены вторичных литогеохимические ореолы, два из которых (IV–6–2,4) расположены на акватории восточнее о. Бол. Ляховский, четыре (V–5–3, 4, 5, 10) – в проливе Дм. Лаптева севернее и северо-восточнее м. Св. Нос, один (V–5–39) – на акватории Эбеляхской губы. Максимальные содержания в пробах до 60 г/т, контуры ореолов проведены по изолиниям содержания 4–6 г/т.

Главным минералом оловоносных россыпных объектов района является касситерит, представленный тремя структурными разновидностями – кристаллической, агрегатной и колломорфной. Основная масса зерен характеризуется кристаллической разновидностью (99 %), агрегатная и колломорфная разновидности присутствуют примерно в равных количествах. Окатанные зерна в россыпях практически отсутствуют, полуокатанные составляют в среднем 6 %, что свидетельствует о незначительном перемещении полезного компонента от коренного источника. Среднее содержание неправильных обломков касситерита в россыпях составляет 45 %, в россыпи бас. Тохтубут повышается до 63 %. Размер зерен касситерита изменяется от 0,16 до 0,28 мм, наблюдается четкая закономерность уменьшения размерности зерен касситерита от побережья к акватории.

По окраске касситерит подразделяется на три основные цветовые разновидности: коричневая различной интенсивности, красно-желтая, серая. Для россыпей прол. Этерикан (IV–5–2) и бассейна р. Тохтубут (IV–5–7) характерны аномально большие содержания касситерита серого и красно-желтого цветов, что, вероятно, связано с различием коренных источников, питающих данные россыпи.

Во всех россыпях района сростки касситерита с кварцем составляют около 2 %, сростки касситерита с турмалином наиболее характерны для россыпи «Этерикан» (IV–5–2), бассейнов рек Тарская (IV–5–10), Хоту-Юрях (IV–5–47). Часто отмечаются включения в касситерите мусковита (серицита), реже минералов титана, альбита и турмалина.

Касситерит содержит 76,5–76,9 % олова (1,5 % элементов-примесей, основными из которых являются кремний, железо, титан и вольфрам) [Жуков и др., 1993ф].

**Чокурдахско-Святоносский оловоносный рудно-россыпной район**, охватывает м. Святой Нос, восточные части Эбеляхской губы, п-ова Широкостан, губы Ванькиной, горы Хар-Стан, Урюнг-Хастах, Хаптагай и включает один россыпной узел – Чокурдахский. К настоящему времени на территории района и в непосредственной близости к нему (п-ов Широкостан, Ванькина губа) известны: одно промышленное россыпное месторождение (VI–5–18 «Чокурдахское»), 9 россыпных проявлений (V–5–9, 21; VI–4–4, 5; VI–5–16, 19, 25,

33, 38), 7 ореолов шлихового рассеяния (V-5-31; VI-4-1, 2, 3, VI-5-15, 24, 32). Наибольший интерес для промышленного использования вызывает Чокурдахский узел, который пространственно связан с коренным месторождением олова горы Чокурдах. Здесь выявлен целый комплекс россыпей, источники питания которых размещаются как в области сноса на горе Чокурдах, так и на погребенных склонах этой горы. На площади узла широко развиты металлоносные коры выветривания эоцен – миоценового возраста. В структурном плане россыпи располагаются в пределах опущенного Чокурдахского блока с купольным поднятием горы Чокурдах, россыпелокализирующими элементами являются склоны горы, современная и древние береговые линии.

Чокурдахское прибрежно-морское крупное россыпное месторождение (VI-5-18) расположено в акватории залива Ванькина Губа. Объект отнесен к геолого-промышленному типу россыпей тектонических уступов [*Патык-Кара, 1991*], приурочен к южному склону горы, охватывает наиболее мелководную часть прилегающей акватории [*Узюнкоян и др., 1979ф*]. Месторождение представляет собой единый комплекс из делювиальной, современной пляжевой и древней полигенной россыпи с преобладанием в последней прибрежно-морских оловоносных отложений.

Делювиальная россыпь образовалась за счет денудации рудных тел, непосредственно над которыми она и располагается. В плане россыпь имеет вид шлейфа, расширяющегося к подножию горы, где она смыкается с продуктивными пляжевыми отложениями. Распределение касситерита в россыпи неравномерное, содержание варьирует от первых десятков до  $3450 \text{ г/м}^3$ . Мощность продуктивного пласта не превышает 1,2 м, мощности торфов от 0,5–1 до 5–10 м у подножия склона. По руч. Натик обособляется ложковая россыпь, образовавшаяся за счет перемива склоновой россыпи и оловоносной коры выветривания. Протяженность ее 0,5 км при ширине 10–20 м и мощности пласта до 1 м, содержания до  $500 \text{ г/м}^3$ . Пляжевая россыпь располагается вдоль юго-западного подножия горы Чокурдах, ее протяженность 1,5–1,7 км. Продуктивный горизонт мощность 1,0–2,5 м и шириной до 30–40 м представляет собой линзовидное тело, полого наклоненное в сторону моря. Распределение олова в россыпи крайне неравномерное, основная масса сосредоточена в отдельных обогащенных прослоях. Максимальные содержания олова отмечаются вблизи устьев ручьев (до  $2 \text{ кг/м}^3$ ), средние содержания  $100\text{--}500 \text{ г/м}^3$ .

Мористее к пляжевой россыпи на глубинах моря от 0 до 4 м примыкает древняя полигенная (преимущественно прибрежно-морская) россыпь, в которой сосредоточены основные запасы олова Чокурдахского россыпного месторождения. Плотиком россыпи является погребенный склон на глубине от 30 до 70 м, выработанный в скальных породах. В плане россыпь имеет форму неправильного треугольника, обращенного основанием к берегу. Протяженность россыпи вблизи берега составляет 2,4 км, ширина до 520–850 м. Мощность залежи увеличивается в сторону моря от 2 до 80 м, максимальная мощность отмечается в центральной части россыпи в 500–600 м от берега. Продуктивные отложения представлены прибрежно-морскими и пролювиальными (?) олигоцен – плейстоценового возраста. Распределение полезного ком-

понтента довольно равномерное, в среднем содержание составляет 737 г/м<sup>3</sup>. Преобладающий размер зерен касситерита 0,24–2,0 мм.

На Чокурдахском россыпном месторождении в 1968–1975 гг. проведены геологоразведочные работы, были оценены запасы россыпного олова по категории С<sub>1</sub> (со всеми сопровождающими этот уровень оценки технологическими исследованиями песков) в количестве 18,2 тыс. т., в том числе 1518 т изначально отнесены к забалансовым. (Протокол ГКЗ №9035, 1982 г.). Месторождение отнесено к крупным.

Рядом с промышленной россыпью установлены россыпепроявления с невысокими содержаниями касситерита на северо-западном (VI–5–16) и юго-восточном (VI–5–19) и склонах горы Чокурдах. Они характеризуются малой мощностью и невыдержанностью по простиранию оловоносных залежей. Содержание олова в склоновых отложениях – до 550 г/м<sup>3</sup>.

К россыпи северо-западного склона горы Чокурдах (VI–5–16) непосредственно примыкает россыпепроявление на участке Чокурдахской осушки, в устьевой части р. Чокурдах протяженностью 960 м. Мощность продуктивного пласта достигает 50–60 м. Распределение олова неравномерное, преобладают содержания от 80 до 150 г/м<sup>3</sup>. По отдельным проходкам содержания повышаются до 550–740 г/м<sup>3</sup>.

Россыпепроявление Хаарстанского залива (VI–5–19) непосредственно примыкает к древней полигенной россыпи. На глубине 10–30 м в плейстоценовых морских отложениях выявлена серия линзовидных оловоносных тел небольшой протяженности, вытянутых в широтном направлении и приуроченных к древней береговой линии. Мощность песков 1,5–3 м, содержание олова от 90 до 150, в единичных случаях до 500 г/м<sup>3</sup>.

На территории Чокурдахско-Святоносского района известно 5 россыпепроявлений аллювиального генезиса (V–5–9, V–5–21, VI–5–25, 33, 38), для них характерна узкая лентообразная, струйчатая форма, длина от 1,5 до 6,0 км, ширина от 80 до 240 м. Россыпепроявления залегают непосредственно на размытых отложениях коры выветривания; мощности песков от 2,0 до 13 м, торфов от 9 до 24 м, содержания олова невысокие – от 35 до 140 г/м<sup>3</sup>. Для ручьев Галечный (VI–5–33) и Звонкий (VI–5–38) подсчитаны прогнозные ресурсы олова; они составляют соответственно 159 и 87 т [Узюнкоян, 1979ф].

За пределами Чокурдахско-Святоносского района, в непосредственной близости к его границам, известны еще два россыпепроявления, выявленные в береговой зоне и не имеющие явных источников сноса – россыпные концентрации м. Нерпичий (VI–4–4) и устья р. Нуогай (VI–4–5). Данные россыпепроявления установлены бурением, в разрезе отмечены типичные для зоны побережья морские осадки. Касситерит в незначительных количествах (15–60 г/м<sup>3</sup>) отмечается по всему разрезу при мощности обогащенных горизонтов 1–5 м, ширина контуров в плане не превышает 320 м. В единичном случае (VI–4–5) выделен четкий пласт мощностью 11,5 м с содержанием олова 535 г/м<sup>3</sup>.

Вокруг россыпепроявления м. Нерпичий опробованием морских осадков и шлиховым опробованием баров и отмелей установлен ореол шлихового рассеяния касситерита (VI–4–3) площадью около 60 км<sup>2</sup> с содержаниями первые граммы на кубический метр. Подобные россыпные объекты известны на за-

падном (VI-4-1, 2) побережье п-ова Широкостан, у бара Ванькиной губы (VI-5-24). Данные шлиховые ореолы характеризуются низкими содержаниями, площади ореолов 12–40 км<sup>2</sup>, в пределах этих площадей в плане и разрезе прослеживаются линзовидные тела с устойчивыми весовыми содержаниями. Оловоносные горизонты размещаются в толще прибрежно-морских и морских плиоцен – плейстоценовых осадков. Для них характерна струйчатая, линзовидная форма. Оловоносные тела ориентированы параллельно береговой линии, протяженность их не превышает сотен метров, редко до 1 км, ширина от 80 до 250 м, мощность 1–6 м. Распределение касситерита внутри струй неравномерное, средние содержания олова – десятки г/м<sup>3</sup>.

Описанные шлиховые ореолы размещаются в областях устойчивого погружения [Узюнкоян и др., 1979ф, Яблоков и др., 1970ф], источники питания не установлены, от современных областей сноса они удалены на десятки километров.

Кроме того, известны три шлиховых ореола, пространственно приуроченных к выходам гранитоидов и их экзоконтактовым зонам. Так, на п-ове Святой Нос шлиховой ореол площадью около 170 км<sup>2</sup> расположен в северо-западной части горного массива (V-5-31), сложенного интрузивными породами гранит-гранодиоритового состава. Харстанский ореол площадью около 300 км<sup>2</sup> (VI-5-15) охватывает большую часть одноименного гранитоидного массива и зону контактовых роговиков; восточнее Харстанской интрузии выделен «Долгожданный» касситерит-шеелитовый ореол площадью 20 км<sup>2</sup> (VI-5-32). Для ореолов характерна повсеместная оловоносность аллювиальных и пляжевых (для п-ова Святой Нос) отложений (содержание от знаковых до 40 г/м<sup>3</sup>), что связано с разрушением многочисленных оловоносных зон дробления, кварцевых и кварц-турмалиновых жил, сульфидизированных и грейзенизированных даек кварцевых порфиров.

В пределах Святоносского шлихового ореола имеются перспективы обнаружения мелких россыпей по долинам ручьев Лазарь, Пр. Суруктах, Два Старца, Чай-Поварня. Здесь известны россыпепроявления (V-5-9, 21) с незначительными содержаниями олова (20–320 г/м<sup>3</sup>), что может свидетельствовать о близости залегания продуктивных отложений. Положение ореола на акватории не установлено. В современных донных осадках вблизи п-ова Святой Нос касситерит обнаружен в виде единичных (1–2 знака) очень мелких (0,1–0,2 мм) осколков. Во всех ореолах в ассоциации с касситеритом отмечаются золото и шеелит.

**Мышьяк.** Известны 8 пунктов минерализации, два из которых расположены на севере о. Бол. Ляховский, два – в районе п-ова Святой Нос, четыре – на площади Харстанского поднятия.

На о. Бол. Ляховский мышьяк выявлен в истоках рек Мал. Кутта, Усук-Хая-Юряге (IV-5-24, IV-6-7), где в кварцевых жилах по единичным пробам установлены его незначительные содержания – 0,1–0,5 %.

На п-ове Св. Нос (V-5-14, 40) мелкая вкрапленность арсенопирита, антимонита, халькопирита приурочена к карбонатно-кварцевой жиле, залегающей среди верхнеюрских терригенных пород; содержания мышьяка не превышают 1 %.

В Харстанском районе (VI-5-7, 20, 28, 39) оруденение приурочено к зонам брекчирования северо-восточного и субширотного простираний. В обломках отмечены катаклазированные, окварцованные, сульфидизированные гранодиориты и граниты, кварц. Протяженность зон до 200, ширина 4–8 м. Мышьяк установлен в количестве 0,1–0,3 %. Кроме того, во всех известных пунктах минерализации наряду с мышьяком определены повышенные содержания сурьмы (0,05–0,2 %), висмута (1 %), серебра (0,001–0,002 %), олова (0,003–0,07 %).

Мышьяковое оруденение данной территории промышленной ценности не представляет.

**Сурьма.** Известно 7 пунктов сурьмяной минерализации. Кроме того, на п-ове Святой Нос известны проявления золото-сурьмяного оруденения. Сурьмяные проявления относятся к двум формациям: сурьмяной, где выделяется антимонит-кварцевый минеральный тип, и золото-сурьмяной, представленный золото-антимонитовым типом.

Четыре пункта минерализации, выявленные в северной части о. Бол. Ляховский (IV-5-26, 50, 51, IV-6-3), относятся к антимонит-кварцевому типу сурьмяной формации. Оруденение локализовано в кварцевых низкотемпературных жилах сложного зонального строения. Центральная часть жил сложена темно-серым, черным халцедоновидным кварцем, а краевые части – крупно- и гигантозернистым кварцем с пустотами выщелачивания, заполненными лимонитизированными минералами. Содержание сурьмы 0,01–0,3, висмута 0,07–0,1, олова 0,2–0,5, вольфрама до 0,1, серебра 0,002 %.

Три пункта сурьмяной минерализации п-ова Святой Нос (V-5-20, 26, 29) находятся в экзоконтакте Святоносской интрузии гранодиоритов и локализованы в кварцевых жилах мощностью 15–30 см, где отмечаются многочисленные вкрапления и прожилки антимонита. Содержания сурьмы – 1,0 %, меди – 0,01 %, мышьяка – 0,1 %, серебра 0,001 %.

Наибольший интерес представляют проявления золото-сурьмяной формации. Для этой формации характерно присутствие золота, пирита, арсенопирита. В центральной части п-ова Святой Нос известны 4 проявления (V-5-16, 17, 25, 33) и 5 пунктов золото-сурьмяной минерализации (V-5-23, 27, 28, 34, 35), которые можно отнести к золото-антимонитовому типу золото-сурьмяной формации. Эти проявления контролируются зонами дробления северо-восточного простирания в гранодиоритах протяженностью до 2 км при ширине 4–70 м. Наиболее широко распространены зоны интенсивно серицитизированных гранодиоритов с вкрапленностью пирита, арсенопирита и антимонита. Пункты минерализации, установленные опробованием элювиально-делювиальных отложений, представляют собой глыбы брекчированных гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, аплитов, обломки кварцевых брекчий с вкрапленностью мелкоугольчатого антимонита. Содержания сурьмы варьируют в широких пределах от 0,1 до 1,0 %, в единичном случае – 9,4 %, золота – от 1,6 до 25, максимально до 58 г/т, серебра от 0,5 до 20, максимум до 60 г/т.

В центральной части п-ова Святой Нос (V-5-30) в поле развития гранитоидов с широко развитыми зонами минерализации на площади около 7 км<sup>2</sup> в

делювиальных отложениях выявлен золото-сурьмяной литогеохимический ореол с содержаниями сурьмы 0,01, золота 0,3 г/т.

**Висмут.** Известно 7 пунктов минерализации, 6 из которых расположены в северной части о. Бол. Ляховский, одно – в Харстанском районе. Висмутовое оруденение связано с формированием раннемеловых гранитоидных интрузий и локализуется в роговиках эзоконтактовой зоны, в апикальных частях интрузий, в кварцевых, кварцево-турмалиновых жилах и окварцованных зонах дробления. В западной части Тарского гранитоидного массива (IV–5–15, 17, 31, 37), на горе Бассыча (IV–5–43) и в верховьях р. Тохтубут (IV–5–44) повышенные содержания висмута приурочены к кварцевым жилам, ороговикованным породам верхней юры – нижнего мела с тонкими прожилками кварца и турмалина. Мощность кварцевых жил не превышает 0,5 м (обычно 10–20 см). По западному склону горы Коврижка выявлена зона гидротермально измененных пород север-северо-западного направления, прослеженная на расстояние 1,0 км. На горе Урюнг-Хастах в Харстанском районе (VI–5–23) повышенные содержания висмута отмечены в высыпках молочно-белого кварца, брекчий песчаников и алевролитов с кварцевым цементом. Во всех случаях содержание висмута не превышает 0,1%, повсеместно присутствуют цинк (0,02–0,1%), олово (0,001–0,04%), в единичных случаях установлены мышьяк 0,005, никель 0,003%.

Висмутовое оруденение в данном районе промышленной ценности не представляет.

**Золото.** На описываемой территории известны 14 пунктов минерализации, 7 из которых находятся на п-ове Святой Нос, 6 – в Харстанском районе, одно – на юге о. Бол. Ляховский. Кроме того, в районе Харстанского поднятия шлиховым опробованием выявлен ореол рассеяния (VI–5–4). Проявления и пункты минерализации с золото-сурьмяным оруденением описаны выше.

В южной части о. Бол. Ляховский (V–6–5) оруденение приурочено к разлому северо-восточного простирания в приконтактовой зоне гранодиоритовой Эмийтасской интрузии. Золото обнаружено в обломках (до 5 см) жильного кварца в делювиальных отложениях на площади 50 м<sup>2</sup>, отмечается в виде единичных мелких (0,05–0,2 мм) зерен округлой или неправильной формы, содержания варьируют от 10 до 36 г/т. Вместе с золотом встречаются редкие зерна арсенопирита (мышьяк 0,2%), висмутит и самородного висмута (висмут 0,02–0,2%).

На п-ове Святой Нос (V–5–8, 11, 15, 22, 24, 32, 37) золото установлено в минерализованных зонах брекчирования (с турмалином, касситеритом, висмутом), в сульфидизированных дайках гранит-порфиоров, аплитов, реже гранодиоритов. Мощность даек до 0,5 м, содержание золота 1–10 г/т.

Также на п-ове Святой Нос (р. Пр. Суруктах) выявлены два пункта золото-серебряной минерализации (V–5–18, 19). Здесь в делювии гранодиоритов и роговиков приконтактовой зоны Святоносской интрузии отмечены обломки кварца с вкраплениями, тонкими прожилками сульфидов. Содержание серебра от 2 до 100, золота 0,5–1,5 г/т.

В районе горы Урюнг-Хастах пункты минерализации (VI–5–6, 8, 13, 29) также установлены в минерализованных зонах дробления субмеридионально-

го, северо-восточного простираний мощностью 2–6 м, сложенных ожелезненными, турмалинизированными гранодиоритами, аплитами, мелкими обломками буроватого кварца. Два пункта минерализации (VI–5–12, 30) отмечены в дайках сульфидизированных диоритовых порфириров; мощность даек 4–5, протяженность до 30 м, содержание золота от знаковых до 3,5 г/т.

Кроме описанных пунктов минерализации, золото установлено в основном в знаковых количествах в рыхлых кайнозойских отложениях суши и на шельфе. Так, в северной части о. Бол. Ляховский в аллювиальных отложениях нижнего течения р. Мал. Кутта обнаружено самородное золото (единичные знаки) в виде мелких (<0,05 мм) зерен желтого цвета; по рекам Тохтубут, Лев. Кутта отмечены содержания золота до 0,2 г/т; по р. Тарская – единичные знаки определены по шлиховым пробам из керна скважин, размерность зерен 0,1–0,5 мм. В южной части о. Бол. Ляховский в аллювиальных и прибрежно-морских отложениях золото встречено в виде слабоокатанных, пластинчатых, округлых зерен размером 0,05–0,3 мм в количестве 1–13 знаков. На п-ове Святой Нос золото установлено в аллювиальных отложениях ручьев Прав. Суруктах, Чай-Поварня, Двух старцев и других, а также в прибрежно-морских отложениях в количестве до 24 знаков.

В районе горы Урюнг-Хастах шлиховым опробованием выявлен ореол (VI–5–4), в пределах которого в аллювиальных отложениях ручьев, дренирующих гранитоиды, повсеместно отмечены знаковые, весовые (0,13–0,55 г/м<sup>3</sup>) содержания золота.

На шельфе в прол. Дм. Лаптева в районе южного побережья о. Бол. Ляховский в разрезе кайнозойских отложений установлено золото в количестве до 10 знаков. Знаки золота встречаются спорадически в широком возрастном диапазоне. Золото относится к весьма мелкому, преобладают зерна размером 0,05–0,2 мм. По морфологии выделяются зерна пластинчатые и листоватые (44 %), пылевидные (28 %), крючковатые (16 %), комковатые (10 %), кристаллические (2 %) [Судаков и др., 1991ф]. На шельфе южнее м. Святой Нос в миоценовых отложениях определены знаковые содержания золота.

Широкое распространение знаков золота на суше и на шельфе, находки самородного золота на севере о. Бол. Ляховский дают основание предполагать возможность обнаружения коренных источников золота.

**Серебро.** На акватории вблизи северного берега о. Бол. Ляховский западнее м. Б. Ванькин в скважине установлено единственное на описываемой территории проявление серебра (IV–5–14). Здесь в глинистых сланцах позднеюрского – раннемелового возраста на отметке 45 м установлены массивные сульфидные руды, а также тонкопрожилковое сульфидное оруденение. Сульфиды представлены главным образом пиритом, реже пирротинном, халькопиритом, арсенопиритом. По результатам спектрального анализа определено содержание серебра 40 г/т; вместе с серебром отмечены золото (0,012 г/т), висмут (0,01 %), олово (0,04 %), медь (0,05 %), цинк (0,03 %).

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### Драгоценные и поделочные камни

**Аметист.** Известен один пункт минерализации на п-ове Святой Нос (V–5–36). Здесь в верховьях руч. Антимонитовый отмечены обломки кристаллов аметиста размером 2×3 см и единичные полупрозрачные кристаллы кварца.

**Поделочные костные остатки.** На территории листа S–53,54 известно 5 месторождений, 18 проявлений ископаемой мамонтовой кости – бивней сибирского мамонта *Mammuthus primigenius*, классифицированных ранее как «Поделочные костные остатки» (ПКО) – бивни и их обломки, зубы, позвонки мамонта, костная «щепа» [*Государственная...*, S–53–55, 1999].

Поделочные костные остатки, как вид полезного ископаемого, в 2002 г. исключены из «Общероссийского классификатора полезных ископаемых и подземных вод», но намечены к включению в новый классификатор, который находится на рассмотрении в Росстате. В связи с этим, авторы считают возможным не разделять выявленные на площади листа объекты данного вида сырья на месторождения и проявления. Ниже приведено описание наиболее значимых и характерных объектов.

В 1979–1991 гг. СПО «Северкварцсамоцветы» были проведены геолого-разведочные работы на ископаемую мамонтовую кость (ИМК): общие поиски и поисково-оценочные работы с попутной добычей. Работы проводились в северных административных районах Якутской АССР (ныне – Республики Саха/Якутия), на материковом побережье и приморских низменностях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в пределах Яно-Колымского междуречья, и на Новосибирских островах – в том числе в пределах территории листа S–53,54. Запланированный цикл работ не был завершён – в 1992 году в соответствии с Указом президента Республики Саха (Якутия). «О мерах по сохранению природных комплексов Новосибирских островов» и рядом других документов деятельность сторонних геологических организаций на островах, акватории и приморских территориях была прекращена.

По результатам геологоразведочных работ в пределах территории листа S–53,54 было выявлено 5 месторождений ИМК, подсчитаны запасы и прогнозные ресурсы категорий С<sub>2</sub>, Р<sub>1</sub> и Р<sub>2</sub>. Следует отметить, что большинство месторождений было отработано в тот же период – уже при проведении геологоразведочных и опытно-эксплуатационных работ.

На о. М. Ляховский поисковые работы проведены в восточной, по предварительной оценке, наиболее перспективной его части. Общие поиски проведены в литоральной зоне восточного побережья – от м. Хвойникова на севере до реки Кубаалах-Юрях на юге, общей протяженностью 86 км. В результате был выделен *участок Тинкир* (III–5–5) протяженностью порядка 10 км (при средней ширине 150 м), на котором проведены поисково-оценочные работы с подсчетом запасов по категории С<sub>2</sub>. Речная сеть обследованной части острова, примыкающая к участку Тинкир, признана бесперспективной на обнару-

жение существенных россыпных скоплений мамонтовой кости [Прокофьев и др., 1982ф].

Костеносность территории листа исследовалась в несколько этапов. На о. Бол. Ляховский работы проводились на южном и западном побережье и по долинам наиболее крупных рек юга острова: Ванькина, Нерпалах, Дымная. В результате поисковых работ в литоральной зоне южного побережья был выделен перспективный участок *Остров*, общей протяженностью порядка 31 км. В его пределах было установлено 13 россыпей протяженностью от 200 до 800 м (при ширине литоральной зоны 200–250 м). По результатам поисково-оценочных работ проведен подсчет т. н. «авторских» запасов (методика разработана в СПО «Северкварцсамоцветы») [Прокофьев и др., 1982ф]. В дальнейшем участок «Остров» рассматривался как западный фланг в составе месторождения «Ванькино».

На втором этапе исследований россыпной костеносности в 1986–88 гг. проводились поисковые и поисково-оценочные работы на островах Большой и Малый Ляховский; одновременно осуществлялась попутная добыча мамонтовой кости [Гавриляк и др., 1990ф]. На о. Бол. Ляховский было выделено два перспективных участка: *Этерикан* (IV–6–19), расположенный к северу от устья одноименной реки, протяженностью 18 км при средней ширине 150 м, и *Береговой* (IV–6–21), протяженностью 16 км при ширине 150 м, расположенный к югу от первого участка. На обоих участках были проведены поисково-оценочные работы с подсчетом запасов ископаемой мамонтовой кости по категории  $C_2$ , а также опытно-эксплуатационные добычные работы.

Третий этап исследования Ляховского костеносного района (1989–90 гг.) относится к поисково-оценочной стадии. Поисково-оценочные работы, включающие проходку горных выработок, проводились на участке *Ванькино* (V–5–1), расположенном в литоральной зоне южного побережья о. Бол. Ляховский. Участок протяженностью 5,5 км при средней ширине 550 м находится на 2 км восточнее устья одноименной реки, и непосредственно примыкает к костеносному участку *Остров*, выделенному ранее (при проведении поисковых работ в 1981 г.). На месторождении Ванькино был проведен подсчет запасов ископаемой мамонтовой кости по категории  $C_2$ . Одновременно был проведен подсчет прогнозных ресурсов по категории  $P_1$ , а для участка литоральной зоны протяженностью 9,6 км, примыкающего к месторождению Ванькино – подсчет прогнозных ресурсов по категории  $P_2$  (табл. 16) [Голубев и др., 1990ф].

На крайнем юго-востоке территории листа S–53,54, в его материковой части на побережье Восточно-Сибирского моря в пределах Приморской низменности при общих и детальных поисках в 1980–81 гг. выделены продуктивные участки, в пределах которых в литоральной зоне выявлены россыпи мамонтовой кости – участок *Стрелка* (*Реброво*) (V–6–24). Проведен подсчет запасов по категории  $C_2$  [Прокофьев и др., 1982ф].

## Промышленные характеристики россыпных месторождений мамонтовой кости

Объект, номер на карте	Параметры, км х м	Ср.сод., кг/м <sup>3</sup>	Запасы С <sub>2</sub> , т	Прогнозные ресурсы, т	
				P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>
Тинкир, III–5–5	7,3×117	0,0052	2,22		
Этерикан, IV–6–19	16,3×117	0,0056	5,34		
Береговой, IV–6–21	13,6×105	0,0072	5,14		
Ванькино, V–5–1	5,4×500	0,0062	9,30	41,00	21,60
Остров (фланг Ванькино)	15×250	0,030	2,07*		
Стрелка, V–6–24	35,5×550		3,3*		
Итого по району:			27,37	41,00	21,60

Примечание: \* – запасы «авторские»

В отличие от перечисленных месторождений проявления ПКО представляют собой разрозненные, нередко единичные находки бивней и/или их фрагментов. Подобные находки весьма широко распространены на всей территории листа и встречаются как в первичном захоронении в высокольдистых отложениях верхнего плейстоцена (т. н. «едома»), так и в переотложенном виде во всех типах голоценовых-современных отложений (I–4–1, I–5–1,2, III–5–1,2,3,4, IV–6–1,20,22,24, V–6–2, VI–6–1,2,3,4,5,6,7,8,9).

Попутная добыча ископаемой мамонтовой кости велась практически на всех площадях и участках поисковых и поисково-оценочных работ. В фактический объем добычи входила вся мамонтовая кость (бивни и их фрагменты), собранная в поисковых маршрутах, изъятая из горных выработок при поисково-оценочных работах, полученная при опытно-эксплуатационной добыче на месторождениях. Опытно-эксплуатационная добыча проводилась в большинстве случаев на месторождениях с подсчитанными запасами по категории С<sub>2</sub>, причем количество извлеченного на многих участках сырья соответствовало либо превышало подсчетное – коэффициент отработки запасов составил 100%. Таким образом, следствием опытно-эксплуатационной добычи мамонтовой кости явилось то, что основная часть объектов («Остров», «Стрелка», «Тинкир», «Этерикан», «Береговой») по данным СПО «Северкварцсамоцветы» считаются полностью отработанными и находящимися в стадии регенерации [Голубев и др., 1990ф].

---

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА**

Рассматриваемая территория располагается в пределах эпипозднекиммерийской Хатангско-Лаптевоморской платформы, в основании которой лежат структуры Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской складчатых областей. В состав молодой платформы на площади листа входят фрагменты Западно-Лаптевской рифтовой системы и Новосибирской системы грабенов и горстов. В соответствие с этим, выделяются Новосибирско-Чукотская нефтегазоносная провинция, Лаптевская самостоятельная нефтегазоносная область. Приподнятой области складчатого основания платформы с широким развитием постскладчатого гранитоидного магматизма в юго-восточной части листа соответствует Ляховско-Чокурдахская оловоносная минерагеническая зона.

### **МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ПРО- ГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ**

Полезные ископаемые района в пределах листа S-53,54, включающего большую часть архипелага Новосибирские острова и материковую часть в районе мыса Святой Нос, несмотря на весьма сложное геологическое строение, в целом немногочисленны. Основными среди них являются олово (в россыпях и коренном залегании), каменный и бурый уголь. К экзотическому виду полезных ископаемых, представляющему значительный практический интерес, относится ископаемая мамонтовая кость (бивни сибирского мамонта *Mammuthus primigenius*) – именуемая как «поделочные костные остатки».

Необходимо обратить внимание на вопросы таксономической терминологии, используемой применительно к объектам ТПИ. Ранее, в 1950–1970-х гг. «месторождениями» в ряде случаев называли объекты ТПИ, значимые с точки зрения исследователей, даже без проведения ГРП и оценки прогнозных ресурсов. Аналогичная ситуация сложилась и с понятием не прошедших апробацию «авторских запасов». Изучение полезных ископаемых на территории исследуемого района началось в конце 1940-х гг., и впоследствии ука-

занные терминологические «неточности» переходили из отчета в отчет, в публикации. Это касается в первую очередь угленосных объектов.

В данной работе ранжирование объектов ТПИ проведено по принятой в настоящее время систематике. Современное их ранжирование достаточно четко определяется ресурсной изученностью:

- объекты, на которых проведены ГРР с подсчетом запасов по категории  $C_2$  и выше, относятся к месторождениям;
- объекты, на которых по результатам ГРР проведена оценка прогнозных ресурсов категории  $P_1$  и ниже, относятся к проявлениям. Производить оценку запасов и прогнозных ресурсов могут только производственные геологические организации на основе проведения геологоразведочных работ соответствующей стадии.

Металлогеническую специализацию территории листа определяет олово. Его рудопоявления и связанные с ними россыпи сконцентрированы на о. Бол. Ляховский и прилегающей акватории, а также на материке в Святоносском районе – в зонах массового развития раннемеловых гранитоидов. Эта монометалльная специфика обусловлена преимущественно оловянной геохимической специализацией выявленных в районе гранитоидных формаций, ведущей среди которых является гранит-гранодиоритовая. Абсолютное большинство проявлений других металлов (медь, серебро, свинец, цинк, вольфрам, мышьяк) лишь сопутствуют оловянному оруденению.

В пределах изученной территории олово (минеральная форма – касситерит) установлено как в коренных проявлениях преимущественно касситерит-силикатной формации (турмалиновый подтип)<sup>8</sup>, так в многочисленных россыпях, в том числе и промышленно значимых месторождениях.

**Чокурдахско-Ляховская оловоносная минерагеническая зона** – основная оловоконтролирующая структура района – протягивается в меридиональном направлении от хр. Полоусного до южного берега о. Котельный. В современном плане зона представляет валообразное поднятие докайнозойского фундамента: это Котельническо-Ляховская гряда на акватории и продолжающий ее Чохчуро-Святоносский вал на материке.

Докайнозойским основанием рассматриваемой минерагенической зоны является система юрско – меловых прогибов, в пределах которых развиты ранне- и позднемеловые оловоносные интрузии и связанное с ними оловянное оруденение. Основным источником оловянного оруденения являются интрузии гранит-гранодиоритовой формации (тарский комплекс), сосредото-

---

<sup>8</sup> При описании оловоносных рудных объектов принята классификация оловорудных формаций С.Ф. Лугова и Б.В. Макеева (1972, 1976), являющаяся развитием классификации С.С. Смирнова (1951), Е.А. Радкевич (1956), и традиционно принятая для северо-востока Арктического региона. Применительно к данному району выделены три оловоносных рудных формации: касситерит-силикатная (турмалиновый минеральный тип), касситерит-кварцевая и касситерит-сульфидная. Проявления первой из перечисленных формаций наиболее широко развиты на территории листа и, по-видимому, являются основным типом источников оловоносных россыпей.

ченные на севере о. Бол. Ляховский и прилегающих акваториях, других районов развития этих гранитоидов на суше неизвестно.

Вторым очевидным источником оловянного оруденения являются дайки позднемеловых (?) гранит-порфиров и кварцевых порфиров, постоянно сопровождающие интрузии диорит-гранодиоритовой (святоносский комплекс) формации территориально, но, видимо, образующие самостоятельный комплекс. Повсеместно области распространения этих даек сопровождаются также россыпной оловоносностью, а при массовом развитии формируются крупные россыпи.

Размещение россыпной минерализации, помимо связи с эндогенными источниками, контролируется факторами геоморфологическими и неотектоническими, по характеру которых в пределах Чокурдахско-Ляховской минералогической зоны выделяются 4 области.

Область устойчивых поднятий с останцовым низкогорным и холмогорным рельефом (Усук-Хайа, Эмий-Таас и др.) и отдельными холмами (горы Чокурдах, Чурпунья и др.). Для этой области характерно преобладание денудации, маломощный чехол элювиально-склоновых (переходящих в подножиях в аллювиально-пролювиальные) отложений позднеплиоцен – голоценового возраста. Здесь сосредоточены все известные коренные источники олова, а также россыпные проявления касситерита преимущественно склоновой группы.

Область знакопеременных движений с тенденцией к поднятию, занимающая обширные территории на островах Бол. и Мал. Ляховский и относительно узкие площади вокруг поднятий северной части Чохчуро-Чокурдахского вала. Здесь рыхлые отложения мощностью не более 50–80 м представлены в основном плиоцен – плейстоценовыми континентальными и прибрежно-морскими осадками, залегающими на коре выветривания или на аллювиальных и лагунно-дельтовых олигоцен – миоценовых образованиях, приуроченных к крупным погребенным палеодолинам. Эта область наиболее благоприятна для россыпеобразования: в полигенетических россыпях широкого возрастного диапазона сосредоточены основные ресурсы россыпного олова.

Область знакопеременных движений с тенденцией к опусканию, охватывающая наиболее погруженные части Чокурдахско-Ляховской зоны с мощностями кайнозойского чехла 100–300 м. Рыхлые отложения палеоген – плейстоценового возраста залегают на корях выветривания и характеризуются значительной мощностью палеоген – миоценовой части разреза при небольших мощностях плиоцен – плейстоценовых отложений. Россыпная оловоносность этой области тяготеет к основаниям абразионно-тектонических уступов.

Области устойчивого прогибания соответствуют шельфовым прогибам, окаймляющим рассматриваемую зону; характеризуются мощностями кайнозой более 300 м. Они практически безрудны – отмечаются только россыпе-проявления дальнего сноса.

Оловоносность рассматриваемого региона по географическому положению и геологическим особенностям группируется в два района – Ляховский и Чокурдахско-Святоносский.

*Ляховский оловоносный россыпной район* включает Западноляховский, Североляховский россыпные узлы и Южное россыпное поле. В районе разви-

ты интрузии гранит-гранодиоритовой формации (тарский комплекс), несущие оловянное оруденение преимущественно касситерит-силикатной формации. На острове, наряду с интрузиями диорит-гранодиоритовой формации, развиты многочисленные дайки позднемеловых (?) гранит-порфиров. В морфоструктурном плане район включает области устойчивого поднятия и оба вида областей знакопеременных движений с явным доминированием преобладающих поднятий.

Россыпная оловоносность Ляховского района свойственна в различной степени почти всем генетическим и возрастным разностям рыхлых кайнозойских образований. Исключение составляют средне- верхнеплейстоценовые образования т. н. «едомного комплекса», незначительно оловоносные в базальных частях разреза, а также озерно-болотные отложения верхнего плейстоцена и голоцена.

В кайнозойской истории района выделяются две неравноценные по продуктивности эпохи россыпеобразования: палеоцен – миоценовая и миоцен – плейстоценовая.

С позиции оценки россыпной оловоносности большое значение имеют характер и интенсивность процессов корообразования. При этом одним из важнейших факторов является степень экспонированности коренных источников на момент корообразования. В кайнозое основной объем полезного компонента был высвобожден из коренных источников в палеоценовую эпоху. Тогда формировались достаточно мощные коры химического выветривания площадного и линейного типов (остаточная мощность 20–25 м для линейных зон и 5–6 м для кор площадного типа с содержаниями олова от 0,1–0,5 до 2,4 кг/м<sup>3</sup>).

В миоцен – плиоценовую эпоху формировались коры преимущественно физического типа, они в меньшей степени способствовали высвобождению рудного вещества. Этап корообразования был намного короче палеоценового. Большинство участков развития коренных источников было уже закрыто чехлом более древних рыхлых образований, и формирование оловоносных кор происходило на возвышенных и «незачехленных» участках.

Современный уровень изученности кайнозойских образований района позволяет достаточно уверенно выделить четыре этапа активного формирования россыпной оловоносности.

Палеоцен – среднеэоценовый этап является самым древним в становлении россыпной оловоносности района. В осадках этого этапа оловоносность установлена только в делювиально-пролювиальных и аллювиально-пролювиальных отложениях, локально развитых в наиболее глубоких частях впадин на северо-западном фланге района.

Позднеэоценовый – раннемиоценовый этап – один из основных в формировании практически значимой оловоносности. Россыпная оловоносность установлена во всех генетических разностях отложений данного этапа, развитых в депрессиях различного генезиса и проявленности. Распределение содержаний олова в них весьма неравномерное как по разрезу, так и по латерали, и колеблется в широких пределах от 100–200 г/м<sup>3</sup> до 5–10 кг/м<sup>3</sup> и более. Формирование россыпных концентраций происходило за

счет переработки большого объема материала оловоносных кор химического выветривания и ранее сформированных палеоцен – среднеэоценовых отложений.

Позднемиоценовый – раннеплейстоценовый этап проявлен двумя генетически различными типами оловоносных образований: корами физического выветривания, упомянутыми ранее, и прибрежно-морскими плиоцен – нижнеплейстоценовыми отложениями, широко развитыми по территории района в виде маломощного плаща. Оловоносные концентрации в последних формировались за счет переработки подстилающих продуктивных олигоцен – миоценовых отложений, развитых в палеодепрессиях, и миоцен – плиоценовых кор физического выветривания. Таким образом, оловоносность прибрежно-морских и подстилающих их образований теснейшим образом увязана, зачастую образуются единые продуктивные горизонты. Содержания олова (при мощности горизонтов 0,5–5 м) колеблются в пределах 300–1500 г/м<sup>3</sup>.

Голоценовый этап россыпеобразования связан с современными аллювиальными и прибрежно-морскими (пляж и морская терраса) отложениями. Аллювиальные россыпи, приуроченные обычно к верхним частям водотоков, формируются за счет экспонированных в веерах водосбора коренных рудопроявлений олова. Мощность оловоносного горизонта в аллювиальных отложениях не превышает 1–2 м, содержания до 1,2 кг/м<sup>3</sup>.

Оловоносность прибрежно-морских отложений обусловлена размывом и переотложением древних продуктивных горизонтов, при этом залегание образующихся россыпных тел резко дискордантно по отношению к размещению размываемых россыпей. Максимальная установленная мощность продуктивного пласта прибрежно-морских отложений 3 м, содержания колеблются в широких пределах, составляя в среднем 0,7 кг/м<sup>3</sup>; на участках максимального обогащения зафиксированы содержания до 14 кг/м<sup>3</sup>. В общем балансе оловоносность отложений голоценового этапа существенной роли не играет.

**Условия локализации оловоносных россыпных объектов Ляховского района.** Россыпи Североляховского и Западноляховского узлов, за исключением современных пляжевых концентраций, находятся в погребенном состоянии; размещение и локализация их контролируются палеорельефом докайнозойского основания.

Морфоструктурный план докайнозойского основания северной, наиболее оловоносной части Ляховского россыпного района в своих основных чертах возник на рубеже позднего мела – палеогена [*Россыпные месторождения Ляховского...*, 2001]. Существовавший к этому времени зрелый денудационный рельеф вследствие активизации тектонических движений дробится на относительно крупные блоки, и при разнонаправленных вертикальных движениях формируются основные положительные и отрицательные морфоструктуры территории. Унаследованность элементов палеорельефа современным рельефом крайне незначительна и наблюдается только на локальных возвышенных участках с маломощным рыхлым чехлом. Типы россыпелокализующих элементов определяются их морфологической выраженностью в рельефе докайнозойского основания. Возникновение и размещение их обу-

словлено разнородностью строения субстрата (зоны разломов, интенсивной гидротермальной проработки, линейные коры химического выветривания), морфоструктурной приуроченностью и гипсометрическим положением. Влияние локализующих факторов на формирование и строение россыпей наглядно отражается особенностями строения палеорельефа на трех наиболее изученных россыпных объектах, относящихся к различным морфогенетическим типам россыпей.

Россыпное месторождение Малая Кутта, главная составляющая месторождения Кутта (Североляховский узел), локализована в субмеридиональной эрозионно-тектонической депрессии коренного основания с абсолютными отметками уплощенного днища от  $-60$  м до  $-5$  м. Протяженность ее по простиранию  $7-8$  км при максимальной ширине до  $3,5$  км. Заложение депрессии относится к палеоцену, а поэтапное формирование ее продолжалось до раннего плейстоцена. Рыхлые отложения, выполняющие депрессию, представлены полигенетической толщей оловоносных образований палеоцена – нижнего плейстоцена, отражающей все этапы становления россыпной оловоносности в районе.

Россыпное месторождение Западное (Западноляховский узел) локализовано в пределах ступенчатого структурно-денудационного склона куполовидной возвышенности – положительной морфоструктуры 2-го порядка, проявленной в пределах возвышенной денудационной равнины. Абсолютные отметки вершинной поверхности  $-15 \div -20$  м, подножия склона  $-35 \div -45$  м. Рыхлые отложения, в которых сформировался продуктивный пласт, представлены полигенетической толщей образований палеоцена – нижнего плейстоцена, отражающей, как и в разрезе Куттинской депрессии, все этапы формирования россыпной оловоносности района.

Россыпь Боруога (Западноляховский узел) приурочена к краевой части возвышенной денудационной равнины, вне четко выраженных депрессий и ложбин стока, на субгоризонтальной поверхности цокольного основания с абсолютными отметками  $-10 \div -20$  м; уклоны (в западном направлении) не превышают  $1-2^\circ$ . Россыпь однопластовая плащеобразная, продуктивная толща представлена преимущественно прибрежно-морскими отложениями верхнего плиоцена – нижнего плейстоцена, характеризующими завершающий этап формирования россыпной оловоносности.

Таким образом, россыпелокализирующие элементы россыпей представлены тремя принципиально различными типами: эрозионно-тектонической депрессией, структурно-денудационным склоном и субгоризонтальной поверхностью возвышенной денудационной равнины. В неразрывной связи с выполняющими их продуктивными отложениями, они определяют многообразие морфогенетических типов россыпей Ляховского оловоносного района<sup>9</sup>.

---

<sup>9</sup> В основу систематики оловоносных россыпей района положено разделение их на генетические группы (Шанцер, 1965), формирование которых определяется этапами развития района в кайнозое. Проявления россыпной оловоносности свойственны в различной степени практически всем выделенным генетическим типам и возрастным горизонтам кайнозойских отложений. Это позволяет определить формационную

Типы разрезов оловоносных отложений, развитых в Ляховском районе, в соответствии с особенностями его морфоструктурного плана и ярусностью рельефа, представляют собой вариации единого палеоцен – раннеплейстоценового рыхлого чехла. При единой для района последовательности формирования возрастных и генетических разностей отложений, строение продуктивной толщи каждого конкретного россыпного объекта достаточно индивидуально и во многом определяется условиями локализации: вмещающей структурой и ее гипсометрическим положением. Смена фациальных разностей отражает цикличность процессов формирования отложений и их генезис, а также динамические обстановки, анализ которых приводится ниже.

Изучение строения россыпных месторождений Ляховского района позволило выделить два основных типа разрезов продуктивных отложений. Первый тип разреза, характеризующий объекты «Малая Кутга» и «Западная», представлен наиболее полным набором генетических и возрастных разностей рыхлых отложений (от палеоценовых кор выветривания до прибрежно-морских плиоцен–нижнеплейстоценовых). Второй тип разреза продуктивной толщи, развитый на проявлении Боруога, представлен образованиями начального и конечного этапов формирования россыпной оловоносности в районе (остаточные палеоцен–эоценовые коры выветривания и плиоцен–нижнеплейстоценовые прибрежно-морские отложения). Формирование такого разреза обусловлено устойчивым относительно возвышенным положением цокольного основания, являвшегося на протяжении большей части кайнозоя областью преимущественной денудации.

**Чокурдахско-Святоносский оловоносный рудно-россыпной район** включает Чокурдахский рудно-россыпной узел. В геологическом строении района важную роль играют интрузии диорит-гранодиоритовой формации, широко, особенно на г. Чокурдах, развиты рудоносные дайки гранит-порфиоров. Оловянное оруденение представлено месторождением горы Чокурдах касситерит-силикатной формации и мелкими рудопроявлениями в других частях района. В морфоструктурном отношении преобладают области устойчивого поднятия, менее развиты области знакопеременных движений.

*Чокурдахский рудно-россыпной узел* составляют два одноименных и генетически связанных оловоносных месторождения: мелкое рудное и крупное россыпное.

Чокурдахское рудное месторождение олова (мелкое) представлено коренным оруденением – штокверком касситерит-силикатной формации. Его природа подчеркивается наличием геофизических (гравитационных и магнитных) аномалий. Интрузивные породы, выходящие на поверхность в виде небольшого штока гранодиорит-порфиоров раннемелового возраста и более поздних даек, в основном кислого, реже среднего состава, отличаются повышенной оловоносностью. Они принадлежат к оловоносным раннемеловым интрузивным комплексам, характерным для территории Северной Якутии [*Россыпи зон ...*, 1997]. Штокверковая зона на юго-западном

---

принадлежность оловоносных россыпей как полигенные.

фланге месторождения послужила основой формирования Чокурдахской прибрежно-морской россыпи (крупное месторождение) подуступного типа.

Чокурдахское россыпное месторождение расположено на акватории Ванькиной губы в юго-восточной части моря Лаптевых в 260 км к югу от россыпных месторождений Ляховского оловоносного района. В металлогеническом плане месторождение приурочено к центральной части Чокурдахско-Ляховской оловоносной зоны и является первым разведанным россыпным месторождением олова на российском шельфе. Россыпь, локализованная в зоне тектонического уступа длительного (миоцен-голоцен) развития, залегает на плотике озерно-аллювиальных суглинков эоцено-олигоценного возраста до отметки –60 м и представлена оловоносными, в основном прибрежно-морскими осадками, венчающимися голоценовыми пляжевой и делювиальной россыпями [Россыпные..., 1997].

Чокурдахская россыпь – типично полигенное образование; отличительная черта состоит в преобладании в ее составе различных фаций прибрежно-морских осадков (пляжевых, периодически осушаемого подводного склона, лагунных, открытого морского бассейна), имеющих возраст от миоцена до голоцена включительно. Подчиненную роль играют образования палеогеновой коры выветривания и продукты ее склонового переотложения, подстилающие современную пляжевую россыпь.

Небольшая прибрежно-морская россыпь Чокурдах–пляж, входящая в состав месторождения, представляет собой современную пляжевую концентрацию; протяженность пласта 1700 м при ширине 30–40 м и мощности от 1,0 до 2,5 м. Содержания касситерита составляют от 100 до 500 г/м<sup>3</sup>. Прогнозные ресурсы оценены по категории Р<sub>2</sub> в количестве 200 т.

Непромышленная оловоносность отмечена в эоцен–олигоценых континентальных осадках. С удалением в сторону моря от тектонического уступа концентрации олова постепенно снижаются.

В 1975–1976 гг. на морской россыпи Чокурдахская проводилась опытная добыча касситерита РЭП «Севморолово» и Московским геологоразведочным институтом. Экспериментальная попытка отработки оловоносных россыпей была организована Минцветметом СССР. Созданный плавучий добычный комплекс РЭП «Севморолово» включал в себя серийный земснаряд, лихтер «Горняк» с установленной на нем обогатительной фабрикой, теплоход «Петродворец», предназначавшийся для проживания персонала, и ряд вспомогательных плавсредств. Объектом экспериментальной отработки являлась россыпь касситерита в прибрежной зоне моря Лаптевых с глубинами до 4 м. Горно-обогатительные работы на месторождении проводились в период 1974–1977 гг. Извлекаемость касситерита в классе –2,0 мм составила 78,7 %, в классе –2 ÷ –30 – 47,5 %. Содержание олова в концентрате 45 %.

Первый опыт организации морского горно-добычного предприятия оказался не совсем удачным, так как не были учтены в полной мере природные условия и инженерно-геологические характеристики месторождения, технические средства не полностью соответствовали задачам. Несмотря на это, проведенные работы дали и положительные результаты – доказали возмож-

ность отработки и обогащения оловоносных песков с получением оловянных концентратов на плавучей обогатительной фабрике.

**Оценка перспектив оловоносности.** Имеющиеся на сегодняшний день данные о коренных рудопроявлениях олова свидетельствуют об отсутствии среди них объектов, представляющих промышленный интерес. Наиболее перспективной на выявление оловорудных объектов является северная часть Ляховского оловорудного района, однако достоверная оценка коренной оловоносности возможна лишь после проведения комплекса поисковых работ. По совокупности геологической, геохимической и геофизической информации, а также по степени эродированности докайнозойских образований можно прогнозировать наличие трех оловорудных полей (на графических приложениях не выделены в связи с малым размером объектов).

Первое поле площадью около 10 км<sup>2</sup> расположено в нижнем течении р. Мал. Кутта и частично на акватории. Отмеченные пункты минерализации (IV-5-5, 6) локализованы в карбонат-хлорит-серицитовых метасоматитах по гранодиорит-порфирам, и представлены кварц-касситеритовым типом. Возможный вертикальный размах оруденения оценивается в 100 м.

Второе поле площадью около 6 км<sup>2</sup> находится в истоках р. Тохтубут. Выделенные пункты минерализации (IV-5-27, 45, IV-6-5, 6) связаны с метасоматитами, развитыми по гранит-гранодиоритам и относятся к кварц-касситеритовому и касситерит-сульфидному типам. Возможный вертикальный размах оруденения около 100 м.

Третье поле (наиболее перспективное) прогнозируется в истоках р. Тарская на площади около 12 км<sup>2</sup>. Отмеченные здесь пункты минерализации (IV-5-18, 19) приурочены к экзо- и эндоконтактам гранитов и представлены кварц-касситеритовым и кварц-турмалин-касситеритовым типами. Возможный вертикальный размах оруденения оценивается в несколько сот метров.

Дальнейшее расширение перспектив *россыпной оловоносности* связано, в первую очередь, с акваторией юго-западного побережья о. Мал. Ляховский, где в пляжевых отложениях выявлены высокие (до 150 г/м<sup>3</sup>) содержания касситерита. В непосредственной близости установлена мощная магнитная аномалия, совершенно идентичная магнитной аномалии района россыпи «Западная». Вероятно, требует доизучения акватория северо-восточнее м. Ванькин, где в пляжевых отложениях и по разрезу кайнозоя отмечены повышенные концентрации касситерита, тяготеющие к эрозионно-тектоническому уступу педиплена (нередко – россыпелокализирующая структура).

Возможное расширение перспективных площадей связано с Ляховско-Фаддеевской гравимагнитной аномалией, где на акватории северо-восточнее о. Бол. Ляховский, выявлена отрицательная гравимагнитная аномалия, окаймленная полосой высокомагнитных аномалий, по характеру близкая к рисунку потенциальных полей о. Бол. Ляховский.

По сумме запасов и прогнозных ресурсов Североляховский, Западноляховский и Чокурдахский оловоносные узлы составляют более половины всех запасов россыпного олова Арктической части Якутии. Но здесь необходимо отметить, что в настоящее время все оловоносные объекты района по различным причинам сняты с учета Государственного баланса.

На наиболее крупных россыпных объектах выполнены детальные геолого-разведочные работы с подсчетом запасов по категориям  $C_1$  и  $C_2$ , определены технологические характеристики песков, разработаны кондиции, составлены ТЭДы. Технологические испытания песков из месторождений «Малая Кутта» и «Западная» (по 2 т каждая), выполненные в Шерловогорской опытно-методической экспедиции ЗаБНИИ, показали, что пески среднепромывистые, основная масса касситерита представлена классом  $-2,0$  мм (81–86 %), класс  $+2,0$  мм составляет 8,7–12,3 %, класс  $+20,0$  мм – 3,5–5,0 %. Продуктивным является класс крупности  $-2,0+0,07$  мм, в котором сосредоточено 88 % олова. Средний размер зерен касситерита 0,32 мм. Содержания олова до 61 %. Извлекаемость касситерита из песков класса  $-2,0+0,07$  мм – 69–75,7 %. Получен концентрат марки КОЗ–2 (ОСТ–48–32–80) при извлечении олова 66,03–73,61 %.

Первое на шельфе месторождение россыпного олова – россыпь «Чокурдахская», разведанное в 1970-е годы ПГО «Якутскгеология», – прошло стадию опытной отработки плавучим горнодобычным комплексом «Севморолово», доказавшей техническую и технологическую возможность ее промышленного освоения. В Ляховском россыпном районе работами ПГО «Свморгеология» оценены три крупные (близкие по запасам) россыпные месторождения олова: Куттинское поле в северной части острова (объединяющее группу россыпей, наиболее крупная из которых россыпь «Мал. Кутта»), россыпи «Этерикан» и «Боруога» на шельфе прол. Этерикан. Для месторождения «Мал. Кутта» отработана гравитационная схема обогащения песков, обеспечивающая получение концентратов марки КО–2 с содержанием олова 55 % и марки КОЗ–2 с содержанием 27 %. Технологические свойства оловяносных песков россыпей «Западная» и «Боруога» по главным показателям – содержаниям, промывистости и извлекаемости полезного компонента – близки к месторождению «Мал. Кутта».

Для всех упомянутых месторождений россыпного олова выполнена геолого-экономическая оценка, согласно которой месторождение «Кутта» относится к рентабельным при эксплуатации традиционными способами [Давыдов, 1993 *ф*]. Для шельфовых россыпей «Западная», «Боруога», «Чокурдахское» определена наиболее рациональная система разработки морским дражным комплексом типа «Бим» [Россыпные м-ния Ляховского..., 2001].

На площади листа, за исключением месторождений и проявлении олова, известны только незначительные рудопроявления и пункты минерализации других металлических ископаемых. Все они в различной степени связаны с выходами на дневную поверхность или неглубоким залеганием интрузивных пород, приконтактовыми изменениями вокруг последних, зонами дробления, минерализации, трещиноватости, приразломными областями. В соответствии с этим, металлическое оруденение группируется в нескольких районах: в северной и юго-западной частях о. Бол. Ляховский, на п-овах Кигилях, Святой Нос, Харстанском поднятии.

Из всего многообразия рудопроявлений внимания заслуживают золотые и золото-сурьмяные, встреченные на п-ове Святой Нос, в меньшей мере Харстанском поднятии. Золото-сурьмяное оруденение рассматривают как обра-

зовавшееся в результате совмещения раннего золотого (золото-кварцевой формации) с более поздним сурьмяным, что в значительной мере увеличивает содержание металлов и масштабы проявлений. На юге, за пределами листа (Среднеянская минерагеническая зона) выделен золото-сурьмяный пояс, приуроченный к зонам смятия и расланцевания вдоль разломов, разграничивающих крупные структуры. Ртутно-сурьмяное оруденение совмещено с золотым с образованием месторождений золото-сурьмяной формации [Государственная..., Лист R-53-55, 1992].

**Оценка перспектив угленосности.** Угленосность района в основном связана с островами Анжу (о. Котельный, о. Фаддеевский), где каменные и бурые угли приурочены к мел-неогеновым отложениям. Все участки проявления каменных и бурых углей территории листа S-53,54 входят в состав Анжуйской угленосной площади, выделенной в пределах архипелага.

**Каменный уголь** в промышленно значимых масштабах установлен в трех крупных проявлениях (потенциальных месторождениях) на о. Котельный в среднем течении р. Балыктах. Объекты приурочены к раннемеловой балыктахской свите (угленосная терригенно-вулканогенная формация, табл. 17).

Перспективы увеличения ресурсов каменного угля могут быть связаны только с образованиями балыктахской свиты на островах Анжу. Помимо среднего течения р. Балыктах выходы пород балыктахской свиты зафиксированы на Земле Бунге (возвышенность Евсекю-Булгуннях и ее южный фланг), в центре о. Фаддеевский (Алын-Юряхский вал).

Таблица 17

**Характеристика крупных проявлений каменного угля**

Наименование объекта	Балыктахское	Тугуттахское	Туорюряхское
Местоположение	о. Котельный	о. Котельный	о. Котельный
Возраст угленосной породы	нижний мел (апт-альб)	нижний мел (апт-альб)	нижний мел (апт-альб)
Вмещающая структура, строение	синклиналь	синклиналь	моноклиналь, ограниченная разломом
Тип проявления, глубина залегания угленосной толщи	открытое, до 250 м	открытое, до 250 м	открытое, до 150 м
Оконтуренная площадь проявления	14 кв. км	72 кв. км	6,2 кв. км
Кол-во пластов	9	3 (+6 просл.)	4 (+3 просл.)
Мощность пластов, м от-до/сумма	$\frac{1-25}{44-50}$	$\frac{4-9 (0,2-0,5)}{20-40}$	$\frac{1-13 (0,3-0,8)}{13}$
Коэффициент угленосности	17-22%	8-6%	8%
Марка угля	каменный, длиннопламенный подстадии D <sub>1</sub>	каменный, длиннопламенный подстадии D <sub>1</sub>	каменный, длиннопламенный подстадии D <sub>1</sub>
Значимость прогнозируемого месторождения, прогнозные ресурсы в млрд. тонн	крупное 0,6	крупное 2,2	среднее 0,075

Отложения балыктахской свиты также вскрыты скважинами на юго-востоке Земли Бунге. Однако лишь в единственном случае на возвышенности Евсею-Булгуннях они установлены не по липаритам верхов ее разреза, а по подстилающим их глинам с крошкой каменного угля. В остальных случаях зафиксированы только липариты. Вряд ли можно уверенно утверждать, что они, будучи вулканической породой, являются непрременной частью балыктахской свиты и, следовательно, могут рассматриваться как возможный показатель угленосности. Таким образом, уверенности в сколь-нибудь широком развитии этих отложений нет, что ограничивает вероятность значительного расширения ресурсов каменного угля на архипелаге.

**Бурый уголь** на островах архипелага известен в многочисленных проявлениях как на дневной поверхности, так и вскрытых скважинами. Эти проявления приурочены к осадкам бунгинской, деревянногорской (позднемеловая континентальная формация), анжуйской и нерпичинской (палеоцен-миоценовая полигенная формация) свит. Отложения эти широко развиты на островах Анжу. На о. Котельный это Нижнебалыктахская впадина, где вскрыты буроугольные пласты в отложениях анжуйской свиты на глубинах от 44 до 93 м. Впадина открыта в сторону пролива Санникова. На Земле Бунге бурые угли отмечены только на ее крайнем юго-востоке, но они структурно тяготеют к о. Фаддеевский. На о. Фаддеевский буроугольные проявления связаны с бунгинской и анжуйской свитами. Они располагаются к северо-востоку и востоку от Фаддеевско-Ляховского разлома, занимая северную и восточную части острова. В целом площадь развития угленосности представляет собой синклиналиную структуру северо-западного простирания, осложненную антиклинальным выступом балыктахской свиты (Алын-Юряхский вал), однако на большей своей части она перекрыта плиоцен-четвертичными осадками. Угольные пласты выходят на поверхность на северо-восточном берегу острова и встречены на глубинах от 60 до 116 м в его внутренних частях. Очевидно, буроугольные пласты продолжают на акватории, судя по отдельным скважинам. Таким образом, невзирая на явную недостаточность сведений о насыщенности разреза угольными пластами, их фациальной выдержанности, потенциальные ресурсы бурых углей могут быть значительны. На Ляховских островах буроугольные проявления связаны с олигоцен-миоценовыми осадками нерпичинской свиты (верхняя часть полигенной формации). Угольные пласты встречены в скважинах на глубинах 47–80 м на перешейке п-ова Кигилях, где они приурочены к продолжению Бельковско-Святоносского прогиба; в основном блоке о-вов Мал. и Бол. Ляховский угленосные отложения отсутствуют. На востоке о. Бол. Ляховский бурые угли в отложениях нерпичинской свиты вскрыты в устье р. Бол. Этерикан и на акватории восточнее мыса Шалаурова (в интервале глубин 100–112 м), т. е. восточнее зоны Фаддеевско-Ляховского разлома. По современным представлениям все известные проявления бурых углей в районе не имеют практического значения.

Таким образом, промышленные перспективы угленосности территории листа S-53,54 ограничены распространением апт-альбских отложений на островах Анжу. В центральной части о. Котельный расположены три потен-

циальных месторождения каменных углей. Суммарные прогнозные ресурсы этих объектов открытого типа оцениваются в 2,875 млрд. т, что представляет несомненный минерагенический, а в обозримом будущем, возможно, и практический интерес.

Здесь необходимо отметить, что на смежной территории (на о. Новая Сибирь) расположен крупный буроугольный объект открытого типа (также потенциальное месторождение – Деревяннгорское), с прогнозными ресурсами 1,8 млрд. т [*Государственная..., Лист S–53–55, 1999*].

В перспективе каменные и бурые угли региона могут быть использованы в случае эксплуатации россыпных месторождений олова в Ляховском районе. В то же время географо-экономическое положение угольных объектов (высокие арктические широты, удаленность от центров использования углей) резко осложняет возможность их применения. Для оценки запасов также потребуются проведение полноценных геологоразведочных работ.

Оценка минерально-сырьевого потенциала площади листов S–53,54 и прогнозных ресурсов полезных ископаемых приведена в табл. 18, 19.

**Поделочные костные остатки (ПКО).** При подготовке и издании в 1999 году листа S–53–55 – Новосибирские острова в разделе «Неметаллические полезные ископаемые» были выделены «поделочные костные остатки» – проявления мамонтовой кости (бивни и их обломки, зубы, позвонки мамонтов, костная «щепка»). В пределах листа были учтены балансовые и выработанные к тому времени месторождения, а также проявления данного вида полезного ископаемого [*Государственная..., Лист S–53–55, 1999*]. Но в 1990–2000-е годы правовая ситуация с этим видом сырья принципиально изменилась, что совпало с исключением ископаемой мамонтовой кости (ИМК) из «Общероссийского классификатора полезных ископаемых и подземных вод».

Ископаемая мамонтовая кость (бивни сибирского мамонта *Mammuthus primigenius*), по своим технологическим и декоративным характеристикам является полным (ископаемым) аналогом современной слоновой кости и относится к биогенным (органогенным) материалам из группы камнесамоцветного сырья, куда входят также янтарь и др. ископаемые смолы, гагат, жемчуг и перламутр, кораллы. Россия в лице Республики Саха (Якутия) является мировым монополистом по ресурсам и добыче этого дорогостоящего высоколиквидного сырья. Новосибирские острова являются центром т. н. «мамонтового материка», где уже на протяжении более двух столетий добываются основные объемы ископаемой мамонтовой кости.

В 1979–1991 годах в Северной Якутии СПО «Северкварцсамоцветы» были проведены первые и пока единственные в отечественной и мировой практике геологоразведочные работы на ископаемую мамонтовую кость [*Голубев и др., 1980ф, 1984ф, 1990ф*].

Указанные производственные работы проводились в рамках «Программы геологоразведочных и добычных работ на мамонтовую кость на Севере Якуткой АССР в

## Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь S, км <sup>2</sup>	Запасы категории (А, В и С)				А+В+С	Прогнозные ресурсы Р			Минерагенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы/S)
				А	В	С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>		Р <sub>1</sub>	Р <sub>2</sub>	Р <sub>3</sub>			
<b>Новосибирско-Чукотская минерагеническая провинция</b>														
1	0.0.0.1. Анжуйская площадь	Каменный уголь, млн.т	500	Прогнозные («авторские») запасы 2875								-	2875	<b>5,75</b> млн.т/км <sup>2</sup>
<b>Омолono-Колымская минерагеническая провинция</b>														
3.1. Ляховский оловоносный россыпной район														
2	3.1.2. Западноляховский оловоносный россыпной узел	Олово, тыс.т	1075					45,101	39,835				84,936	<b>79,01</b>
	<i>Западное</i>						45,101							
	<i>Боруога</i>							39,835						
3	3.1.1. Североляховский оловоносный россыпной узел	Олово, тыс.т	1210				65,918	65,918	14,85	9,773		-	90,541	<b>74,83</b> т/км <sup>2</sup>
	Куттинское м-ние	<i>Малая Кутта</i>					44,94							
		<i>Левая Кутта</i>					5,871							
		<i>Правая Кутта</i>					1,707							
		<i>Тохтубут</i>					11,234							
	<i>Кутта-пляж</i>								0,65					
	<i>Тарская</i>						2,186							

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь S, км <sup>2</sup>	Запасы категории (А, В и С)				А+В+С	Прогнозные ресурсы Р			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы/S)
				А	В	С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>		Р <sub>1</sub>	Р <sub>2</sub>	Р <sub>3</sub>			
	<i>Этерикан</i>								14,2					
	<i>Хоту-Юрях-Блудная</i>									6,418				
	<i>Коврижка</i>									0,778				
	<i>Гавриша</i>									2,577				
4	3.1.0.1. Южное оловоносное россыпное поле	Олово, тыс.т	540								7,5		7,5	<b>13,89</b>
	<i>Предмайское</i>										7,5			
	3.2. Чокурдахско-Святоносский оловоносный рудно-россыпной район													
5	3.2.1.Чокурдахский оловоносный рудно-россыпной узел	Олово, тыс.т	360			18,266	0,121	18,387		0,2		-	18,587	<b>51,63</b>
	<b>Чокурдах</b>	<b>Коренное</b>				<b>0,066</b>	<b>0,121</b>							
	<i>Чокурдахское</i>	<i>россыпное</i>				18,2				0,2				

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Прогнозируемые объекты, количество	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Месторождения углеводородного сырья	Нефть и конденсат	3 ПНГР (Омолойский, Бельковско-Святоносский, Анисинско-Фадеевский) 1 СПНГР (Балыктахский)	Д <sub>2</sub>	<b>1149,75</b> млн т н. э.
	Газ			
Месторождения нерудных полезных ископаемых, углей, горючих сланцев	Каменный уголь	3 месторождения (Балыктахское, Тугуттахское, Туорюряхское)	Р <sub>3</sub>	2875 млн т
Россыпные месторождения рудных полезных ископаемых	Олово	Россыпные проявления (8): Кутга-пляж, Этерикан, Боруога	Р <sub>1</sub>	57,185 тыс. т
		Хоту-Юрях-Блудная, Коврижка, Гавриша, Чокурдах-пляж	Р <sub>2</sub>	9,973 тыс. т
		Предмайское	Р <sub>3</sub>	7,5 тыс. т

ХII пятилетке (1986–1990 гг.)» – согласно Распоряжениям Совета Министров Якутской АССР. Оцененные запасы и прогнозные ресурсы ИМК были приняты на баланс ЦКЗ (секция пьезооптического и камнесамоцветного сырья) Министерства геологии СССР – в качестве полезного ископаемого.

Тем не менее, при утверждении Госстандартом России «Общероссийского классификатора полезных ископаемых и подземных вод» (от 25 декабря 2002 года) мамонтовая кость по непонятным причинам не была учтена. Иными словами, в настоящее время официальный статус данного вида сырья на федеральном уровне не определен и нормативно-правовые основы освоения его месторождений отсутствуют.

В 2009 г. была осуществлена попытка определения правового статуса ИМК, как полезного ископаемого. По предложению Правительства Республики Саха (Якутия) ФГУП ВИЭМС подготовило обоснование по включению мамонтовых бивней в «Общероссийский классификатор полезных ископаемых и подземных вод» (письмо ФГУП ВИЭМС от 23.03.2009. № 01/76) в группу 14.50.21.30.19 «Биолиты»: 14.50.21.30.19.4 «Кость мамонтовая», совместно с гагатом, жемчугом, янтарем, дендролитами, и в 2010 году передало на утверждение в «Росрегулирование».

Имевшиеся официальные данные по запасам и прогнозным ресурсам ИМК Северной Якутии, принятым на баланс ЦКЗ по состоянию на 1991 г. – менее 200 тонн (к настоящему времени давно выработанные), отражают лишь весьма незначительную часть ресурсного потенциала территории Новосибирских

островов, оцениваемого в настоящее время в десятки тысяч тонн [Смирнов, 2003; Боескоров и др., 2008]. Только за прошедшие два десятилетия при массовой старательской добыче уже извлечено (собрано) порядка 400–500 тонн бивней. Палеонтологические же образцы (фаунистические остатки), не являющиеся полезным ископаемым, в ресурсном отношении не оцениваются.

В связи со сложившейся ситуацией на настоящей карте полезных ископаемых учтены проявления мамонтовой кости, фиксирующие находки прошлых лет. В ряде случаев они соответствуют выработанным месторождениям, находящимся в стадии регенерации.

## НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Охватываемая границами листа акватория моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря является частью морского бассейна с неустановленной нефтегазоносностью.

По геологическому строению предположительно выделяемого Восточно-Сибирского нефтегазоносного бассейна данных очень мало. Можно только предполагать, что здесь продолжается карбонатно-терригенная толща палеозоя и мезозоя общей мощностью 8–10 км, обнажающаяся на Новосибирских островах.

В соответствии с нефтегазогеологическим районированием Российской Федерации [Лоджевская и др., 2010ф], северо-западная, центральная и восточная части акватории в пределах листов входят в состав Новосибирско-Чукотской перспективной нефтегазоносной провинции (ПНГП) и Новосибирской перспективной нефтегазоносной области (ПНГО). Только юго-западная часть принадлежит самостоятельной Лаптевской ПНГО. В пределах Новосибирской ПНГО впервые на основе структурно-тектонического районирования выделены два перспективных нефтегазоносных района (ПНГР): Бельковско-Святоносский на востоке и Анисинско-Фаддеевский на западе. Кроме того, в юго-восточной части карты на материке и в проливе Дм. Лаптева выделен самостоятельный Бастахский ПНГР, отличающийся повышенной мощностью осадочного чехла. В Лаптевской ПНГО в пределы листа попадает только Омолойский ПНГР (см. «Схему прогноза нефтегазоносности»).

Выделение перспективных нефтегазоносных комплексов проведено на основе сейсмических исследований. Считается [Ким и др., 2007], что рифей-силурийские отложения этого комплекса входят в состав каледонского фундамента. Промежуточный структурный этаж представлен среднекаменноугольно-нижнемеловым ССК. Плитная же часть чехла представлена нижнемеловым-кайнозойским ССК. Последними исследованиями в пределах листов S–53,54 в разрезе плитной части чехла выделены несколько сейсмокомплексов, из которых только два представляют интерес в связи с их предполагаемой нефтегазоносностью: А–L2 ниже-верхнемелового возраста и L2–L4 палеоцен-миоценового возраста.

**Нижне-верхнемеловой** перспективный нефтегазоносный комплекс (ПНГК) предположительно представлен терригенными отложениями апт-

альба – палеоцена. Отложения комплекса в основном компенсируют впадины и прогибы. Мощность комплекса изменяется от 0 м до 1500–1600 м. Наблюдается выклинивание отложений в бортовых частях крупных поднятий, что дает возможность прогнозировать в этих отложениях формирование ловушек неструктурного типа. Нижняя часть комплекса в объеме сеймоподкомплекса А–L1 может быть сложена грубообломочными терригенными угленосными породами. Верхняя, в объеме сеймоподкомплекса L1–L2, может быть представлена более тонким обломочным материалом: песчаниками, алевролитами, в меньшей степени глинами. О характере и условиях формирования коллекторов и флюидоупоров при сегодняшней степени изученности разреза судить трудно, но, скорее всего, в составе комплекса выделяются и те и другие. Перспективы комплекса могут быть связаны как со структурными ловушками УВ (хотя количество их невелико), так и с неструктурными, литологическими.

**Палеоцен–миоценовый ПНГК** предположительно представлен терригенным комплексом. Мощность комплекса изменяется от 20–600 м и также может содержать ловушки УВ неструктурного типа за счет выклинивания пластов-коллекторов. В нижней его части, судя по результатам сейсмических исследований (акустически прозрачная толща), развиты преимущественно глинистые породы. Глинистая толща соответствует сеймоподкомплексу L2–L3 и может рассматриваться как возможная региональная покрывка для терригенных коллекторов ниже-верхнемелового ПНГК. Получили ли развитие коллекторские толщи в составе комплекса, судить трудно, но в любом случае мощности вышележащей толщи недостаточно, чтобы гарантировано иметь в ее составе флюидоупоры с высокими изолирующими свойствами. Отсюда перспективы комплекса прежде всего будут связаны с неструктурными ловушками УВ, в том случае, если покрывки будут сформированы в составе того же сейсмокомплекса L2–L4.

**Нефтегазоматеринские толщи.** О распространении нефтематеринских толщ на шельфе морей – Лаптевых и Восточно-Сибирского, тем более их особенностях, судить сложно даже предположительно, поскольку отсутствует конкретная геологическая информация. По аналогии с Новосибирскими островами (о. Котельный) на западе шельфа и о. Врангеля на востоке, нефтегазоматеринские толщи могут быть приурочены к терригенно-карбонатным отложениям карбона, где содержание  $C_{орг}$  составляет около 1,0–3,9 % [Грамберг и др., 1976]. Фациально-литологический состав осадков позволяет предполагать развитие преимущественно сапропелевого типа ОВ. В разрезах карбона на островах отмечены многочисленные битумопроявления. Потенциал отложений перми связан с ОВ гумусового состава ( $C_{орг} = 1,3–3,7\%$ ), что, с учетом крайне низкой битуминозности, позволяет отнести их к газоматеринским.

Геолого-геохимические показатели триасовых отложений свидетельствуют о том, что они могут являться основной нефтегазоматеринской толщей на шельфе Восточно-Сибирского моря. Это подтверждается высокими содержаниями  $C_{орг}$  (до 10 %), морским генезисом и большой мощностью (до 1,5 км) осадков, смешанным составом ОВ и наличием большого количества макро- и микро битумопроявлений на о. Котельный.

Отсутствие геохимических показателей в юрских отложениях крайне затрудняет оценку их свойств, но судя по данным Чукотско-Аляскинского региона, где потенциал юры оценивается достаточно высоко, можно предполагать участие этих отложений в УВ-потенциале шельфа Восточно-Сибирского моря.

Повсеместно развитые меловые отложения, видимо, обладают высоким газовым потенциалом, о чем могут свидетельствовать угленосный тип меловой толщи и высокое содержание  $C_{орг}$  (до 20 %) гумусового ОВ.

Таким образом, при существующей сегодня степени изученности Восточно-Сибирского шельфа наиболее близко понятию нефтематеринских отложений по комплексу признаков соответствуют образования триаса, а газоматеринских – мела [Ким и др., 2007].

## **ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ**

Перспективы нефтегазоносности шельфовой части листа S–53,54 оценены весьма приблизительно. Ресурсная оценка проведена для палеоцен–миоценового комплекса, ниже-верхнемелового комплекса и промежуточного структурного комплекса (складчатого) на основе структурной карты по ОГ «А». Для подсчета прогнозных ресурсов УВ был использован метод сравнительных геологических аналогий [Методическое..., 2000], который включает два способа подсчета: удельной плотности на единицу площади и удельной плотности на единицу объема. В подсчете использован способ оценки ресурсов по удельной плотности на единицу площади.

Следуя методическим указаниям [Методическое..., 2000], эталонным участком следовало бы выбрать район месторождения Аляски – Прадхо-Бей. Но, к сожалению, палеогеновые и неогеновые отложения месторождения не содержат залежей УВ [Справочник..., 1988]. Основные запасы там сосредоточены в мезозойских (мел–юра–триас) и палеозойских комплексах пород. Поэтому, основываясь на идентичности седиментации пассивных окраин, для подсчета ресурсов УВ исследуемой площади был выбран эталонный участок в районе Азово-Кубанской впадины, включающий 3 месторождения и две локальные непоискованные структуры. Эталонный участок расположен частично в сухопутной части, а частично в пределах Азовского моря. Эталон включает газовое месторождение Октябрьское с залежами газа в неогеновых отложениях и запасами по категории  $C_2$  – 18,6 млн  $m^3$  и перспективными ресурсами 3,2 млн  $m^3$ ; газовое месторождение Западно-Бейсугское с залежами газа в палеогеновых отложениях, запасами по категории  $C_2$  – 18,93 млн  $m^3$  и перспективными ресурсами 3,6 млн  $m^3$ ; газонефтяное месторождение Абино-Украинское с залежами нефти с газовой шапкой в отложениях эоцена, запасами по категории  $C_2$  – 0,38 млн т и перспективными ресурсами – 5,74 млн т. По месторождениям отсутствуют данные о плотности прогнозных ресурсов, поэтому проведен расчет плотности запасов по категории  $C_2$  и выявлен пересчетный коэффициент на основе данных по тем площадям, где есть данные и о запасах по категории  $C_2$ , о перспективных ресурсах по категории  $C_3$  и о

прогнозных ресурсах. Его значения колеблются в пределах 0,32–0,37. Принято – 0,34. Коэффициент аналогии принят равным 0,8 из-за разницы в тектонических особенностях регионов. Таким образом, учитывая площадь эталонного участка, запасы, прогнозные и перспективные ресурсы, определена плотность прогнозных ресурсов эталонного участка – 4,32 тыс. т у. т./км<sup>2</sup>. Фазовое состояние УВ принято идентичным эталону.

Для подсчета прогнозных ресурсов по отдельным ПНГК на основе структурных карт составлены подсчетные планы с выделением расчетных участков (РУ) согласно особенностям изменения структурной поверхности. Плотность прогнозных ресурсов для каждого конкретного участка определялась, исходя из эталонной плотности, с использованием коэффициентов аналогии, учитывающих структурное положение расчетного участка, количества выделенных локальных объектов в его пределах, особенности миграции и возможность аккумуляции УВ в выявленных ловушках. Подсчитаны прогнозные ресурсы как по отдельным ПНГК, так и по всему осадочному чехлу (табл. 20–23). Кроме того, подсчитаны прогнозные локализованные ресурсы в выделенных структурных ловушках УВ (табл. 24 – 27). В результате подсчета, прогнозные геологические ресурсы исследуемой площади составили 1149,75 млн т в нефтяном эквиваленте. Извлекаемые прогнозные ресурсы составили 838,94 млн т в нефтяном эквиваленте. Локализованные прогнозные ресурсы составили 28,76 млн т н. э., извлекаемые – 20,34 млн т н. э.

По результатам подсчета наиболее высокими перспективами обладают отложения мезозоя–палеозоя. Перспективы мела–палеогена–неогена значительно ниже (табл. 23).

## Прогнозные ресурсы палеозой–мезозойских отложений

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категории Д <sub>2</sub> , млн т.у. т.									
		Всего		нефти, млн т.у. т.		свободного газа, млрд. куб.м		растворенного газа, млрд.куб.м		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
РУ 1–1	Д <sub>2</sub>	22,47	14,60	22,36	14,53	0,00	0,00	0,11	0,07	0,00	0,00
РУ 1–2	Д <sub>2</sub>	2,69	1,75	2,67	1,74	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
РУ 1–3	Д <sub>2</sub>	15,72	10,22	15,64	10,16	0,00	0,00	0,08	0,05	0,00	0,00
РУ 1–4	Д <sub>2</sub>	20,60	13,39	20,49	13,32	0,00	0,00	0,10	0,07	0,00	0,00
РУ 2–1	Д <sub>2</sub>	45,37	29,49	45,14	29,34	0,00	0,00	0,23	0,15	0,00	0,00
РУ 2–2	Д <sub>2</sub>	23,35	15,18	23,23	15,10	0,00	0,00	0,12	0,08	0,00	0,00
РУ 3	Д <sub>2</sub>	403,17	262,06	401,16	260,76	0,00	0,00	2,01	1,30	0,00	0,00
РУ 4	Д <sub>2</sub>	12,90	8,39	12,84	8,35	0,00	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00
РУ 5	Д <sub>2</sub>	73,52	47,78	73,15	47,55	0,00	0,00	0,37	0,24	0,00	0,00
Всего по комплексу		619,77	402,85	616,69	400,85	0,00	0,00	3,08	2,00	0,00	0,00

Таблица 21

## Прогнозные ресурсы ниже–верхнемелового ПНГК

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категории Д <sub>2</sub> , млн т. у. т.									
		Всего		нефти, млн т. у. т.		свободного газа, млрд. куб.м		растворенного газа, млрд.куб.м		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
РУ 1–1	Д <sub>2</sub>	22,47	18,49	11,10	7,21	11,10	11,10	0,06	0,04	0,22	0,14
РУ 1–2	Д <sub>2</sub>	1,48	1,22	0,73	0,48	0,73	0,73	0,00	0,00	0,01	0,01
РУ 1–3	Д <sub>2</sub>	4,09	3,36	2,02	1,31	2,02	2,02	0,01	0,01	0,04	0,03
РУ 2–1	Д <sub>2</sub>	84,69	69,69	41,82	27,18	41,82	41,82	0,21	0,14	0,84	0,54
РУ 3–1	Д <sub>2</sub>	50,20	41,31	24,79	16,11	24,79	24,79	0,12	0,08	0,50	0,32
РУ 3–2	Д <sub>2</sub>	156,16	128,50	77,12	50,13	77,12	77,12	0,39	0,25	1,54	1,00
РУ 4	Д <sub>2</sub>	7,56	6,22	3,73	2,43	3,73	3,73	0,02	0,01	0,07	0,05
РУ 5	Д <sub>2</sub>	58,59	48,21	28,93	18,81	28,93	28,93	0,14	0,09	0,58	0,38
Всего по комплексу		385,23	316,98	190,24	123,65	190,24	190,24	0,95	0,62	3,80	2,47

Таблица 22

## Прогнозные ресурсы палеоцен–миоценового ПНГК

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категории Д <sub>2</sub> , млн т. у. т.									
		Всего		нефти, млн т. у. т.		свободного газа, млрд. куб.м		растворенного газа, млрд.куб.м		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
РУ 3	Д <sub>2</sub>	90,90	74,80	44,89	29,18	44,89	44,89	0,22	0,15	0,90	0,58
РУ 4	Д <sub>2</sub>	4,99	4,10	2,46	1,60	2,46	2,46	0,01	0,01	0,05	0,03
РУ 5	Д <sub>2</sub>	48,86	40,20	24,13	15,68	24,13	24,13	0,12	0,08	0,48	0,31
Всего по комплексу		144,75	119,11	71,48	46,46	71,48	71,48	0,36	0,23	1,43	0,93

Таблица 23

## Прогнозные ресурсы УВ

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категории Д <sub>2</sub> , млн т. у. т.									
		Всего		нефти, млн т. у. т.		свободного газа, млрд. куб.м		конденсата		растворенного газа, млрд.куб.м	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
А	Д <sub>2</sub>	619,77	402,85	616,69	400,85	0,00	0,00	3,08	2,00	0,00	0,00
L2	Д <sub>2</sub>	385,23	316,98	190,24	123,65	190,24	190,24	0,95	0,62	3,80	2,47
L4	Д <sub>2</sub>	144,75	119,11	71,48	46,46	71,48	71,48	0,36	0,23	1,43	0,93
Всего		1149,75	838,94	878,40	570,96	261,72	261,72	4,39	2,85	5,23	3,40

Таблица 24

## Локализованные прогнозные ресурсы палеозой–мезозойских отложений

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категории Д <sub>2</sub> , млн т. у. т.									
		Всего		нефти, млн т. у. т.		свободного газа, млрд. куб.м		растворенного газа, млрд.куб.м		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
б/н 1	Д <sub>2</sub>	0,55	0,36	0,55	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
б/н 2	Д <sub>2</sub>	4,39	2,85	4,36	2,84	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
б/н 3	Д <sub>2</sub>	1,89	1,23	1,88	1,22	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
б/н 4	Д <sub>2</sub>	3,87	2,52	3,85	2,50	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
б/н 5	Д <sub>2</sub>	0,26	0,17	0,26	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
б/н 6	Д <sub>2</sub>	2,49	1,62	2,48	1,61	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
б/н 7	Д <sub>2</sub>	1,38	0,89	1,37	0,89	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
б/н 8	Д <sub>2</sub>	0,35	0,22	0,34	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
б/н 9	Д <sub>2</sub>	2,92	1,90	2,91	1,89	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
б/н 10	Д <sub>2</sub>	0,69	0,45	0,68	0,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
б/н 11	Д <sub>2</sub>	0,47	0,31	0,47	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Всего по комплексу		19,26	12,52	19,16	12,45	0,00	0,00	0,10	0,06	0,00	0,00

Таблица 25

## Локализованные прогнозные ресурсы ниже–верхнемелового ПНГК

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категории Д <sub>2</sub> , млн т.у. т.									
		Всего		нефти, млн т.у. т.		свободного газа, млрд. куб.м		растворенного газа, млрд.куб.м		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
б/н 9	Д <sub>2</sub>	2,64	2,17	1,30	0,85	1,30	1,30	0,01	0,00	0,03	0,02
б/н 12	Д <sub>2</sub>	1,62	1,33	0,80	0,52	0,80	0,80	0,00	0,00	0,02	0,01
б/н 13	Д <sub>2</sub>	1,94	1,59	0,96	0,62	0,96	0,96	0,00	0,00	0,02	0,01
б/н 14	Д <sub>2</sub>	0,39	0,32	0,19	0,12	0,19	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00
Всего по комплексу		6,58	5,41	3,25	2,11	3,25	3,25	0,02	0,01	0,06	0,04

Таблица 26

## Локализованные прогнозные ресурсы палеоцен–миоценового ПНГК

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категории Д <sub>2</sub> , млн т.у. т.									
		Всего		нефти, млн т.у. т.		свободного газа, млрд. куб.м		растворенного газа, млрд.куб.м		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
б/н 9	Д <sub>2</sub>	0,97	0,80	0,48	0,31	0,48	0,48	0,00	0,00	0,01	0,01
б/н 15	Д <sub>2</sub>	0,54	0,44	0,27	0,17	0,27	0,27	0,00	0,00	0,01	0,00
б/н 16	Д <sub>2</sub>	0,60	0,50	0,30	0,19	0,30	0,30	0,00	0,00	0,01	0,00
б/н 10	Д <sub>2</sub>	0,56	0,46	0,28	0,18	0,28	0,28	0,00	0,00	0,01	0,00
б/н 17	Д <sub>2</sub>	0,26	0,21	0,13	0,08	0,13	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00
Всего по комплексу		2,93	2,41	1,44	0,94	1,44	1,44	0,01	0,00	0,03	0,02

## Локализованные прогнозные ресурсы УВ

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категории Д <sub>2</sub> , млн т. у. т.									
		Всего		нефти, млн т. у. т.		свободного газа, млрд. куб.м		конденсата		растворенного газа, млрд. куб.м	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
А	Д <sub>2</sub>	19,26	12,52	19,16	12,45	0,00	0,00	0,10	0,06	0,00	0,00
L2	Д <sub>2</sub>	6,58	5,41	3,25	2,11	3,25	3,25	0,02	0,01	0,06	0,04
L4	Д <sub>2</sub>	2,93	2,41	1,44	0,94	1,44	1,44	0,01	0,00	0,03	0,02
Всего		28,76	20,34	23,85	15,51	4,69	4,69	0,12	0,08	0,09	0,06

---

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологические исследования в рассматриваемом районе проведены в очень малом объеме и позволяют лишь схематично охарактеризовать гидрогеологические условия, солевой и газовый состав подземных вод. Гидрогеологическое районирование выполнено с учетом структурно-геологических особенностей региона на основе опубликованных материалов [*Гидрогеология СССР, 1970, Неизвестнов и др., 1976, Неизвестнов, Валицкий, 1976ф, Соловьев, Гинсбург и др., 1978ф*]. В границах листа выделяются Котельническо-Ляховская гидрогеологическая складчатая область, артезианский бассейн моря Лаптевых, артезианский бассейн Восточно-Сибирского моря и краевая часть Яно-Индибирского криогенного артезианского бассейна. (см. «Гидрогеологическую схему»). Гидрогеологический режим Котельническо-Ляховской гидрогеологической области и Яно-Индибирского криогенного артезианского бассейна обусловлен их положением в зоне развития многолетней мерзлоты.

Мощность мерзлой зоны на о. Котельный и севере Земли Бунге по данным электроразведочных работ достигает 450–500 м. На о. Бол. Ляховский и участке материка она оценивается, исходя из значений геотермического градиента, в 500–650 м. Мощность мерзлой зоны к прибрежным частям по материалам бурения уменьшается до 60–120 м.

Под дном моря сплошная мерзлая зона распространена только вдоль берегов полосой от десятков метров до первых десятков километров. На глубинах моря свыше 3 м по данным бурения мощность мерзлоты равна 2,8–35 м.

Мерзлая зона составляет часть пояса отрицательных среднегодовых температур литосферы. На континенте общая мощность пояса отрицательных температур немного превышает мощность многолетнемерзлых пород. На островах мощность зоны отрицательнотемпературных подмерзлотных вод в ряде случаев превышает мощность мерзлой зоны. Об этом можно судить по температуре подмерзлотных рассолов, достигающей 8–11,4 °С. Под дном морей мерзлые породы занимают незначительную часть пояса отрицательных температур, распространение которого прослежено до глубины 55–57 м от дна. Температура подводной криогенной толщи 0,1–1,2 °С.

В мерзлых кайнозойских отложениях широко развиты ископаемые льды. Они особенно обильны в верхней части разреза и представлены полигонально-жильными телами и пластовыми залежами. Льды часто обнажаются в береговых обрывах материка и островов Бол. и Мал. Ляховские, Фаддеевский и

Новая Сибирь. В скважинах на акваториях ископаемые льды не встречены. Полигонально-жильные льды являются сингенетическими и эпигенетическими. Первые представлены особенно широко в озерно-аллювильных отложениях средне- и позднечетвертичного возраста. В скважинах они прослежены до глубины 20–25 м от поверхности при мощности в 2–3 м в верхней части. Эпигенетические жильные льды развиты во всех четвертичных отложениях, но тела их по размерам значительно меньше. Жилы льда проникают на глубину до 4 м, имеют мощность до 1,5 м. Пластовые льды развиты преимущественно в средне-верхнечетвертичных озерно-аллювиальных и в современных озерно-болотных отложениях вблизи дневной поверхности. Мощность пластовых и линзовидных тел изменяется от первых до 10–15 м. Протяженность их до нескольких сот метров. Генетически они относятся к погребенным, реже сегрегационным и инъекционным льдам.

Ископаемые льды независимо от происхождения являются пресными и ультрапресными с относительно высоким содержанием гидрокарбонатов кальция и магния. Минерализация ископаемых льдов изменяется от 30 до 300 мг/дм<sup>3</sup>, значение рН составляет 6,5–7,5, общая жесткость колеблется от 0,4 до 1,8 мг-экв/л.

Наряду с ископаемыми льдами в составе мерзлой зоны принимают заметное участие ледогрунты с различным соотношением льда и частиц обломочных пород. Они формируют отдельные линзы и прослои.

**Котельническо-Ляховская гидрогеологическая складчатая область** включает в свои границы острова Котельный, Бельковский, Землю Бунге, Бол. и Мал. Ляховские, разделяющие их проливы и участок материка до Омудляхской губы. Она представляет сочетание массивов трещинно-жильных вод с неглубокими бассейнами пластовотрещинных и пластовых вод. В гидрогеологическом разрезе этой области различаются три этажа. Нижний этаж сложен главным образом метаморфизованными докембрийскими и частично палеозойскими – нижнемезозойскими отложениями и магматическими породами, содержащими трещинно-жильные скопления вод. Средний – со скоплениями пластово-трещинных вод в мезозойских и частично палеозойских в разной степени дислоцированных отложениях. Верхний этаж содержит пластовые скопления подземных вод в верхнемеловых–кайнозойских слаболитифицированных отложениях. Границы области с артезианскими бассейнами проходят по серии разломов. Трещинно-жильные воды нижнего гидрогеологического этажа (воды разрывных нарушений) изучены на участке их разгрузок в русле р. Решетникова на о. Котельный. Они формируют зимний подледный сток рассольных вод с отрицательной температурой. Состав вод по данным анализов [*Государственная...*, 1999] следующий:

$$M107 - 132 \frac{C190 - 95SO^4_5 - 9HCO^3_0 - 1}{Na76 - 77Mg18 - 19Ca4KI} T - 5,7 - -8,2^{\circ} C$$

Содержание брома составляет 201,6, йода – 0,8 мг/дм<sup>3</sup>.

Генезис этих вод устанавливается из сравнения их состава с составом морских вод и вод, полученных вымораживанием морских вод при температуре – 5,6 °С:

$$M92,4 \frac{C191SO^49}{Na79Mg18Ca3} T - 5,6^{\circ} C$$

Учитывая сходство формул солевого состава, можно считать трещинно-жильные воды продуктом вымораживания морских инфильтрогенных вод, проникших в породы во время трансгрессий при полном отсутствии катионного обмена между рассолами и вмещающими породами. Другие данные, прямо или косвенно характеризующие гидрогеологическую роль разрывных нарушений на рассматриваемой площади, неизвестны.

Пластово-трещинные воды среднего гидрогеологического этажа рассматриваемой области вскрыты скв. 41 на о. Мал. Ляховский вблизи прол. Санникова. На глубине 94 м в трещиноватых аргиллитах юрского возраста (ниже замороженных песчаников юры и мерзлых четвертичных отложений) в зоне мощностью 6,8 м установлены напорные воды.

Высота напора над водоупорной мерзлой кровлей 85,1 м. При пробной откачке с расходом 0,002 л/с понижение составило 34,1 м. По результатам откачки коэффициент проницаемости трещиноватых аргиллитов составил 1,65 миллидарси. Воды обладают хлоридным кальциево-натриевым составом и минерализацией 165 г/дм<sup>3</sup>:

$$M165 \frac{C191HCO^37SO^42}{(Na + K)47Mg27Ca25} T - 11,4^{\circ} C$$

Состав газов, растворенных в водах, по данным анализа [Государственная..., 1999] следующий (об. %): CO<sub>2</sub> – 2,5; O<sub>2</sub> – 15,4; CH<sub>4</sub> – 0,037; C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> – 0,003; C<sub>3</sub>H<sub>8</sub> – 0,002; Пр. т. у. – 0; H<sub>2</sub> – 0,003; N<sub>2</sub> – 84,3; Ar – не опр.; He + Ne – 0,001.

Исключив большую примесь воздуха, занесенного промывочной жидкостью, можно определить, что газы, растворенные в пластовых водах, представлены азотом с заметной примесью углеводородов. Отношение метана и тяжелых углеводородов равно 7,4 (коэффициент жирности – 14, коэффициент этанизации составляет 150).

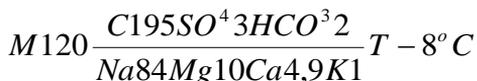
Верхний гидрогеологический этаж содержит водоносные комплексы олигоцен-миоценовых и плиоцен-четвертичных отложений. Оligоцен-миоценовый водоносный комплекс приурочен к прогнутым участкам складчатого основания и был вскрыт скважинами на побережье о. Бол. Ляховский и в прол. Дм. Лаптева.

На восточном берегу о. Бол. Ляховский в скв. 61 и на южном берегу того же острова в скв. 64 под мерзлой зоной на глубинах соответственно 122 и 60 м встречены водоносные олигоцен-миоценовые пески.

Вскрытая мощность водоносных песков с прослоями бурого угля составила 8 м (скв. 61). В разрезе скв. 64 пески образуют прослой среди

глин мощностью 10–40 см. Воды, насыщающие пески, напорные, высота напора над кровлей по скв. 61 – 116,5 м, по скв. 64 – 52 м.

Статический уровень установился на отметках  $-2,5 \div -2,0$  м. Из скв. 64 проведена откачка с понижением уровня до 24,5 м. Дебит скважины составил 0,017 л/с. Коэффициент проницаемости песков составил 326 миллидарси. Химический состав выражен формулой М. Г. Курлова:

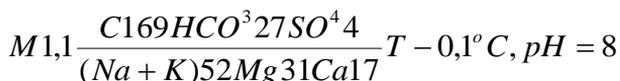


Состав растворенных в воде газов азотный. Содержание азота составляет 95,7 %, углекислого газа 4,1 %. Примесь метана 0,18 %, тяжелых углеводородов не обнаружено.

В прол. Дм. Лаптева олигоцен-миоценовый водоносный комплекс вскрыт в интервале глубин  $-20 \div -130$  м ниже уровня моря в районе скв. 75. Опробован лишь самый верхний водоносный пласт в интервалах глубин  $-43,2 \div -53,2$  м. Водоносный пласт сложен гравелистыми песками с линзами гравийно-галечных отложений, замещающихся по простиранию песками.

Мощность водоносного пласта 5,0–7,2 м. Верхний водоупор сложен плиоцен-четвертичными суглинками и супесями, нижний олигоцен-миоценовыми глинами и алевролитами. Воды напорные, высота напора над кровлей 32,8 м. Статический уровень пластовых вод устанавливается на 10,4 м ниже уровня моря. Дебит скважины при откачке с понижением 0,3 м составил 0,5 л/с. Коэффициент проницаемости, рассчитанный по данным откачки, равен 75 дарси.

Пластовые воды преимущественно пресные с минерализацией до 1,1 г/дм<sup>3</sup>. Химический состав (формула М. Г. Курлова):



Наличие пресных вод под морем, по минерализации близких к подземным льдам мерзлой зоны, и пониженное пластовое давление позволяет связывать их формирование с протаиванием подземных льдов.

Состав растворенных в воде газов азотный. Содержание азота составляет (в процентах) 78,3, кислорода 18,1, углекислого газа 0,4, водорода 0,5, метана и тяжелых углеводородов 2,7.

В более мелководных частях проливов Дм. Лаптева и Санникова из мерзлых олигоцен-миоценовых угленосных отложений происходили выбросы газа. Проявление газа у южного берега прол. Дм. Лаптева установлено в скв. 83 на глубине 82 м в мерзлых аргиллитоподобных глинах.

Газ состоит на 75,2 % из метана и его гомологов, на 15 % из азота, 2,4 % из водорода, 0,4 % из углекислого газа и 0,4 % из непредельных углеводородов. Примесь кислорода 5,6 %.

Проявление газа на северном берегу прол. Санникова в скв. 6 связано с трещинами в мерзлой зоне на глубине 38 м, сложенной переслаивающимися песчаниками, алевроитистыми песками и глинами нижнего миоцена. Состав

газа по 5 анализам, выполненным в лабораториях Севморгео, ВНИГРИ и ВСЕГЕИ, следующий (%): метан 90,88–94,68, углекислый газ 3,1–4,8, азот 2,9, аргон 0,463, гелий 0,002, этан 0,0014, пропан 0,00005, бутан 0,00007 [Государственная..., 1999]. Проявление свободного газа в трещинах мерзлой зоны, по-видимому, связано с дегазацией подмерзлотных пластовых вод.

Водоносный комплекс плиоцен-четвертичных отложений изучен только в проливах. На островах он находится в многолетнемерзлом состоянии. В скважинах в середине прол. Санникова (скв. 37) и в северной части прол. Дм. Лаптева (скв. 74) водоносный горизонт приурочен к слоям, залегающим непосредственно на контакте с дислоцированными палеозойскими и мезозойскими отложениями. Нижним водоупором служат глины погребенной коры выветривания мощностью до 2 м. Верхним водоупором являются плиоцен-четвертичные суглинки и супеси мощностью 4–58 м. Мощность водоносного пласта 3,2–12 м. Водовмещающие породы представлены мелкими и гравелистыми песками. Воды пласта напорные, высота напора над кровлей 14–65 м. Уровень воды в скважинах при замерах находился на 1,2–0,4 м ниже уровня моря. Воды плиоцен-четвертичных отложений по химическому составу близки к морским, отличаясь от них повышенным содержанием гидрокарбонатов кальция. В обобщенном виде химизм вод, вскрытых скважинами 37 и 74, выражается следующей формулой М. Г. Курлова:

$$M20 - 23,8 \frac{C190 - 91SO^46 - 9HCO^31 - 3}{(Na + K)82Mg11 - 15Ca2 - 4} T - 1,2^{\circ}C$$

Газонасыщенность вод 20 см<sup>3</sup>/л, состав газов азотный и кислородно-азотный с содержанием метана 0,32–1,7 %. Растворенный в воде скв. 37 газ содержал в себе 0,72 % метана, 0,0187 % этана, пропана, бутана, пентана и 0,0311 % непредельных углеводородов. Отношение метана к тяжелым углеводородам в газах, растворенных в водах плиоцен-четвертичных отложений, составляет 15–53.

Артезианские бассейны моря Лаптевых, Восточно-Сибирского моря и Яно-Индибирский криогенный артезианский бассейн по структурно-геологическим данным характеризуются трех- и двухэтажным строением в противоположность Котельническо-Ляховской гидрогеологической складчатой области, где гидрогеологические массивы, занимающие ее значительную часть, представляют одноэтажные структуры.

Нижний гидрогеологический этаж, сложенный метаморфизованными докембрийскими и частично палеозойскими отложениями, образующими фундамент бассейнов, погружен повсеместно на глубину до нескольких тысяч метров.

Средний, промежуточный гидрогеологический этаж, сложенный в различной степени дислоцированными верхнепротерозойскими, палеозойскими и мезозойскими отложениями с пластово-трещинными скоплениями подземных вод, видимо, не имеет повсеместного развития, а породы, образующие его, менее уплотнены и характеризуются более высокой проницаемостью.

Верхний гидрогеологический этаж бассейнов является основным, с пластовыми скоплениями подземных вод. Он сложен верхнемезо-

зойскими-кайнозойскими отложениями, обладающими повсеместным распространением и мощностью от нескольких сот метров до пяти с лишним тысяч метров. Порово-пластовые воды артезианских бассейнов и, в частности, Яно-Индибирского криогенного на акватории развиты в верхней части толщи верхнемеловых-кайнозойских отложений. Водовмещающими породами являются и пески и гравийно-галечные отложения.

Глубже 80–120 м в пластах песчаников среди аргиллитов скопления вод относятся к порово-трещинным и порово-пластовым и трещинно-пластовым. По отношению к мерзлой зоне – эти скопления подмерзлотные в береговой полосе шириной до 30 км и межмерзлотные в таликах центральной части проливов, реже – надмерзлотные на участках глубокого протаивания кровли мерзлых пород сверху.

На суше, где артезианский бассейн, как правило, проморожен до фундамента, могут быть встречены в основном лишь надмерзлотные и межмерзлотные скопления в таликах. Никаких данных о подземных водах среднего и нижнего гидрогеологических этажей артезианских бассейнов суши и шельфа в пределах границ листа нет.

Водоносный комплекс современных осадков сложен супылинистыми и супесчаными илами с небольшой примесью песков общей мощностью от 0,2 до 38 м. Все донные осадки, независимо от гранулометрического состава, содержат значительное количество гравитационной воды и являются, таким образом, водовмещающими породами. Воды современных осадков в прибрежной полосе континента и островов, где в зоне шириной до 30 км развита сплошная субаквальная мерзлая зона, надмерзлотные. Соотношение макрокомпонентов химического состава поровых вод современных осадков почти такое же, как у морских вод, при общей минерализации 20–56 г/дм<sup>3</sup>. В микрокомпонентном составе вод отмечается резкое увеличение содержания иона аммония до 67,7 мг/дм<sup>3</sup> (скв. 36). Газонасыщенность вод относительно высокая (до 70 см<sup>3</sup>/л), газ – горючий. Состав растворенных газов в иловых водах в скв. 36 (об. %): азот и редкие – 56,4, углекислый газ – 25,7, метан – 15,1, кислород – 2,8, гелий – 0,001.

В водах из скв. 36 содержание метана составило 51,7 %, тяжелых углеводородов – 0,002 %, непредельных углеводородов 0,0005 %.

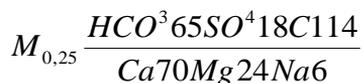
Анализ сорбированных газов в илах из скв. 36 с глубины 26 м дал следующие результаты: азот и редкие – 92,35 %, углекислый газ 3,1 %, кислород 0,4 %, метан 4,15 %, пропан – следы. Полное или почти полное отсутствие тяжелых углеводородов в составе иловых газов позволяет утверждать, что метан генерируется в донных осадках. На местное происхождение метана указывает также и то обстоятельство, что углеводородные газы, растворенные в водах более глубоких горизонтов (как это показано при характеристике более древних водоносных комплексов) и углеводородные газы, сорбированные породами, подстилающими донные осадки, обладают другим составом. Последнее положение можно проиллюстрировать результатами анализов газовой фазы плиоцен-четвертичных песков, отобранной из скв. 36 с глубины 66 м: азот и ред-

кие 92,51 %, углекислый газ 6,7 %, кислород 0,5 %, метан 0,99 %, этан – 0,0005 %, пропан – 0,0014 % .

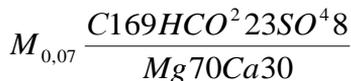
С четвертичными отложениями суши в зоне свободного водообмена связан водоносный комплекс сезонно-талого слоя. По отношению к мерзлоте эти воды надмерзлотные. Мощность деятельного слоя изменяется от 0,1 до 0,6 м в зависимости от состава отложений, экспозиции склона и характера растительного покрова. Оттаивание его начинается в июне, а в конце сентября он вновь промерзает. Питание вод деятельного слоя идет преимущественно за счет атмосферных осадков, а местами за счет таяния ископаемых льдов.

Разгрузка надмерзлотных вод имеет рассредоточенный характер. Выходы их на поверхность фиксируются в виде временно действующих нисходящих источников с малым дебитом, расположенных у подножия склонов, по берегам рек и ручьев. Сток вод осуществляется медленно, что способствует сильному заболачиванию или насыщению грунта водой. В зонах разгрузок иногда возникают оползни. Более продолжительная циркуляция надмерзлотных вод происходит в руслах и поймах рек, сложенных крупнообломочным материалом. Характер разгрузки меняется также на участках крупных скоплений вод в подрусловых и подозерных таликах в условиях слаборасчлененного рельефа. Иногда связанные с ними источники могут функционировать и зимой, образуя наледи. Остатки таких наледей наблюдались на северо-востоке Земли Бунге и севере о. Фаддеевский. Первая наледь встречена в верховьях ручья, вытекающего из безымянного озера. Размеры наледи 150×70, мощность льда до 1,5 м. Вторая наледь меньшего размера связана с подрусловым таликом безымянной речки.

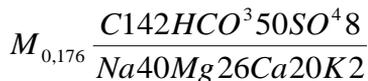
Надмерзлотные воды суши пресные, в небольших водоемах ультрапресные, слабожелтые, чаще прозрачные. Они не имеют запаха. Химический состав вод представлен в виде следующих формул М. Г. Курлова:



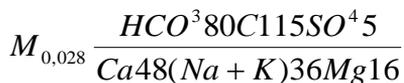
о. Котельный, р. Балыктах, среднее течение;



Земля Бунге, южная часть, о. Рыбное;



о. Фаддеевский, северная часть, река без названия;



$$M_{0,095} \frac{HCO^3 87C111SO^4 2}{Ca53Mg25(Na + K)22}$$

о. Бол. Ляховский, юго-восточная часть, ручей без названия;

о. Мал. Ляховский, центральная часть.

Изучение растворенных в поверхностных водотоках газов показало содержание в них азота (75–82 %), кислорода (18–25 %), углекислого газа (1–3,9 %) и углеводов в сотых и тысячных долях процента. Кроме метана, в пробах обычно присутствует пропан в десятитысячных долях процента. Этан либо отсутствует, либо его содержание значительно ниже, чем пропана, что характерно для современных газов биохимического происхождения [*Государственная...*, 1999].

---

## 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.

Эколого-геологическая схема для комплекта листов S–53,54 выполнена с учётом требований «Методического руководства по составлению и подготовке к изданию листов ГК РФ масштаба 1:1000000 (третье поколение), версия 1.2» (2015) и «Единых требований к составу, структуре и форматам представления в НРС Роснедра комплектов цифровых материалов листов Государственных геологических карт масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000 версии 1.4» (2015). При создании указанной схемы изучались карты специального содержания и атласы, в том числе:

- Мерзлотно-ландшафтная карта Якутской АССР. Масштаб 1: 2 500 000 [*Мерзлотные...*, 1989];
- Карты состояния недр на территории РФ, ФГУПП «Гидроспецгеология», 2005–2014 гг. ([www.geomonitoring.ru](http://www.geomonitoring.ru));
- Ландшафтная эколого-геохимическая карта России, масштаб 1:5000 000 [*Ландшафтная...*, 1998];
- Карта четвертичных образований РФ, масштаб 1:2500 000 [*Карта...*, 2014];
- Атлас природных и техногенных опасностей в РФ [*Атлас природных...*, 2005];
- Атлас Арктики [*Атлас...*, 1985]
- Атлас биологического разнообразия морей и побережий российской Арктики [*Атлас...*, 2011].

К работе привлекались данные, полученные на основе имеющихся в комплекте листа геологических материалов. Использовались литературные источники, а также фондовые материалы. Значительное внимание было уделено эколого-геологическим данным по Государственному заповеднику «Усть-Ленский» и ресурсному резервату Лена-Дельта.

Легенда эколого-геологической схемы состоит из трёх основных блоков информации, характеризующих экологически значимые компоненты геоло-

гической среды территории и воздействие на неё неблагоприятных для жизнедеятельности человека природных и техногенных явлений и процессов.

Для изучения геоэкологических особенностей дна моря использован фактический материал, полученный в ходе комплексных геолого-геофизических работ на НИС «Геофизик» в 2013–2014 годах, а также сведения из печатных источников за предшествующие годы [Герлах, 1985, Денисов, 2002, Гуков, 2013, Гуков, 1999, Гуков, Тищенко, Семилетов и др., 1999, Наумов, Гонтарь, 2004].

Общее количество станций комплексного опробования с различным набором аналитических определений составило 150.

Эколого-геологическая схема составлена в масштабе 1:2500 000 на основе изучения и обобщения абиотических, биотических и техногенных параметров.

## **ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МАТЕРИКОВОЙ И ОСТРОВНОЙ ЧАСТИ ЛИСТА**

### **Природные условия побережья и островов**

Район работ расположен в северной части республики Саха (Якутия), в административном делении включает территории Усть-Янского (континентальная суша) и Булунского улуса (архипелаг Новосибирские острова). Новосибирские острова расположены на шельфе Северного Ледовитого океана между 73° с. ш. и 76° с. ш. и омываются водами морей Лаптевых на западе и Восточно-Сибирского на востоке. На территории листа расположены следующие острова архипелага: группы островов Анжу и Ляховские.

Описываемая территория находится в Сибирской области Арктического климатического пояса по классификации Б. П. Алисова [Хромов, Петросянц, 2006] и в области с климатом тундры по классификации В. П. Кеппена [McKnight, Hess, 2000]. Моря Лаптевых и Восточно-Сибирское относятся к наиболее суровым в российском секторе Арктики. В целом, климат региона может быть охарактеризован скорее как континентальный, чем как морской полярный, но с заметно выраженными морскими чертами [Добровольский, Залогин, 1982].

Климат Яно-Индигирской низменности, занимающей материковую часть описываемого региона, суровый. Зима начинается в конце сентября, и заканчивается в середине мая. Правда, здесь не бывает сильных морозов. Минимальная температура редко доходит до  $-50^{\circ}\text{C}$ , а средняя январская колеблется в различные годы от  $-30^{\circ}\text{C}$  до  $-38^{\circ}\text{C}$ . Дуют сильные ветры (среднемесячная скорость 6–8 м/с, максимальная – 25–30 м/с), значительное число дней с метелями. Снежный покров сохраняется 255–265 дней; достигает максимума в марте. Начало весны обычно приходится на вторую половину мая. Лето холодное, пасмурное. Среднемесячная температура июля  $+4^{\circ}\text{C}$ – $+5^{\circ}\text{C}$ . В июле случаются заморозки до  $-4^{\circ}\text{C}$ . Глубина летнего оттаивания мёрзлых пород обычно не превышает 50 см. Выпадает 0–250 мм осадков. В межгорных понижениях и речных долинах горной части улуса наблюдаются температурные

инверсии. Среднемесячная температура января приближается к  $-45^{\circ}\text{C}$ , июля  $+11\div+12^{\circ}\text{C}$ . Лето прохладное и непродолжительное. Весна начинается в середине мая, но интенсивное таяние снегов происходит только лишь в начале июня, основная масса осадков выпадает в летние месяцы.

Основные наблюдения за климатическими элементами Новосибирских островов велись на о. Большой Ляховский и на западном побережье о. Котельный. В 1954–1956 гг. эпизодические метеорологические наблюдения проводились на Земле Бунге, о. Новая Сибирь, о. Жохова и о. Генриетты.

Климат архипелага тесно связан с климатом окружающих его территорий Северного Ледовитого океана и огромного Азиатского континента. Взаимодействие трех основных климатообразующих факторов, а именно: географического положения островов, распределения по их территории солнечной радиации и циркуляции атмосферы, господствующей в районе архипелага, создают те постоянно изменяющиеся условия погоды, многолетним режимом которой и определяется климат архипелага.

Новосибирские острова располагаются в высоких широтах, и окружены морями, большую часть года (9–10 месяцев) покрыты льдами. Географическое положение определяет низкое стояние солнца над горизонтом и явление полярного дня и полярной ночи.

Солнце над Новосибирскими островами появляется над горизонтом в первой половине февраля. В конце апреля – начале мая начинается полярный день, который длится более трех месяцев. Полярная ночь без сумерек наступает примерно в конце ноября – начале декабря и длится около двух месяцев.

Полярная ночь и небольшая высота солнца обуславливают небольшую величину годовых сумм солнечной радиации. Но летом при незаходящем солнце возможная сумма тепла солнечной радиации велика. По подсчетам Л. Ф. Овчинникова [Овчинников, 1961], на о. Котельный возможная продолжительность солнечного сияния составляет 4458 ч, однако, вследствие большой облачности фактическая продолжительность солнечного сияния уменьшается до 24% от возможной. Наибольшим числом ясных солнечных дней отличаются март, апрель и май.

За осенний и особенно зимний сезоны поверхность островов получает ничтожно малые количества солнечной энергии. За пять зимних месяцев (с ноября по март) суммарная радиация составляет всего лишь около  $3,5 \text{ ккал/см}^2$ , а за два осенних месяца (сентябрь–октябрь)  $4,1 \text{ ккал/см}^2$ . За весенний и летний сезоны на поверхность островов поступает значительное количество солнечной радиации, мало отличающееся от умеренных широт. Однако на поверхность островов приходится всего лишь 65% возможной суммарной радиации, причем часть ее отражается от поверхности.

Большую часть года (около 9 месяцев) поверхность островов покрыта снегом, и как следствие альbedo подстилающей поверхности исключительно велико. Наименьшие величины альbedo наблюдаются летом.

Климат островов арктический, суровый, но в силу влияний моря температура на островах зимой никогда не падает так низко, как не материке. Летом, наоборот, вследствие влияния моря климат на Новосибирских островах гораздо прохладнее, чем на материке. Годовой ход температуры воздуха на Новосибирских островах характеризуется сравнительно высокими зимними и

низкими летними значениями. Температура воздуха в летние месяцы близка к нулю, и средние температуры июля и августа мало отличаются друг от друга. Заморозки отмечаются в течение всех трех летних месяцев. Даже для самого южного острова – Большого Ляховского – безморозный период редко превышает 15–20 дней в году.

Самая низкая температура наблюдается в феврале в юго-восточной части архипелага, где в этот период наиболее ярко сказывается влияние отрогов азиатского и арктического антициклонов. Средняя температура февраля у мыса Рожина составляет  $-33,4^{\circ}\text{C}$ , в то время как на о. Большой Ляховский и Котельный она выше на  $1-2^{\circ}\text{C}$ .

Зима начинается с ноября, и устойчивые отрицательные температуры держатся до середины – конца апреля. В начале весны оттепели очень редки, и лишь в мае число дней с оттепелями достигает в среднем 2–4 в месяц.

Одной из характерных особенностей климата Новосибирских островов является малое количество осадков, приближающее район по количеству осадков к засушливым областям. В разных частях Новосибирских островов осадки выпадают неравномерно, наибольшее их количество выпадает в теплый период года.

Обычно осадки выпадают в виде мелкого сухого снега или морозящего дождя. Зимой осадки довольно часты, но обильные снегопады случаются редко, причем снег выпадает при относительно высоких температурах. Летом также отмечаются снегопады, и они возможны в течение всего летнего периода.

Несмотря на то, что количество осадков летом невелико, число дней с осадками в это время года весьма значительно. Наибольшее число дней с осадками приходится на конец лета и осень. Жидкие осадки выпадают в основном в июле–августе, но дожди возможны уже в мае. В сентябре уже выпадает снег.

Среднемесячные осадки июня составляют 17,8 и 17,9 мм на о-вах Котельном и Большом Ляховском соответственно. Максимальное количество месячных осадков выпадает в июле, и составляет 30,0 мм на о. Котельный и 25,4 мм на о. Бол. Ляховский в августе. В зимние месяцы среднее количество осадков варьирует от 6,7 до 9,9 мм.

В структуре *рельефа* о-вов Анжу и Ляховских достаточно четко отличаются особенности каждого острова. Основу о-вов Бельковского, Б. Ляховского и Котельного составляют плато с коренными породами, Земли Бунге – морская равнина, а о. Фаддеевский – озерно-аллювиальная равнина.

Остров Фаддеевский представляет собой расчлененную пологоувалистую аккумулятивно-денудационную равнину с высотами 20–30 м. На острове характерны выходы коренных пород с холмисто-грядовыми увалами с высотой до 40–60 м. Равнина, занимающая основную часть острова, сложена ледовым комплексом (едомой). Она расчленена речной сетью и термокарстовыми котловинами. Долины рек корытообразные с плоскими заболоченными днищами, часто с неглубокими озерами. Встречаются берега пяти типов – обрывистый, пологий, ледяной ступенчатый, байджараховый и карнизный.

Обрывистые берега прослеживаются по всему побережью острова, где развиты коренные дочетвертичные горные породы. Пологие берега характер-

ны на вершинах бухт, где развиты отмели и косы. Песчано-галечные пляжи не широкие, но могут протягиваться до 3 км. Ледяной ступенчатый и байджараховый берега связаны с едомой с повторно-жильными льдами. Карнизный берег встречается фрагментарно.

*Земля Бунге* расположена между островами Котельный и Фаддеевский. Рельеф представляет низменную песчаную равнину с высотами до 6–10 м. Отложения морские. Встречаются гряды с кочковатым нанорельефом с относительными высотами 1–1,5 м. Отмечаются единичные холмы-останцы с выходами коренных горных пород высотой до 40–45 м.

На границе с о-вами Котельный и Фаддеевский располагаются многочисленные озера, широко развиты полигонально-валиковые болота. Отлогая прибрежная полоса подвергается нагону морских вод, о чем свидетельствует встречающийся плавник. На островах широко развиты ископаемые льды.

Восточная часть моря Лаптевых, омывающая материковую часть рассматриваемого района, относится к неприливному морям. Величина приливов и отливов практически не превышает  $\pm 0,1$  м [*Советская Арктика, 1970*] и их геологическая деятельность незначительна. В береговой зоне, помимо термоабразионных процессов, наиболее широко распространены аккумулятивные ветровые осушки. Основным фактором их формирования являются ветровые нагоны и сгоны, геологическая деятельность которых реализуется в условиях очень отмелого берега и подводного берегового склона при поступлении с суши большого количества осадочного материала. Б. А. Попов и В. А. Совершаев [*Попов, Совершаев, 1979*] выделяют: регулярные осушки, образующиеся при колебаниях уровня моря  $\pm 0,5$  м; нагонные, достигающие высоты 1–5 м над средним уровнем моря, и сгонные, формирующиеся в интервале глубин 0,5–1,5 м и находящиеся большую часть времени под водой. Мелководность моря приводит к тому, что ширина зоны регулярной осушки в Эбеляхской и Ванькиной губах, по данным указанных исследователей, составляет 1–3,3 км; сгонной – 1–3,4 км; нагонной 4,5–16 км. Нагоны с подъемом уровня воды до 1 м повторяются в среднем 2 раза в год; до 1,5 м – 1 раз в год; до 2,5 м – 1 раз в два-три года; до 4 м – 1 раз в 10 лет [*Тараканов, Новиков, 1976*]. Максимальные нагоны (катастрофические), по расчетам указанных авторов, случаются 1 раз в 50 лет (при ошибке  $\pm 20$  лет). В 1958 г. было зарегистрировано максимальное нагонное повышение уровня на 5,2 м [*Муштафин, 1961*].

В суживающихся к вершине заливах при прохождении нагонной или приливной волны наблюдается резкое возрастание ее высоты. К таким заливам относится Ванькина губа. В верховьях долины р. Харыстах, служащей продолжением губы, галечно-щелбиная волноприбойная коса в подножии горы Харстан, маркирующая высоту нагонов, по данным Л. В. Тараканова и В. Н. Новикова [*Тараканов, Новиков, 1976*], имеет абс. отм. 7–8 м. Сгонно-нагонные колебания уровня связаны с сильными и устойчивыми ветрами, которые бывают преимущественно осенью. В штормовые нагоны возникают аккумулятивные формы рельефа высотой до нескольких метров.

Основным поставщиком материала для формирования осушек, по видимому, надо считать минеральную составляющую разрушаемого термоабразией, термоденудацией и донной абразией ледового комплекса. Доля

термоабразии в бюджете поступающего материала превосходит вклад речного стока [Арэ, 1998]. Но это подсчитано для всего моря Лаптевых, где весьма значительна доля р. Лена. В восточной части указанной акватории, где крупных рек нет, по-видимому, действительно основным поставщиком материала являются указанные денудационные процессы. Об этом, в частности, свидетельствует состав донных отложений. Они представлены в основном песками [Арэ, 1998, Государственная..., 1999, Гаврилов, Тумской, 2002].

Ландшафтная структура изучаемого региона представлена шестью типами местности – плоскогорно-привершинным, горно-склоновым, межаласным, аласным, мелкодолинным и маршевым, расположенных в пяти типах ландшафта – горнопустынным, горнотундровым, тундровым, интразональным долинным тундровым и интразональным водораздельно-маревым тундровым [Мерзлотные..., 1989].

**Типы местности.** Тип местности представляет относительно однородную территорию, сформированную определенным стратиграфо-генетическим комплексом отложений, иногда их частью или сочетаниями, занимающую определенные местоположения в ландшафтной среде и обладающий закономерным, ей только присущим характером формирования составляющих урочищ [Федоров, 1991].

Плоскогорно-привершинный тип местности объединяет плоскоравнинные приводораздельные пространства плато с углом наклона поверхности до  $3^\circ$ . Поверхностные отложения представлены элювиальными отложениями и выходами коренных пород. В условиях развития высотно-поясных типов ландшафтов процессы криогенного выветривания и морозной сортировки материала обуславливают специфические черты природно-территориальных комплексов (ПТК).

Горносклоновый – занимает наклонные (больше  $3^\circ$ ) поверхности плато и склоны долин горных рек, сложенные комплексом склоновых отложений – коллювиальными, делювиально-коллювиальными, делювиально-солифлюкционными. Горно-склоновый тип местности подчиняется высотнопоясной дифференциации типов ландшафтов, что накладывает отпечаток на характер проявления ведущих ландшафтообразующих факторов склонового ряда, солифлюкции и криогенного крипа, а также криогенного выветривания и курумообразования, которые определяют облик типа местности.

Межаласный тип местности представляет ландшафтный комплекс, развитый на озерно-аллювиальных равнинах, хорошо отражает специфику собственно мерзлотного ландшафта. Отложения представлены озерно-аллювиальным, отчасти аллювиальным комплексами, составляющими так называемый «ледовый комплекс» (или «едомный»), характеризующийся наличием мощных повторно-жильных льдов (ПЖЛ). Типу местности свойственны зональные ландшафты, и его структура определяется степенью подержанности к термокарсту, образующему полигонально-просадочный микрорельеф по ПЖЛ.

Аласный – типично мерзлотный комплекс, образование которого связано с процессом термокарста. Пространственно, историко-генетически и динамически аласный тип местности связан с межаласным. Литогенную основу типа местности образуют термокарстовые (аласные) отложения, представляющие

самостоятельный тип осадков голоценового возраста. Эти отложения представлены термоделяписивными и собственно аласными образованиями. Аласный тип местности характеризуется своеобразным сочетанием урочищ, формирование которых тесно связано с процессами морозобойного растрескивания (полигонально-валиковые или мелкополигональные комплексы), пучения (булгунняхы, площади пучения) и термокарста по текстурообразующим, а также по маломощным полигонально-жильным льдам. В научной литературе по Новосибирским островам этот тип местности упоминается как «алыы» – обширные котловинообразные понижения с байджараховыми склонами и плоским дном [Семенов, 1967].

Мелкодолинный – приурочен к днищам долин малых рек. Аллювиальные отложения, слагающие тип местности, отличаются преобладанием в поверхностном слое дисперсных грунтов. Облик типа местности, его ландшафтная структура определяется развитием таких процессов, как морозобойное растрескивание, термокарст (по текстурообразующим и отчасти маломощным ПЖЛ) и пучение.

Маршевый – развивается на морских отложениях, пространственно занимающая низменные прибрежно-морские равнины и отчасти низкие морские террасы. Ведущими ландшафтообразующими мерзлотно-геологическими процессами являются морозобойное растрескивание и термокарст по текстурообразующим льдам.

**Типы ландшафтов.** Тип ландшафта представляет собой взаимосвязанную систему типологических ландшафтных комплексов, сходных по морфологической структуре и протекающим физико-географическим процессам, характеризующихся определенным соотношением тепла и влаги, а также соответствующими типами почв и растительности [Мильков, 1970].

*Тундровый тип ландшафта* объединяет субарктические природно-территориальные комплексы, характеризующиеся безлесьем, широким развитием моховых, лишайниковых, кустарничковых и кустарниковых группировок. Высокоширотное положение обуславливает суровость климата, избыточное увлажнение при недостатке тепла, невысокую биологическую продуктивность. Ведущими климатическими характеристиками, определяющими развитие тундрового типа ландшафта, являются: радиационный баланс 10–20 ккал/см<sup>2</sup> в год, индекс сухости 0,5–1,5 (2,0), сумма активных температур (больше 10°C) до 650°C. Тундровый тип ландшафта подразделяется на три подтипа: аркто-, типично- и южнотундровый, обусловленные климатическим фактором. На рассматриваемых островах характерны арктотундровые природно-территориальные комплексы с преобладанием травяных и мохово-лишайниковых группировок. Средняя температура самого теплого месяца 2–4°C. Для данного подтипа ландшафта характерны суммы положительных температур 110–530°C. Запасы фитомассы от 20 до 130 ц/га.

*Горно-пустынный тип ландшафта* занимает привершинные участки горных хребтов, а также плоскогорий и денудационных останцов – плато в высоких широтах (Новосибирские о-ва, Приморские равнины). В зависимости от биоклиматической составляющей нижние границы горно-пустынного типа ландшафта варьируют от абсолютной высоты 50 м на островах Северного Ледовитого океана до 1800 м в горах Южной Якутии. Расти-

тельность представлена эпилитными лишайниками на каменистых развалах и осыпях. Средние запасы фитомассы составляют около 50 ц/га, ежегодная продукция 7–10 ц/га. Развитие горно-пустынного типа ландшафта обусловлено экстремальной суровостью климатических условий: радиационный индекс сухости – меньше 0,5, активные температуры выше 5 и 10°C не бывают. В основном этими показателями предопределяется суровость мерзлотных условий: характерные температуры пород  $-9\div-14^\circ$ , мощность СТС в среднем 0,5–1,0 м.

*Горнотундровый тип ландшафта*, согласно вертикальной дифференциации ландшафтов, следует за горнопустынным и занимает привершинные и верхнесклоновые участки горных хребтов, а также вершины и склоны плоскогорий, денудационных останцов Приморских равнин и Новосибирских островов. Высотные границы горных тундр на денудационных останцах Приморской низменности располагаются на высоте 50–100 м. Для каменистых местообитаний привершинных участков горных хребтов характерны лишайниковые и дриадовые горные тундры, а в нижних частях склонов и шлейфах – пушицевые и травяно-зеленомошные [Андреев и др., 1987]. Средние запасы фитомассы оцениваются в 70 ц/га, ежегодная продукция – в 7 ц/га. По сравнению с горно-пустынным типом ландшафта климат несколько мягче – радиационный индекс сухости 0,5–1, число дней с температурой выше 0°C – до 105, сумма температур выше 5°C – до 600°C.

*Интразональный долинный тундровый тип ландшафта* встречается в основном в сочетании с тундровым типом ландшафта (равнинным) и характеризуется специфическим набором почвенно-растительных группировок, дифференциация которых подчинена современному эрозионно-аккумулятивному (аллювиальному) процессу. Преобладают полигонально-валиковые тундроболота с пойменными хвощево-злаковыми лугами [Андреев и др., 1987]. Общие климатические характеристики идентичны с тундровым типом ландшафта, изменяются лишь условия дренажа и поэтому здесь преобладают тундро-болота.

*Интразональный водораздельно-маревый тундровый тип ландшафта* обычно занимает днища термокарстовых котловин и отличается сильным переувлажнением поверхности. Здесь доминируют полигонально-валиковые тундроболота. Развитие тундроболот определяется общей климатической составляющей тундрового типа ландшафта и местными условиями дренажа – слабым стоком поверхностных вод.

Практически вся территория листа характеризуется широким развитием своеобразных природно-территориальных комплексов (ПТК) Арктической зоны России, которые относятся к арктическим природным ландшафтам (морфогенетическим комплексам) и лишь местами, у южной границы листов – к субарктическим. Большая часть этих ПТК относится к ненарушенным.

### **Хозяйственная деятельность**

На Новосибирских островах постоянных поселений никогда не было, и в настоящее время не существует. Работа сотрудников на полярных станциях и

аэродроме носит сменный вахтовый характер. Официальными поселениями они не являются.

Промышленные объекты вне населенных пунктов на территории региона отсутствуют.

Объектов горнодобывающей промышленности в настоящее время на территории региона нет. Добыча мамонтовой кости ведется местным населением открытым способом на арендуемых участках или в рамках полученных лицензий. Традиционное природопользование: оленеводство (о. Б. Ляховский), охота, рыболовный промысел. В настоящее время на о-вах Анжу и о. Столбовом сельское хозяйство (оленеводство, охотничий и рыболовный промысел), лесохозяйственная деятельность) не ведется.

Анисинско-Новосибирский лицензионный участок, предоставленный для ведения геологоразведочных работ на нефть и газ, располагается к северу от Новосибирских островов. В настоящее время там проводятся только геофизические исследования (морская сейсморазведка). Факторы негативного воздействия на морские экосистемы в процессе освоения месторождений углеводородов на шельфе схожи факторами воздействия судоходства, но уровень воздействия, как правило, более высокий. Особенно это касается шумового загрязнения при проведении сейсморазведки.

Право на разработку Анисинско-Новосибирского участка недр федерального значения принадлежит ОАО «Нефтяная компания «Роснефть». По предварительным оценкам вероятностным методом прогнозные ресурсы этого участка оцениваются в 1134 млн т нефти и конденсата и 1509 млрд. куб. м природного газа. Лицензия на разведку и разработку месторождения выдана компании в 2013 г. В соответствии с основными положениями лицензии до 2017 г. здесь должны быть выполнены аэромагниторазведочные работы в объеме не менее 40 000 км<sup>2</sup>. До 2023 г. (в течение десяти лет с дня получения государственной регистрации лицензии) должны быть выполнены сейсморазведочные работы 2D в объеме не менее 42 000 пог. км. В течение девяти лет со дня получения государственной регистрации лицензии должна быть построена как минимум одна поисково-оценочная скважина [*Ежеквартальный отчет...*, 2013].

Потенциал других месторождений полезных ископаемых в береговой зоне Новосибирских островов практически не изучен. В прибрежье о-вов Анжу находятся площадные литоральные и площадные донные россыпи мамонтовой кости [*Смирнов, 2003, Смирнов, 2005*].

Донные россыпи в настоящий момент практически не изучены, однако, А. Н. Смирнов (2005) оценивает их потенциал как «возможно самый грандиозный по ресурсам». В перспективе истощения пляжевых и литоральных россыпей, донные могут стать основным источником поступления кости на рынок [*Смирнов, 2005*]. На территории островов добыча мамонтовой кости ведется уже более трех веков. По данным ГУП «Сахагеоинформ» только в 2006–2008 гг. на о. Фаддеевский ежегодно добывалось от 1305 до 2242 кг бивня, на о. Новая Сибирь – от 1000 до 1695 кг, на о. Котельный – от 194 до 900 кг и на о. Земля Бунге около 160 кг [*Кириллин, 2011*]. На основе сопоставления ежегодной добычи в прошлом веке и за 2002–2006 гг. теоретически обоснованы и подсчитаны прогнозные запасы ископаемой мамонтовой кости,

содержащейся в едомной свите (ледовом комплексе) Северной Якутии, которая оценивается от 34 до 139 тыс. т. [Боесков и др., 2008]. Среднее содержание ископаемой мамонтовой кости этими авторами оценивается 117–478 кг/км<sup>2</sup>.

Линейные объекты на территории отсутствуют. Речная сеть в качестве транспортных путей не используется.

Основным маршрутом водного транспорта (главным образом – грузового) является Северный морской путь. Всего в 2010 году транзитные перевозки по СМП составили около 110 тыс. тонн (проведено 4 судна). В 2011 году транзитные перевозки по СМП составили более 820 тыс. тонн (проведено 34 судна). В 2012 году транзитные перевозки по СМП за летне-осеннюю навигацию составили 1,26 млн тонн (проведено 46 судов). В 2013 г. проведено 71 судно, объем транзитных грузов – 1,356 млн тонн. Всего же в 2013 г. было выдано 635 разрешений для прохода по СМП – большинство из судов проходило часть пути, и потому не было включено в итоговую статистику (Администрация СМП, <http://asmp.morflot.ru>). Ожидается дальнейший рост объемов перевозок по СМП.

На территории региона был организован ряд полярных станций: о. Б. Ляховский, (м. Шалаурова (закрыта); п-ов Кигилях); о-в Котельный (Темп, Остров Котельный, пролив Санникова); Земля Бунге (закрыта); м. Святой Нос (закрыта).

В настоящее время восстановлен аэропорт Темп в бухте Стахановцев, о. Котельный. Обслуживают базу около 50 военнослужащих. Работают полярные станции Остров Котельный, Пролив Санникова.

### **Особо охраняемые природные территории**

Островная часть листа входит в ресурсный резерват (Эркээйи Сир) «Лена-Дельта» в Булунском улусе, образованный постановлением Правительства Республики Саха (Якутия) от 12 августа 1996 года № 337 и относящийся к числу национальных природных резерватов – Ытык Кэрэ Сирдэр – особо охраняемым природным территориям.

Ресурсный резерват является объектом республиканского значения и находится в ведении Министерства охраны природы Республики Саха (Якутия).

На ресурсный резерват возлагаются следующие задачи:

- снижение антропогенного пресса на биосферный заповедник «Лена-Дельта» и поддержание экологического равновесия на территории заповедника;

- создание условий, необходимых для защиты, восполнения и воспроизводства видов, их популяций и сохранения биологических ресурсов на территории самого резервата, также биосферного заповедника «Лена-Дельта»;

- сохранение мест обитания редких, эндемичных видов животных (черношапочный сурок, снежный баран, лаптевский морж, розовая чайка, малый лебедь, орлан-белохвост, сапсан, гаги, белый медведь и др.);

- охрана и изучение уникальных лишайников на острове Тит-Ары, также видов растений, внесенных в Красные Книги;

- сохранение в естественном состоянии живописных берегов р. Лены, памятника природы «Остров Столб», исторических памятников (могилы Г. Э. Вальтера на о. Котельный, мест захоронения членов экспедиции Толля на островах Де-Лонга, древнейшей в высокоширотной Арктике стоянки человека на о. Жохова и других);

- осуществление научных исследований и проведение экологического мониторинга с целью поддержания экологического благополучия и разнообразия обитающих здесь видов, оценка численности популяций промысловых животных и ограничение лицензионной охоты;

- организация научного и экологического туризма;

- сохранение естественной среды обитания коренных жителей и создание оптимальных условий для развития их культуры, сохранение традиционных форм деятельности и уклада жизни;

- пропаганда охраны природы.

Земли ресурсного резервата «Лена-Дельта» находятся в госсобственности Республики Саха (Якутия). В реестр землепользователей в границах резервата входят рыболовецкая артель (колхоз) «Арктика» (511779 га); сельскохозяйственный производственный кооператив (СПК) «Алгыс» (65281 га), род деятельности – охота, рыболовство; СПК «Чекуровка», род деятельности – охота, рыболовство, оленеводство; ООО «Тит-Ары», род деятельности – рыболовство, охота. На территории резервата также функционируют родовые общины, которые занимаются традиционными формами хозяйственной деятельности. Развиты такие формы, как охотпромысел, рыбопромысел, оленеводство. Прилегающие территории также имеют охот-рыбопромысловое назначение, кроме того основной отраслью является оленеводство.

Ресурсный резерват «Лена-Дельта» располагается вдоль внешних границ участков Дельтовый и Сокол государственного заповедника «Усть-Ленский» (в охранной зоне заповедника). Он включает участки Восточный, Туора-Сис и архипелаг Новосибирских островов – Ляховские (Большой Ляховский, Малый Ляховский, Столбовой), Анжу (Бельковский, Котельный, Земля Бунге, Фаддеевский, Новая Сибирь), Де-Лонга (Вилькицкого, Жохова, Генриетты, Беннета и Жаннетты). Расстояние от п. Тикси до дальних границ: устье Укты – 100 км, о-ва Дунай – 290 км, о. Жаннетты – 990 км. Площадь ресурсного резервата «Лена-Дельта» – 5932 000 га.

Основные сообщества представлены северными арктическими тундрами кустарничково-травяными зеленомошными мелкобугорковыми с байджарахами; северными арктическими тундрами кустарничково-травяными зеленомошными мелкобугорковыми в сочетании с тундроболотами и болотами; каменистыми пустынями и деллевыми горными тундрами кустарничково-травяными зеленомошными полигонально-пятнистыми; разреженной растительностью морских песчаных отмелей и дюн; арктическими пустынями и полупустынями травяными полигонально-пятнистыми в сочетании с эпилитнолишайниковыми байджарахами.

На Новосибирских островах встречаются такие редкие виды растений как родиола розовая (*Rhodiola rosea*), крупка Поле (*Draba pohlei*), полынь Ричардсона – *Artemisia borealis subsp. richardsoniana*, лютики шпицберген-

ский и ненецкий – *Ranunculus spitzbergensis* и *R hyperboreus* (*R samojedorum* Rupr.).

Острова предложены в список водно-болотных угодий России как водно-болотные угодья международного значения и внесенные в перспективный список Раамсарской конвенции. Обилие водоемов на островах привлекает сюда немало гусеобразных и (*Anseriformes*) и ржанкообразных (*Charadriiformes*) птиц: из них в Красную книгу РФ внесены такие виды как клокотун (*Anas formosa*), малый лебедь (*Cygnus bewickii*), очковая гага (*Somateria fischeri*), сибирская гага (*Polysticta stelleri*), черная казарка (*Branta bernicla*), белая чайка (*Pagophila eburnean*), вилохвостая чайка (*Xema sabini*), розовая чайка (*Rhodostethia rosea*) и другие.

Своеобразен животный и растительный мир моря в прибрежных акваториях островов. Они относятся к водам, подвергшимся наименьшему антропогенному воздействию [Halpern et al., 2008]. Сочетание стационарной полыньи и островной береговой кромки, расположенных в непосредственной близости друг от друга, создают зону повышенного биоразнообразия в северном прибрежье островов Анжу и Де-Лонга. Так, на о. Бельковский, о. Вилькицкий находятся лежбища уникального лаптевского подвида моржа (*Odobenus rosmarus laptevi* Chapsky, 1940), занесенного в Красную книгу РФ. Здесь обитают представители одной из наименее изученных популяций белого медведя (*Ursus maritimus*) – лаптевоморской популяции [Paetkau et al., 1999].

В границах резервата находится палеонтологический памятник природы регионального значения – о. Б. Ляховский, где представлены самые репрезентативные и мощные едомы арктического типа и их морские разрезы, в т. ч. самый мощный и зрелищный Состуой-Кыгам высотой до 32 м. Наивысшая концентрация разрезов представлена на южном берегу острова, имеющем местное название «берег Захар-Сис». К уникальным природным объектам относится гора Ирим-Тас (о. Котельный) – участок распространения редкой аркто-тундровой растительности, скалы Кигиляхи на полуострове Кигилях.

В исследуемом районе находятся две ключевые орнитологические территории [Свиридова, 2011ф]:

1. Острова Новосибирского архипелага (Котельный и Фадеевский с Землей Бунге). Места гнездования толстоклювой кайры, чистика (на скальных обрывах). Во внутренней тундре гнездятся черные казарки, гаги, белые гуси. Вся территория охраняется в границах островной части ресурсного резервата республиканского значения «Лена-Дельта», созданного в 1996 г.

2. Бассейн Санга-Юрях, включая п-ов Широкостан и оз. Буустах – участок приморской низменности с крупными пресноводными озерами, значительным по площади оз Буустах и тундроболотами в бассейнах рек Санга-Юрях, Кюэнэштээх и Максунуоха. Важное место гнездования, линьки и миграционных остановок птиц водно-болотного комплекса. Численность размножающихся гусей с потомством достигает 10000 особей. Бассейн р. Санга-Урях – место массовой линьки белолобого гуся и гуменника (общая численность в разные годы составляет от 8000 до 22000 особей). Крупные линьники морянок. Гнездятся сибирская и очковая гаги, сапсан, канадский журавль, розовая чайка. Почти вся площадь охраняется в ресурсном резервате местного значения «Буустах» (создан в 1994 г.). Здесь расположен также охраняемый объект

уникальное озеро «Буустах» (20000 га, 1994 г.), полностью перекрывающийся с ресурсным резерватом.

На континентальной части листа также находится палеонтологический памятник природы регионального значения Ойягосский яр. В береговых обнажениях пролива Дм. Лаптева к востоку от мыса Святой Нос до Храмской губы Усть-Янского района на протяжении около 100 км вскрывается разрез плейстоценовых отложений, содержащих костные остатки млекопитающих. Местонахождение было описано еще в конце прошлого века доктором Бунге и бароном Толлем. В вертикальных обрывах высотой 40–50 м обнажаются лессовидные суглинки, из которых вымываются костные остатки бизонов, овцебыков, мамонтов.

На острове Котельный находится исторический памятник – мемориал на месте захоронения доктора Г. Э. Вальтера – члена Русской Полярной Экспедиции 1901–1902 гг.

Создание особо охраняемой природной территории федерального уровня на Новосибирских островах проектируется в соответствии с Письмом Президента Республики Саха (Якутия) «О включении в план перспективных ООПТ РФ до 2020 года Национального парка «Новосибирские острова» от 13.11.2013г. №1381–21; Письмом Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации «Об учреждении особо охраняемой природной территории на островах Новосибирского архипелага» от 14.01.2014 г. №02–12–29/285; Письмом Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации «О расширении системы ООПТ федерального значения» от 30.06.2014 г. №01–12–07/13379, Распоряжением Правительства Республики Саха (Якутия) «О Межведомственной рабочей группе по обеспечению работ по созданию государственного природного заказника федерального значения на островах Новосибирского архипелага» от 27 октября 2014 г. № 1224-р, Письмом ГБУ РС(Я) «ДБР и ООПТ Минприроды РС(Я)» № 01–183 от 11.02.2015 г.

Создание государственного природного заказника на Новосибирских островах необходимо с целью охраны и изучения уникальных островных экосистем Российской Арктики.

Экосистемы Новосибирских островов, также как и другие экосистемы Арктики, одни из самых молодых и хрупких на земном шаре. Особенно уязвимы они сейчас, в период интенсивных климатических изменений, которые наибольшим образом выражены именно в высоких широтах.

Незаконные раскопки мамонтовой кости, перспективы разработки месторождений углеводородов и развитие Северного морского пути отрицательно скажутся на состоянии экосистем Новосибирских островов в случае, если не будут приложены особые усилия по охране региона.

Вместе с тем, островные экосистемы с их биологическим разнообразием и уникальным геологическим и геоморфологическим строением представляют значительный интерес для экологических туристов, которые могут прибывать сюда в рамках судовых арктических круизов.

Таким образом, организация государственного природного заказника федерального значения, носящего комплексный характер, на Новосибирских островах необходима для сохранения существующих островных экосистем,

редких видов и уникальных объектов неживой природы, а также для их изучения в будущем.

## **ОЦЕНКА ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ И ОСТРОВНОЙ ЧАСТИ ЛИСТА**

### **Антропогенное загрязнение почв**

В 60-х гг. XX в. на различных архипелагах и островах Российского арктического сектора (арх. Земля Франца Иосифа, Новая Земля, Новосибирские острова, остров Врангеля и др.) значительно усилилось техногенное давление на природную среду. В этих районах были созданы объекты инфраструктуры (военные базы, аэропорты, метеорологические станции и др.), куда осуществлялся массовый завоз нефтепродуктов для работы техники и отопления. Вплоть до 90-х гг. экосистемы этих территорий постоянно подвергались загрязнению УВ. В настоящий момент здесь существует множество техногенно-трансформированных в результате углеводородного загрязнения участков, а также хозяйственных заброшенных объектов: многочисленные скопления бочек с остатками нефтепродуктов, котельные, локаторные станции и др. Загрязненные объекты на этих территориях необходимо инвентаризировать, их воздействие на окружающую среду должно быть изучено для разработки научных основ рекультивации арктотундровых почв. Следует особо подчеркнуть, что ландшафтные условия арктической тундры, заключающиеся в крайне малом количестве атмосферных осадков, очень низких температурах и коротком периоде сезонного протаивания почв, не способствуют их самоочищению от углеводородов (УВ). В этой связи важна оценка ландшафтного воздействия арктотундровых природных условий на геохимические особенности поведения УВ в почвах.

В ходе экспедиций «Фонда полярных исследований «ПОЛЯРНЫЙ ФОНД» в 2010 г. в рамках пилотного проекта «Инвентаризация источников загрязнения бывших военных объектов, расположенных на Новосибирских островах» и Русского географического общества на архипелаг Новосибирские острова в августе–сентябре 2012 года были изучены и опробованы на содержание углеводородов, ТМ, ПХБ и ПАУ почвы на ключевых участках о. Большой Ляховский, где широко распространены заброшенные объекты хозяйственной инфраструктуры (полуостров Кигилях, мыс Шалаурова), о. Котельный (метеостанция Санникова, аэропорт Темп), и прибрежной части полуострова Бунге [*Инвентаризация...*, 2010, *Качинский*, 2014]. Было проведено наземное обследование районов дислокации бывших военных объектов на территории о. Большой Ляховский и о. Котельный).

Для оценки уровня загрязнения объектов были отобраны 100 проб почвенного покрова на НУВ, 39 проб на ПАУ (состав), 17 проб на ПХБ, 19 проб на ТМ.

Основным источником загрязнения являются протечки из ветшающих емкостей для хранения дизельного топлива, отработанных масел и других технических жидкостей.

Для характеристики миграции ЗВ с поверхностным стоком было произведено опробование ручья, дренирующего территорию станции ПВО на о. Котельный.

По ортофотопланам и данным наземного обследования приближенно подсчитано количество емкостей, складированных на территории вышеуказанных объектов. По обзорным снимкам выполнена аналогичная оценка для близлежащих участков (см. п.4.3.5 и 5.3.5), расположенных за пределами съемки. Результаты подсчета представлены в таблице 28.

На территории всех объектов диагностируется высокий уровень загрязнения нефтяными углеводородами. Загрязнение носит площадной характер. На территории бывших военных объектов в 22,5 % (о. Б. Ляховский) и 28,8 % (о. Котельный) проб диагностируется уровень загрязнения, превышающий уровень вмешательства (Прил. Б к СП 11–102–97).

Таблица 28

**Ориентировочная оценка количества бочек, складированных на территории обследованных объектов**

Объект	Приближенная оценка количества бочек, шт.
о. Б. Ляховский, территория станции ПВО	30000
о. Б. Ляховский, побережье залива Малакатын и г. Малакатын-Чокур	5800
<b>ВСЕГО:</b>	<b>35800</b>
о. Котельный, территория станции ПВО	51700
о. Котельный, побережье залива Стахановцев Арктики	20600
о. Котельный, аэропорт Темп	25600
<b>ВСЕГО:</b>	<b>97900</b>

На территории аэропорта Темп он превышен в 5 пробах из 7 (70%). Средний и максимальный установленный уровни превышения по объектам иллюстрирует таблица 29.

Таблица 29

**Среднее и максимальное содержание в почвах нефтяных углеводородов в долях от уровня вмешательства (5000 мг/кг)**

Превышение	о. Б. Ляховский			о. Котельный ПВО			аэропорт Темп
	пл.1	пл.2	пл.3	пл.4	пл.5	пл.6	
	2,7	12,6	2,7	3,4	0,6	3,1	18
макс.	13,4	20,4	7,9	15,6	1,0	9,6	105

Свой вклад в загрязнение вносят не только заполненные, но и пустые бочки. В частности, в 2 пробах, отобранных из бочек, оказалась загрязненная НУВ вода, попадающая туда в результате затекания талых и дождевых вод. Вода вымывает остатки НУВ, содержащиеся на дне и стенках емкости, спо-

способствует процессу коррозии, в результате загрязненная жидкость также попадает на грунт.

По результатам обследования можно с уверенностью констатировать площадное загрязнение как самих бывших военных объектов, так и прилегающих к ним территорий УВ и тяжелыми металлами. Уровень загрязнения – опасный и чрезвычайно опасный (величина суммарного показателя загрязнения объектов на о. Б. Ляховский достигает 149–193; на о. Котельный – 145–152). Аномалии имеют полиэлементный состав. В ассоциации элементов представлены кадмий, свинец, медь, никель, цинк, олово. В единичных пробах фиксируются крайне высокие уровни загрязнения элементами 1 класса опасности. В частности, на о. Котельный в пробе, отобранной на пл. 6, отмечено 700-кратное превышение фонового уровня по свинцу, на территории аэропорта Темп – 25-кратное превышение фонового уровня по ртути.

Загрязнение ПХБ, учитывая характер поступления данных веществ в окружающую среду, проявляется локально. Несмотря на это, выборочное опробование зафиксировало случаи превышения допустимой концентрации ПХБ (0,02 мг/кг) на о. Б. Ляховский – в 2,3; на о. Котельный – в 1,2 и 4,2 раза. Это является достаточным основанием для включения ПХБ в число приоритетных для островов ЗВ. Уровень загрязнения (от 2 до 5 ПДК) – опасный.

Основным источником поступления в окружающую среду полициклических ароматических углеводородов является сжигание топлива. За почти 20-летний период бездействия бывших объектов МО, несмотря на замедленное течение процессов разложение органических ЗВ в арктической зоне, произошло снижение их концентрации в почвенном покрове. Лишь 10% проб на территории о. Б. Ляховский и о. Котельный показали содержание бенз(а)пирена (остальные вещества не нормируются) на уровне до 2 ПДК. Все они приурочены к отрицательным формам рельефа (западина, лог), расположенным вне основных площадок. В сырой затененной почве деструкция органических ЗВ протекает медленнее, чем на остальной территории. Также в единичных пробах (3 из 40) обнаружено незначительное превышение ДК (1 мг/кг) суммы ПАУ (в 1,12–1,46 раз).

Полученные результаты свидетельствуют, что данный вид ЗВ распространен на территории обследованных объектов, но уровень загрязнения является допустимым (до 2 ПДК) и, возможно, проявляет тенденцию к дальнейшему снижению.

В результате наземного обследования на территории ПВО на о. Котельный обнаружены трансформаторы. Они вскрыты, крышки не закреплены, однако состояние корпусов визуально оценивается как удовлетворительное. Внутри имеется жидкость. Уровень наполнения достаточно высок. По технике безопасности отбор проб непосредственно из ПХБ-содержащего оборудования не производился. Предположительно, в трансформаторах содержится совтол, разбавленный водой, попадающей туда вследствие затекания атмосферных осадков.

Из многочисленных частично наполненных емкостей, сосредоточенных на объектах, отобраны для идентификации 19 проб технических жидкостей. Среди них преобладает зимнее дизельное топливо, в большинстве своем – депрессорными присадками. Также обнаружены летнее дизтопливо, мотор-

ные масла, смеси отработанных масел. Состояние тары на всех обследованных объектах – неудовлетворительное. Имеются очаги коррозии, зафиксированы множественные протечки. В 2 пробах обнаружена вода. Вымывая остатки ГСМ, имеющих на дне и стенках бочки и ускоряя коррозию, вода в результате также попадает на грунт, вызывая его загрязнение.

Для оценки миграции ЗВ с поверхностным стоком в слиянии ручьев, стекающих с площадок №№ 4 и 6 (ПВО на о. Котельный), отобрана проба воды. По величине ХПК ( $437 \text{ мг O}_2/\text{дм}^3$ ) воды ручья относятся к разряду сточных. Согласно прил. Ж к СП 11–102–97 при  $\text{ХПК} > 80 \text{ мг O}_2/\text{дм}^3$  ситуация диагностируется как экологическое бедствие. Концентрация НУВ в воде составляет  $1,82 \text{ мг}/\text{дм}^3$  (36,5 ПДК). Содержание меди и свинца достигает 14 ПДК. Высокий уровень загрязнения воды интегрально характеризует степень накопления ЗВ в почвенном покрове.

Минерагеническая специализация изучаемого региона обусловила проявление контрастных геохимических аномалий природного происхождения [Государственная...1999]. Все эти проявления показаны на эколого-геологической схеме. В основном это ореолы олова и его элементов-спутников.

В период существования СССР в пределах изучаемого региона был расположен ряд источников загрязнения территории радионуклидами. Этими источниками являлись радиоизотопные термоэлектрические генераторы (РИТЭГ), используемые в качестве средств электропитания для навигационного оборудования на Северном морском пути. В районе наших исследований по состоянию на 01 января 2004 года располагалось 32 РИТЭГа. В тот же год Министерством охраны природы Республики Саха (Якутия) была инициирована программа вывода из эксплуатации РИТЭГов, которая действовала с 2004 по 2012 годы, и в результате которой все генераторы были демонтированы и вывезены на утилизацию [Ушницкий, 2011]. В. Е. Ушницкий (2011) отмечает, что в местах размещения РИТЭГов загрязнения Sr-90 и обедненным ураном не обнаружено. В целом, уровни гамма-излучения на островах Анжу не превышают  $20 \text{ мкР}/\text{ч}$ , за исключением локального участка на Земле Бунге, где уровни гамма-излучения достигают  $30 \text{ мкР}/\text{ч}$ . Превышение на локальном участке Земли Бунге может быть связано с происшествием в 2004 году, когда в сентябре 2004 года над Землей Бунге во время транспортировки вертолетом был произведен аварийный сброс двух подлежащих утилизации РИТЭГов. В результате падения на землю была нарушена целостность внешней радиационной защиты корпусов аппаратов. После проведенных мероприятий, генераторы были эвакуированы в 2005 году [Ушницкий, 2011].

В целом, на современном этапе, базируясь на вышеизложенных сведениях, можно заключить, что радиационное загрязнение почв территории в результате деятельности человека отсутствует.

Анализ всей имеющейся информации позволяет сделать вывод о локальном характере химического загрязнения почв и поверхностных водотоков континентальной и островной суши.

## ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ И ОСТРОВНОЙ ЧАСТЯХ ЛИСТА

### Эндогенные геологические опасности

Территория листа S-53,54 располагается в пределах восточной части Лаптевоморской зоны Арктико-Азиатского сейсмического пояса на границе Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Восточную часть Лаптевоморской зоны между меридианами 120° и 139° в. д. занимает сложно-ветвящаяся рифтовая система северо-западной и субдолготной ориентации протяженностью до 600 км при ширине 350–400 км. Рифтовая зона на шельфе моря Лаптевых представлена грабенами (Усть-Ленский, Омолойский, Усть-Янский, Чондонский, Бельковско-Святоносский и др.), которые разделены между собой системой поднятий. Разрывные нарушения восточной части шельфа моря Лаптевых связаны с Лаптевоморской окраинно-континентальной рифтовой системой, возникшей и развивавшейся в кайнозой на продолжении океанического спредингового хребта Гаккеля. Они контролируют границы грабенов и детальную структуру их внутренних частей. Здесь выделяется два типа разломов: субдолготные и северо-западные сбросы и субортогональные им сдвиги широтного и северо-восточного простирания, смещающиеся отложения рифтовых впадин и их сбросовые ограничения [Грамберг и др., 1990]. Землетрясения Арктических районов Якутии наблюдаются в четырех зонах: хр. Гаккеля, шельфах морей: Лаптевых и Восточно-Сибирского, Северном Верхоянье и Приморской низменности.

Сейсмичность хр. Гаккеля представлена узкой (60–80 км) полосой эпицентров землетрясений, которая на шельфе моря Лаптевых расширяется до 400–600 км, охватывая территорию между полуостровом Таймыр, дельтой р. Лены и Новосибирскими островами. Землетрясения происходят здесь на глубинах 4–36 км в пределах земной коры [Аветисов, Гусева, 1991, Имаев и др., 2000].

Основная полоса, куда тяготеют все крупные сейсмические события с магнитудой  $M_s=5,5-6,2$ , фиксируется от хр. Гаккеля в направлении Янского залива моря Лаптевых, обозначая границу Евразийской и Североамериканской плит. Очаги землетрясений этой полосы сосредоточены во впадинах Лаптевоморской рифтовой системы или тяготеют к их бортам. По краям шельфа моря Лаптевых параллельно основной полосе обнаруживаются еще две полосы слабых землетрясений: западная – Лено-Таймырская и восточная – Новосибирских островов. Первая фиксируется через дельту р. Лены вдоль побережья и мелководье Оленекского залива моря Лаптевых, пересекает Хатангский залив вблизи о. Б. Бегичев, тянется к полуострову Таймыр и, возможно, к островам Северная Земля. Вторая – в виде субдолготной линии эпицентров следует из акватории Восточно-Сибирского моря через Благовещенский пролив между островами Фаддеевский и Новая Сибирь к северу. В период постоянных наблюдений с 1965 по 2015 гг. в изучаемом регионе было зафиксировано 5 землетрясений с магнитудой 5,0–5,7 и 30 землетрясений с магнитудой 3,8–4,9.

По карте сейсмического районирования ОСР–2012 [Уломов, Богданов, 2013] территория региона относится к 7-балльной по шкале ИЗ–12, совместимой со шкалой MSK–64, за исключением о. Котельный и о. Бельковский, относящихся к 8-балльной зоне.

## ЭКЗОГЕННЫЕ ОПАСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ

### Динамика морских берегов

Наиболее динамичное взаимодействие между компонентами системы атмосфера – море – береговая криолитозона происходит в районах распространения ледового комплекса, который характеризуется большими (до 50 м) мощностями отложений, пронизанных повторно-жильными льдами, причем нередко подошва жил располагается ниже уровня моря. Высокое содержание льда в отложениях этого комплекса (от 20–50 до 80–90 %) обуславливает быстрое разрушение его при взаимодействии с морской водой.

Поскольку основная покровная толща (т. н. «едома»), слагающая береговые уступы на многих участках береговой линии Новосибирских островов и побережья моря Лаптевых, представлена весьма льдистыми образованиями, главными разрушающими факторами являются различные виды термоэрозии (термоабразия, термопланация, термокарст), которая проявляется обычно в сочетании с другими видами эрозии.

Береговые уступы сложены продуктивными отложениями двух типов: верхнеплейстоценовыми высокольдистыми образованиями едомного комплекса и голоценовыми (по преимуществу) озерно-термокарстовыми отложениями аласных котловин. Соотношение этих двух типов пород в пределах каждого конкретного берегового участка весьма различно и определяется степенью эродированности образований едомного комплекса в районе. В целом для островов доля этих пород существенно выше; на материковом побережье пролива Дм. Лаптева протяженностью 500 км (Индибирский район) выход едомных образований составляет порядка 25%.

На участках разрушения останцов едомной равнины (преимущественно термоабразионный тип берегов) высота береговых уступов варьирует от 10–15 до 30–40 м. Береговые обрывы обычно имеют вид ледяной стены с линзами и «карманами» алевритового материала. В нижней части эта стена нередко переходит в термотеррасу шириной в десятки – сотни метров, которая обрывается у уреза воды крутым уступом. В основании обрывистых берегов нередко образуются термоабразионные ниши глубиной до 6–8 м и более, провоцирующие блоковое обрушение пород; при этом плоскости отрыва обычно проходят по включениям льда. Огромные многотонные блоки отрываются и обрушиваются вниз, попадая в волноприбойную зону. Термоабразионное разрушение берегов достаточно интенсивно: береговая линия отступает со скоростью по участкам 2–12, в среднем 4–6 метра в год [Арз, 1980]. Более значительные скорости термоабразии – до 20–30, 100 и более м/год, отмечавшиеся рядом исследователей [Хмызников, 1937, Ефремов, 1979] для

берегов, сложенных высокольдистыми едомными образованиями (арктического типа), фиксировались на отдельных береговых участках сложной конфигурации (узкие береговые выступы, перешейки и пр.) и в целом все же не характерны.

Термоабразионное разрушение берегов имеет неравномерное прерывистое развитие. Одна из причин – кратковременная, но существенная активизация процесса во время штормовых нагонов. У берегов морей Восточно-Сибирского и Лаптевых наблюдаются нагоны высотой 2,5–3 м; максимальный нагон (высотой 5,2 м) в регионе был зафиксирован полярной станцией «Святой нос» в море Лаптевых в 1958 году [Арз, 1985]. Надводная часть берегов также энергично разрушается под действием солнечной радиации и тепла воздушных масс (термоденудация), что при неоднородности криогенного субстрата делает морфологию береговых уступов весьма динамичной. Весь терригенный материал по мере растепления толщи постепенно смещается вниз в солифлюкционных шлейфах и коллювиальных осыпях, также попадая в волноприбойную зону.

Второй тип образований, слагающих береговые уступы, это озерно-термокарстовые отложения, также характеризуется развитием полигонально-жилых льдов. Но льды эти, в отличие от едомных образований – эпигенетические, по возрасту голоценовые–современные, проявлены гораздо менее масштабно (маломощные клиновидные жилы с глубиной развития до 5–6 м) [Томирдиаро, 1980]. Высота береговых уступов, представленных озерно-термокарстовыми отложениями (преимущественно абразионный тип берегов), не превышает обычно 3–5 м, редко достигая 8–12 м. Склоны их более пологие и нередко закрыты маломощным покровом солифлюкционных оползней. Обычным элементом рельефа являются овраги, эродирующие бровку склонов, короткие по протяженности, но глубокие в устьевых частях, открывающихся в сторону берега на всю видимую мощность отложений. Ручьями и временными потоками из оврагов производится вынос костного материала в береговую зону. Нередко при значительной ширине пляжа у подножия уступов образуются конусы делювиально-солифлюкционных (коллювиальных) отложений.

Прибрежно-шельфовая криолитозона в обрамлении Новосибирских островов крайне неустойчива к тепловому и гидродинамическому воздействию, что и определяет активность процессов береговой и донной термоабразии. Необходимые условия катастрофического разрушения берегов в восточной Арктике возникают в том случае, когда средняя летняя температура воздуха на побережье превысит +4°C. При этом резко возрастает неустойчивость льдистых берегов к внешним воздействиям, в том числе часто повторяющимся штормам. Средние скорости эрозии льдистых берегов могут достигать нескольких десятков метров в год на тех участках побережья, где они при «нормальных» климатических условиях (+2,8 °C) не превышают 2–5 м/год.

Прогноз тенденций развития льдистых берегов восточных арктических морей, выполненный по сценарию повышения средней летней температуры воздуха в первой половине XXI века показывает, что максимальная активность деструктивных береговых криогенных процессов предполагается в 2040- 2045 гг.

Скорости эрозии (термоабразии) могут достигать по разным сценариям в среднем от 5–7 до 15 м/год, а на отдельных участках низких берегов – от 9–12 до 30 м/год [Григорьев и др., 2006].

### Криолитозона шельфового обрамления островов

Особое место в оценке состояния криолитозоны региона занимает прибрежная подводная равнина – материковая отмель морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, шельфовое продолжение приморских низменностей Северной Якутии и Западной Чукотки. Эти моря являются самыми мелководными морями СЛО: в море Лаптевых 100-метровая изобата отходит до 78–79 параллели, в Восточно-Сибирском – еще севернее [*Северная Якутия...*, 1962].

Источником осадков, отлагающихся на дне, служат, наряду с материалом, выносимым реками, морские берега материка и островов, сложенные рыхлыми четвертичными отложениями. По преимуществу это верхнеплейстоценовые образования континентальной лессово-ледовой формации (т. н. едомный комплекс), и современные продукты их перебива: аллювиальные, аллювиально-морские, озерные осадки. Огромную роль в строении береговых обрывов играет ископаемый лед, сингенетические полигонально-жильные образования, составляющие существенную, а нередко и основную часть объема горной породы [Томирдиаро, 1980]. Такие берега особенно типичны для Приморской низменности в пределах Яно-Колымского междуречья и Новосибирских островов.

В позднечетвертичное время формирование арктического шельфа определялось во многом глобальными климатическими изменениями. Последнее ледниковье, достигшее максимума, по-видимому, около 18 тыс. лет назад, ознаменовалось, в частности, осушением шельфов восточноарктических морей и образованием т. н. «Берингийского моста» между Чукоткой и Аляской [Hopkins, 1967]. Осушенные шельфы были областью в основном субаэрального лессово-ледникового литогенеза. По сути, отдельные участки и поля образований едомного комплекса являются небольшими реликтами позднечетвертичной лессово-ледовой формации, имевшей огромное площадное развитие на Северо-Востоке Азии и в Северной Америке (в том числе в пределах Берингийской суши) и ныне в основном эродированной.

По многим проблемам Берингийской суши – времени существования и разрушения, цикличности трансгрессий (регрессий, ледниковых эпох и др.) у исследователей зачастую нет единого мнения. В эпохи трансгрессий и регрессий контуры и размеры суши в пределах шельфов восточноарктических морей неоднократно изменялись, но отложения позднечетвертичной – голоценовой трансгрессии распространены на шельфе повсеместно [Дежаренко, 1985]. Наиболее низкое положение уровня моря на глубинах  $-50 \div -80$  м имело место около 17 000 лет тому назад. На геофизических профилях четко фиксируются затопленные долины, дельты, береговые линии.

Около 13 000 лет назад была выработана береговая линия на глубинах 43–38 м и произошло образование современного Берингова пролива. Около 10 000 лет назад береговая линия располагалась на глубинах  $-22 \div -25$  м; около 7 000 лет назад – на  $-15 \div -17$  м; около 4 000 лет назад – на  $-8 \div -12$  м.

Максимальное повышение уровня моря до +3 м произошло около 3 000 лет тому назад, когда началось формирование современной береговой линии [Дегтяренко и др., 1982].

Интересно отметить, что морские криолитологические исследования показывают наличие устойчивой криолитозоны на современном шельфе восточноарктических морей, обрамляющей материковое побережье и Новосибирские острова [Жигарев, 1997]. Предположительно и часть лессово-ледового покрова (возможно, нижние его горизонты) сохранилась в затопленном состоянии под тонким слоем донных осадков.

Основную роль в разрушении лессово-ледового покрова сыграла, безусловно, термоабразия в процессе позднеплейстоценовой – голоценовой трансгрессии. Направленность и интенсивность термоабразионных процессов отслеживаются в восточноарктических морях уже более двух столетий. Скорость термоабразионного разрушения островов – останцов огромного лессово-ледового материка, наглядно видна на примере о-вов Семеновский и Васильевский, располагавшихся в море Лаптевых на западном фланге Новосибирского архипелага. Первые промеры островов были произведены в 1823 году, в период работы Устьянской экспедиции (1821–1823 гг.) под руководством П. Ф. Анжу: о. Семеновский имел в длину 8 миль, а о. Васильевский 5 миль. Повторно острова были измерены спустя 90 лет К. К. Неупокоевым – в 1914 г.; каждый имел длину в 2,5 мили (при высоте береговых обрывов до 24 метров). Остров Васильевский полностью был размыт до 1936 года, а о. Семеновский, по-видимому, в 1950 г. (наблюдения периодически проводились также в 1936–1946 гг.). Ранее такая же участь постигла о. Св. Диомида, открытого Дм. Лаптевым в 1739 году к востоку от м.Св.Нос, и обозначенного им на отчетной карте. Остров в 1761 году также нанес на карту Н. Шалауров, но в 1810 г., при описании берегов между рр. Яной и Индигиркой М. М. Геденштромом, остров уже не был зафиксирован. И при обследовании Новосибирского архипелага Устьянской экспедицией в 1823 г. остров Св. Диомида также не был найден. Возможно такая же участь постигла легендарные Землю Санникова и Землю Андреева, поиск которых продолжался более двух столетий. Однако, образование новых островов также происходит; пример тому – остров Яя, открытый экипажем вертолета при перелете на о. Котельный осенью 2013 года в ~1 км от прежнего расположения Васильевской подводной банки. Остров находится на  $73^{\circ}59'25.2$ » с. ш. и  $133^{\circ}05'28.1$ » в. д., имеет размеры ~370×125 м, возвышаясь над уровнем моря на ~0,5 м, и выглядит, как гряда торосов. (30 сентября 2014, Life News). Возможно, его образование-результат выпаживания донной поверхности льдом.

Исследования (промеры донного рельефа), проведенные специалистами ТОИ ДВО РАН в 1999–2009 годах в проливе Дмитрия Лаптева и на юго-востоке моря Лаптевых подтвердили наличие подводных останцов (о-ва Св. Диомида, Васильевский, Семеновский), подвергшихся активной термоабразии и исчезнувших за короткий исторический период – в XIX–XX вв. Кроме того, промеры рельефа дна позволили оценить интенсивность процессов донной термоабразии [Дударев и др., 2010].

## Опасные техногенные процессы и явления

Изучаемая территория до сих пор остается относительно незатронутой многими из видов воздействий. Здесь практически не ведется коммерческое рыболовство и промысел гидробионтов, промышленная разведка минерального сырья, район находится в стороне от наиболее интенсивных судоходных трасс и стационарных источников загрязнения в виде крупных населенных пунктов.

Тем не менее, на некоторых участках остались следы бывшего локального воздействия в период освоения данной территории в годы Советской власти, а в последние годы локальное воздействие наносит добыча мамонтовой кости.

В период расцвета освоения Арктики во второй половине XX в. на территории островов сформировалась очаговая инфраструктура объектов оборонного комплекса, гидрометеослужбы и научно-исследовательских учреждений. Радикальные политико-экономические изменения в стране, имевшие место в конце 1980-х – 1990-х гг., имели особо серьезные последствия для Арктического региона России. В эти годы была практически свернута работа всех структур Минобороны, закрыто более половины полярных станций, прекратили действовать научно-исследовательские стационары и базы. Тем не менее, зоны бывшего хозяйственного использования на территории региона остались очагами загрязнения и нарушенности естественного ландшафта. Заброшенные и законсервированные объекты различной степени сохранности сопровождают шлейфы свалок, промышленных отходов, пришедшей в негодность транспортной техники, пустых бочек и прочей тары, складов ГСМ в емкостях и бочках.

Наиболее существенным нарушением естественного рельефа является взлетно-посадочная полоса аэродрома «Темп». Однако, по своим масштабам, даже она является незначительным локальным нарушением рельефа, т. к. была заложена в изначально выположенной части острова.

Техногенная нарушенность территории изучаемого региона представлена следующими видами:

- организованные (складированные) и неорганизованные скопления бочек и цистерн (пустых и с ГСМ).

- брошенная военная, транспортная и прочая техника.

- объекты инфраструктуры, такие как различные трубопроводы, кабели, трансформаторы, дизель-генераторные станции.

- капитальные строения разной степени разрушенности.

- брошенное радиоэлектронное оборудование, в том числе локаторные станции, аэродромное оборудование и т. п.

Уровень загрязнения на большинстве обследованных площадок можно оценить как опасный, а местами чрезвычайно опасный, но носящий локальный характер.

На участках сбора мамонтовой кости по требуемой технологии сбора сборщики должны добывать только бивни, лежащие на поверхности земли. Однако известно, что эта технология нарушается многими искателями, которые используют водяные помпы для размыва ископаемого льда на береговых

выходах, байджарахах и других отвалах. Тем самым усиливаются береговая эрозия и термокарстовые процессы.

По нашему мнению, усиливается прямое влияние деятельности на участках по сбору мамонтовой кости, где ведется не сбор, а его непосредственная добыча, достигающая уже возможно промышленных масштабов. По данным ГУП «Сахагеоинформ» только в 2006–2008 гг. на о. Фаддеевский ежегодно добывается от 1305 до 2242 кг бивня, на о. Новая Сибирь – от 1000 до 1695 кг, на о. Котельный – от 194 до 900 кг и на о. Земля Бунге около 160 кг [Кириллин, 2011].

В результате добычи, а не сбора, из многолетнемерзлого грунта с помощью струй воды вымываются костные остатки. При вымывании разрушается почвенный покров, растительность и в целом нарушаются целые участки наземных экосистем островов.

## **ОЦЕНКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ И ОСТРОВНОЙ ЧАСТИ ЛИСТА**

В условиях современного хозяйственного освоения региона, большинство антропогенных факторов, характерных для бассейнов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в целом и действующих в региональном масштабе, не затрагивают территорию листа. Общей отличительной особенностью экосистем региона является их высокая естественная сохранность.

Среди островов максимальному влиянию человеческой деятельности подверглись природные экосистемы о-вов Котельный и Б. Ляховский.

Экосистемы морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в окрестностях Новосибирских островов можно отнести к малонарушенным, практически незатронутым антропогенным воздействием.

На «Схеме геохимической и геодинамической устойчивости ландшафтов» показаны участки, характеризующейся средней и малой устойчивостью. К ландшафтам малоустойчивым геодинамически относится почти вся территория континентальной и островной суши. Определяющим фактором является распространение пород ледового комплекса (ПЛК). За исключением Земли Бунге, где ПЛК имеют спорадическое распространение, на остальной территории они распространены широко. Процессы термической денудации на таких площадях развиваются наиболее интенсивно.

Ландшафты, малоустойчивые геохимически, также занимают почти всю территорию континентальной и островной суши. К среднеустойчивым относятся ландшафты о-вов Столбовой и Бельковский. Определяющим фактором является литогенная основа ландшафта.

На «Схеме оценки эколого-геологической обстановки» выделены 3 области:

Благоприятная – малоосвоенные территории и акватории со спокойными экзо- и эндодинамическими условиями, нерегулярными проявлениями слабых по интенсивности опасных геологических процессов и явлений (ОГПЯ). Аккумулятивные плоские морские равнины до высоты 20–50 м и на глубинах до 20–30 м со слабой гидродинамической активностью.

Удовлетворительная – проявление слабых по интенсивности и локальных экологически неблагоприятных процессов с малой степенью нарушенности геологической среды, связанных преимущественно с морской абразией и термоабразией и речной эрозией Денудационно-аккумулятивные низкие субгоризонтальные прибрежные и приморские равнины в условиях слабой гидродинамической активности.

Напряженная – регулярное проявление разных по интенсивности ОГПЯ, преимущественно в горных районах и связанных с повышенной сейсмичностью и гравитационными процессами. Денудационно-эрозионные низкогорья и холмисто-грядовые равнины с уплощенными водоразделами. Рыхлые образования речных долин, породы с повышенной льдистостью (суша). Абразионно-аккумулятивные всхолмленные и ступенчатые равнины, субгоризонтальные с относительно слабой гидродинамической активностью вследствие длительного ледового режима СЛО, склоны крутизной до 2°, развитые в прибрежной полосе в условиях волновой и термоабразионной активности, флювиально-аккумулятивные плоские равнины затопленных палеоречных долин (акватория).

Особое внимание данной оценки было направлено на определение основных вариантов деградации экосистем при освоении природных ресурсов как основного потенциального фактора техногенеза. Планирование и проектирование потенциальных работ, направленных на поиски и освоение природных ресурсов, должно учитывать повсеместное и мощное развитие криолитозоны и связанные с ней опасные природные явления. Не меньшего внимания заслуживает и весьма высокая сейсмичность региона и её последствия.

## **ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МОРСКОЙ ЧАСТИ ЛИСТА**

### **Ландшафтное районирование акватории**

Основой для построения итоговой ландшафтной схемы по листу S–53,54 послужили атлас морей и океанов, литологическая карта поверхности морского дна, карта четвертичных отложений и геоморфологическая карта. Особенности распространения донных сообществ на акватории составлены по литературным источникам [*Зенкевич, 1956, Гуков, 2013, Гуков, 1999, Гуков, Тищенко, 1999*].

При выделении ландшафтов определялись генетически однородные участки морского дна, характеризующиеся однородной биоценотической структурой, имеющие одинаковый геологический субстрат, лежащие в границах одной геоморфологической структурной единицы с относительной однородностью гидрологических и гидробиологических условий. Особое внимание уделялось динамике осадков.

Рассматриваемая акватория листов S–53,54 расположена в северо-восточной части моря Лаптевых. Высокоширотное положение, большая удаленность от Атлантического и Тихого океанов, близость азиатского материка

и полярных льдов делают море Лаптевых одним из самых суровых арктических морей. Его климат можно охарактеризовать скорее как континентальный, чем как морской полярный, однако с заметно выраженными морскими чертами [Воскресенский, Петров, 1985]. Континентальность климата наиболее отчетливо проявляется в больших годовых колебаниях температуры воздуха, несколько сглаженных под влиянием моря по сравнению с сушей. Значительная протяженность моря с юго-запада на северо-восток создаёт климатические различия от места к месту, заметно выраженные по сезонам. В рельефе дна моря Лаптевых преобладают аккумулятивные равнины. Абразионные и аккумулятивные, а также термоабразионные берега моря довольно сильно изрезаны и образуют заливы и бухты. Вследствие сильного влияния берегового стока происходит смешение речных и поверхностных арктических вод; образуется вода с относительно высокой температурой и низкой соленостью.

На протяжении большей части года температура воды моря Лаптевых близка к точке замерзания. Летом верхний слой 10–15 м хорошо прогревается, глубже этих горизонтов температура понижается, и низкие значения сохраняются до самого дна. Вертикальное распределение температуры воды неодинаково в теплые и холодные сезоны. Ее изменение с глубиной выражено только летом.

Колебания солености и температуры объясняется притоком других вод. Различия солености очень велики (от 1 до 34 ‰), но преобладают опреснённые воды солёностью 20–30 ‰. Соленость, в общем, увеличивается с юго-востока на север и северо-запад.

Припай формируется уже в октябре – ноябре, зимой он простирается от материкового побережья на север за Новосибирские острова, захватывая мелководную зону до глубин 20–25 м, а к северу от кромки припая располагается зона дрейфующих льдов. Активность вертикальной циркуляции вод в припайных полыньях, высокие концентрации биогенных веществ и отсутствие ледового покрова определяют высокую продуктивность фито- и зооценозов. При выносе молодых льдов соли, концентрирующиеся при образовании льда, остаются на месте, общая соленость повышается, происходит обогащение воды хлоридами и силикатами и обеднение карбонатами и сульфатами [Гуков, 1999, Гуков, Тищенко, 1999].

Распределение донных осадков является результатом действия многих природных факторов. В тех районах, где процесс размыва происходит медленнее накопления органических осадков, в составе биоценозов по биомассе главенствуют виды, получающие пищу из толщи или с поверхности грунта (инфауна). Для участков дна с преобладанием процессов размыва характерно возрастание видов эпифауны, т. е. видов, использующих взвесь – придонный сестон. Наличие в течение 9–10 месяцев в году ледяного покрова и отсутствие ветрового волнения в этот период способствует формированию подводных аккумулятивных равнин, сложенных преимущественно глинистыми отложениями. Илы покрывают основную площадь шельфа моря Лаптевых на глубинах от 50 м.

Песчанистый ил распространен между о-вами Котельный, Большой Ляховский и Малый Ляховский. Столь широкое распространение песчанистого ила связано, очевидно, с деятельностью волнения. Песок занимает сравни-

тельно незначительные площади в море Лаптевых вдоль всего побережья. Более подробное описание геоморфологических и литологических характеристик акватории представлено на соответствующих картах.

Вертикальную зональность шельфа моря Лаптевых можно представить следующими зонами:

1. Супралитораль. Представляет собой неширокую (до 6–7 м) полосу вдоль берега моря, которая располагается на высоте до 30–90 см от уровня максимального прилива, и испытывает на себе редкое воздействие отдельных волн и брызг. На пляжах могут находиться выброшенные волнами организмы эпифауны и нектобентоса – *Saduria entomon glacialis*, *S. sibirica*, *Gammaracanthus loricatus*, мизиды и другие организмы (чаще других – ракообразные).

2. Литораль (приливо-отливная зона). В море она Лаптевых наиболее четко выражена в полузакрытых бухтах с вертикальной амплитудой приливов 50–60 см. Донные биоценозы литорали моря Лаптевых бедны, доминирующими видами в них являются детритофаги-полихеты *Microspio sp.*, *Prionospio cirrifera*, амфиподы *Gammarus wilkitzkii*, *Gammaracanthus loricatus*, изоподы *S. entomon glacialis*, *S. sibirica*, а также мшанки.

3. Сублитораль. Занимает морское дно между нижней границей литорали (линией наибольшего отлива) и нижней бровкой шельфа. В соответствии с дифференциацией подводных ландшафтов К. М. Петрова [Петров, 1960], сублитораль подразделяется на верхнюю (до 3–4 м), среднюю (от 3–4 до 10–12 м) и нижнюю (от 10–12 до 20 м). В настоящее время весь диапазон глубин от 0 до 15–20 м относят к верхней сублиторали [Кафанов и др., 1980]. Именно этими глубинами в море Лаптевых ограничено распространение макрофитов. Отдельные виды макрофитов (*Laminaria solidungula*, *Phyllophora truncata*, *Polysiphonia arctica*) в районе Новосибирских островов являются доминирующими видами в некоторых биоценозах [Экосистемы..., 1990]. Нижележащие горизонты сублиторали (на глубинах более 10–12 м) характеризуется преобладанием на мягких грунтах с высоким содержанием органического вещества собирающих детритофагов и на более твердых грунтах (у Новосибирских островов) при лимите органического вещества – чаще всего, фильтрующих сестонофагов (губок, асцидий, мшанок, моллюсков). Выделяемая на этих глубинах граница раздела двух водных масс [Добровольский, 1961] – эстуарно-арктической, распространенной на глубинах примерно до 10 м, и поверхностной арктической, подчеркивает своеобразие условий верхней сублиторали, равно как и более глубинных участков.

В зоне литорали, которая охватывает обширные по площади мелководные участки вдоль всего побережья моря Лаптевых и островов, распространены олигоценозы, т. е. биоценозы с малым числом видов зообентоса. Основу видового состава таких биоценозов составляют мобильные виды эпифауны (доминируют чаще всего мизиды и амфиподы). Промерзание мелководных участков прибрежных отмелей до дна и перепахивание льдом поверхностного слоя донного грунта в период разрушения припая и ледохода в устьях рек, создает крайне неблагоприятные условия для жизнедеятельности бентоса. Зимой значительное число организмов эфемерных биоценозов литоральной зоны уходит в сублитораль, часть гибнет при промерзании моря у берегов.

Типичный биоценоз подобных участков – *Saduria entomon* + *Pontoporeia affinis* – имеет плотность поселений макрозообентоса 280 экз./м<sup>2</sup> и биомассу 8,4 г/м<sup>2</sup>. *Saduria entomon* + *Gammaracanthus loricatus*. Биомасса зообентоса составляет 14,2 г/м<sup>2</sup>, плотность поселений 120 экз./м<sup>2</sup>. *Tubifex tubifex* с плотностью поселений 908 экз./м<sup>2</sup> и биомассой 18,9 г/м<sup>2</sup> (в среднем). В относительно гидродинамически активных районах отмечен биоценоз *Saduria entomon* + *Ampharete vega* с плотностью поселений макробентоса 122,0 экз./м<sup>2</sup> и биомассой 19,8 г/м<sup>2</sup>. Этот биоценоз характерен для глубин 0–3 м, найден на песчаном иле.

Донные биоценозы верхней сублиторали располагаются на глубинах от 2 до 10–12 м. Один из наиболее распространенных, биоценоз *Portlandia aestivalis* занимает в прибрежной части моря Лаптевых широкую полосу морского дна на илистом песке и иле [Гуков, 1989]. Плотность поселений макробентоса в биоценозе составляет 2025 экз./м<sup>2</sup>, биомасса 52,4 г/м<sup>2</sup>. В составе биоценоза присутствуют полихеты *Scoloplos armiger*, *Spio gorbunovi*, *Ampharete vega*, *Maldane sarsi*, *Terebellides stroemi*, брюхоногие моллюски *Cylichna occulta*, *Obesotoma gigantea*, изоподы *Saduria entomon*, мшанки *Eucratea loricata*, *Alcyonidium disciforme* и другие. Обычно в эпифауне доминируют солоноватоводные и морские эвригалитные виды: *Mysis relicta*, *Diastylis sulcata*, *Pontoporeia femorata*, *P. affinis*, *Saduria entomon*, *S. sibirica*, *Gammaracanthus loricatus*. Донные биоценозы верхней сублиторали восточной части моря Лаптевых, распространены на глубинах 2–12 м на песчаном иле в распресненной зоне моря; доминируют представители эпифауны и нектобентоса. Плотность поселения макробентоса в биоценозе составляет 820 экз./м<sup>2</sup>, биомасса 58,3 г/м<sup>2</sup>. Наиболее высокие показатели зоо- и фитобентоса отмечены в верхней сублиторали у о. Столбовой. Биоценоз *Phyllophora truncata* + *Laminaria solidungula* + *Phakellia cribrosa* + *Haliclona gracilis* + *Suberites domuncula* развивается на глубинах 3–9 м на камнях, песке и илистом песке с галькой. Биомасса и плотность поселений в биоценозе составляют, соответственно, 241 г/м<sup>2</sup> (в том числе растения – 141,9) и 454,55 экз./м<sup>2</sup> (растения – 332,0) [Экосистемы..., 1990].

На илистом песке и песчаном иле встречено 43 % видов, на песке и камнях 10 %, на иле и глинистом иле – 26 % от общего числа видов. На илистых грунтах преобладают биоценозы, в которых доминируют полихеты, например, на глубине 6–8 м на песчаном иле у о. Малый Ляховский найден биоценоз *Prionospio cirrifera* + *Chaetozone setosa*. Сестонофаги в большинстве случаев доминируют в биоценозах, развивающихся на песчанисто-илистых грунтах с пониженным содержанием C<sub>орг</sub> (например, *Rhizomolgula globularis* на глубинах 2–10 м). Биоценоз *Saduria entomon* + *Laphoeina maxima* + *Eucratea loricata* найден в проливе Дмитрия Лаптева на глинистом иле на глубине 2–18 м. По данным А. Н. Голикова с соавторами [Экосистемы..., 1990], биомасса и плотность поселений в биоценозе составляют, соответственно, 24,3 г/м<sup>2</sup> и 2027,2 экз./м<sup>2</sup>.

На илисто-песчаных грунтах развиты биоценозы с доминированием двусторчатых моллюсков. Примером может служить биоценоз *Astarte borealis* + *A. montagui* + *Portlandia siliqua*, обнаруженный вблизи о. Котельный на глубине 8–10 м. Доминирующая роль принадлежит сестонофагам – гидроидам

(*L. maxima*), оболочникам (*Rhizomolgula globularis*), мшанкам (*Alcyonidium disciforme*), губкам и др. В составе биоценоза найдены макрофиты и мягкие кораллы *Gersemia fruticosa*.

На участках заиленной гальки на глубинах 4–15 м преобладают биоценозы, в которых доминируют макрофиты. Биоценоз *Laminaria solidungula* + *Musculus corrugatus* с плотностью поселений макрозообентоса 117,2 экз./м<sup>2</sup> и биомассой 39,7 г/м<sup>2</sup>, отмеченный на глубине 10–12 м, характеризуется наличием и некоторых других видов макрофитов – *P. arctica*, *Phyllophora truncata*, *Odonthalia dentata*. На слоевищах ламинарий поселяются двустворчатые моллюски *Musculus corrugatus*, в эпифауне найдены мшанки *Eucratea loricata*, *Alcyonidium disciforme*, губки *S. domuncula*, бокоплавцы *Priscillina armata*, *Haploops sibirica*. В инфауне лидируют брюхоногие моллюски *Colus togatus*, *Buccinum angulosum*. На глубинах более 10–15 м растения утрачивают доминирующую роль в биоценозах, лидерство переходит к сестонофагам. Биоценоз *Eucratea loricata* с низкими показателями плотности поселений (80 экз./м<sup>2</sup>) и биомассы (10,2 г/м<sup>2</sup>) макробентоса встречается на заиленном щебне в районе мыса Медвежьего (о. Котельный) в литоральной зоне и верхней сублиторали пролива Санникова. В составе биоценоза найдены макрофиты *Phyllophora truncata* и *Odonthalia dentata*, амфиподы *Rozinante fragilis*, равноногие раки *Saduria entomon*, кумовые раки *Brachydiastylis resima*, *Diastylis spp.* и другие виды. В инфауне преобладают полихеты.

Таким образом, в условиях шельфа моря Лаптевых с обширными однородными участками дна были выделены несколько типов пространственного распределения ландшафтов.

### Ландшафты склонов

*Прибрежные абразионно-аккумулятивные склоны на глубинах до 10 м (12)* с интенсивной гидродинамикой, с преобладанием процессов транспортировки. Осадки – алевритовые пески и миктиты. Трофические группировки бентоса: подвижные сестонофаги.

*Абразионно-аккумулятивные пологие склоны (13)* 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.

*Абразионно-аккумулятивные покатые склоны (14)* с процессами интенсивной гидродинамики с преобладанием процессов размыва и транспортировки. Осадки – мелкообломочные миктиты. Трофические группировки: подвижные сестонофаги.

## Ландшафты морских равнин

*Аллювиально-морские равнины приустьевых областей на глубинах до 5 м (7), со стабильной транспортировкой и аккумуляцией речного материала. Трофические группировки: подвижные и неподвижные сестонофаги.*

*Термоабразионные равнины на глубинах до 10 м (8) с нестабильной гидродинамикой, с преобладанием процессов перемыва, транспортировки и частично, аккумуляции. Трофические группировки бентоса: собирающие детритофаги.*

*Термоабразионные равнины на глубинах более 10 м (9). Условия слабой гидродинамики с преобладанием процессов аккумуляции. Осадки – песчаные и алеврито-песчаные. Трофические группировки бентоса: собирающие детритофаги, грунтоеды.*

*Абразионно-аккумулятивные равнины на глубинах 10–20 м (10). В условиях слабой гидродинамики преобладание процессов аккумуляции. Трофические группировки – собирающие детритофаги и грунтоеды.*

*Аккумулятивные равнины на глубинах более 20 м (11). Условия слабой гидродинамики с преобладанием процессов аккумуляции. Трофические группировки бентоса: неподвижные сестонофаги, грунтоеды.*

Экстремальность условий моря Лаптевых выражается в низком видовом разнообразии и низких биопродукционных характеристиках организмов бентоса. Гидрологический режим имеет определяющее значение в распределении донных биоценозов на шельфе арктических морей.

В комплекс абиотических и биотических факторов среды, влияющих на распределение, состояние и функционирование донных биоценозов, входят: соленость, глубина, гранулометрический состав донных осадков, содержание в них органического вещества, степень загрязнения вод и донных осадков.

Биомасса макробентоса в биоценозах постепенно возрастает с глубиной и повышением солености придонных вод, наименьшие значения биомассы отмечены на илах и глинистых илах в депрессиях дна с низким содержанием растворенного кислорода. Максимум биомассы наблюдается в слое поверхностно-арктической водной массы при нормальной морской солености и температуре и на илисто-песчаных грунтах.

Структура и количественные показатели донных биоценозов могут служить индикатором физических условий среды, наличия постоянных или временных стрессовых воздействий на биоту.

## Геоэкологическое состояние придонных сред

Особенности климата и отдаленность от центральных районов страны уменьшают интенсивность антропогенной нагрузки на море Лаптевых. Большую роль в экономике края играют транспортные перевозки по Северному морскому пути. В настоящее время для осуществления безопасности и эффективности работ на Северном морском пути с 2013 г. по указу Президента РФ ведутся работы по восстановлению и модернизации военной базы

на о. Котельный. Планируется строительство военного городка замкнутого типа. Акватория залива Стахановцев Арктики в летний период служит местом якорных стоянок судов обеспечения и боевых кораблей Северного флота. Для доставки материальных средств на о. Котельный ведется строительство стационарного причала для барж и судов среднего класса, такого же типа, как на Новой Земле.

Работы на архипелаге ведутся с учетом уникальной экосистемы арктических земель. В настоящее время архипелаг является составной частью охраняемой зоны «Усть-Ленского» заповедника.

Постоянного гражданского населения здесь формально нет, но работники полярных станций и охотники-промысловики проводят на островах большую часть календарного года. В тяжелых арктических условиях люди добывают песка, ловят рыбу и ищут дефицитную мамонтовую кость, из которой якутские мастера создают уникальные художественные изделия. Непостоянен и количественный состав живущих на островах животных. По льдам забредают белые медведи. В прибрежных водах обитают морж, нерпа, белуха.

#### Загрязнение акватории тяжелыми металлами

Говоря о загрязнении окружающей среды, следует четко понимать, что практически все тяжелые металлы содержатся в горных породах, природных водах, донных отложениях. Принимая участие в природном круговороте, эти вещества характеризуются неравномерным распределением.

При изучении природных процессов в качестве норматива принято использовать так называемые кларки (средние значения конкретных металлов в горных породах различного состава или в природных водах). Однако металлогеническая специализация различных участков земной коры, связанная с накоплением рудогенных элементов, к числу которых относится абсолютное большинство токсичных тяжелых металлов, зачастую делает весьма приближительными данные сопоставления. Поэтому одновременно в геохимии тяжелых металлов как в горных породах, так и в природных водах при изучении региональных особенностей распределения этих микроэлементов используется понятие фона и аномальных концентраций относительно этого фона. Эти данные позволяют более точно оценивать геохимические особенности изучаемых объектов. Они показывают, что высокие, в том числе опасные для существования экосистем, концентрации тяжелых металлов могут иметь природное происхождение.

Донные осадки с экологической точки зрения давно привлекают внимание исследователей, т. к. они являются в отличие от природных вод и, тем более, атмосферы, депонирующей средой. Это, кроме эффекта накопления, приводит и к возможности протекания медленных реакций по образованию новых химических соединений, токсичные свойства которых иногда могут быть более высокими, чем у первичных природных соединений.

Тяжелые металлы в природной среде, а особенно в донных осадках, находятся в непрерывном процессе миграции, которая может осуществляться как в механической форме (вместе со слагающими частями осадка), так и в растворенной и коллоидальной форме. При этом происходит непрерывный обмен между гидросферой и литосферой через одну из известнейших геохимических барьерных зон: «дно – вода». Тяжелые металлы, являясь составной

частью донных грунтов, попадают в организмы бентосных организмов, далее рыб и по трофическим цепям в пищу человека, где могут накапливаться в его костях и тканях. В тоже время, для донных осадков отсутствует само понятие ПДК (предельные допустимые концентрации). Это существенно затрудняет понимание смысла термина «загрязнение», так как фоновые концентрации тяжелых металлов во-первых, определяются гранулометрическим составом донных отложений, а, во-вторых, металлогенической специализацией региона.

В настоящее время существует только один официальный норматив, разработанный 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 (табл. 30).

Таблица 30

**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/дм <sup>3</sup>	
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/дм <sup>3</sup>	
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> <sup>-</sup>				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

Примечания:

\*) 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 солености 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–53,54 изучалось распределение группы тяжелых металлов: Ni, Zn, Cu, Pb, Cr. Содержание и статистические параметры распределения тяжелых металлов в донных осадках акватории листа S–53,54 приведены в табл. 31.

Таблица 31

Содержание тяжелых металлов в донных осадках листа S–53,54 (по данным полуколичественного спектрального анализа, 2013–2014 гг.)

Компонент	Среднее содержание (X <sub>ср</sub> ), мкг/г	Предельные значения (min-max)	ОДК <sub>0</sub>	ОДК <sub>1</sub>	ВЗ
Cu	4.08	0.1–43	35	90	190
Ni	3.6	0.0–17	35	45	210
Zn	7.7	0.8–30	140	480	720
Pb	2.7	0.0–10.0	85	530	530
Cr	1.3	0.0–7.6	140	380	380

В качестве фона используем среднее значение по всей выборке проб донных осадков, а порогом аномальных концентраций считаем содержание более двух стандартных отклонений. Далее эти значения сравнивались с Региональным уровнем загрязнения для акваторий Санкт-Петербурга.

**Медь.** Относится к металлам второго класса опасности. Концентрации меди в донных осадках акватории колеблются от 0,1 до 43 мкг/г. Аномальные значения с максимальным для акватории содержанием меди в осадке (43 мкг/г) в основном связаны с алеврито-пелитовыми осадками.

**Никель.** Концентрации никеля в донных осадках листов S–53,54 невелики и во многих точках ниже уровня минимального загрязнения (35 мкг/г), принятого для Санкт-Петербургского региона. Аномальные значения с максимальным для акватории содержанием никеля в осадке (17 мкг/г) располагаются на равнинах алеврито-пелитового состава.

**Цинк.** Концентрации цинка в донных осадках акватории колеблются от 0,8 до 30 мкг/г. Аномальные значения с максимальным для акватории содержанием цинка (30 мкг/г) встречаются на алеврито-песчаных и алеврито-пелитовых равнинах.

**Свинец.** Концентрации свинца в донных осадках акватории колеблются от 0,0 до 10 мкг/г. Аномальные значения с максимальным для акватории содержанием свинца (10 мкг/г) прослеживаются на алеврито-песчаных и алеврито-пелитовых равнинах.

**Хром.** Концентрации хрома в донных осадках акватории колеблются от 0,0 до 7,6 мкг/г. Аномальные значения с максимальным для акватории содержанием хрома (7,6 мкг/г) выявлены также на алеврито-песчаных и алеврито-пелитовых равнинах.

Таким образом, большинство аномальных ореолов повышенных содержания металлов, отмеченных в пределах листов S–53,54, связаны в основном с тонкозернистыми осадками дна 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 2013–2014 гг. на НИС «Геофизик», позволили выяснить уровень и закономерности распределения удельной активности радионуклидов в донных осадках акватории листа S–53,54. Статистические параметры приведены в таблице 32.

Таблица 32

Активность радионуклидов в донных осадках

Компоненты	Радиоактивность (Бк/кг)		
	min	max	среднее
$^{226}\text{Ra}$	0	81	25,6
$^{40}\text{K}$	110	1076	548
$^{232}\text{Th}$	0	150	22,3
$^{137}\text{Cs}$	0	23	3,28

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, донным рельефом. Повышенные значения удельной активности природных радионуклидов связаны в основном с тонкозернистыми осадками и в целом не представляют опасности с точки зрения радиоактивного загрязнения донных грунтов. Поэтому на эколого-геологическую схему эти аномалии не вынесены.

Результаты определения удельной активности  $^{137}\text{Cs}$ , полученные при исследованиях МАГЭ в 2013–2014 гг. на НИС «Геофизик», показали сравнительно невысокий уровень загрязненности донных отложений акватории листа S–53,54. Концентрация цезия варьирует от 0 до 23 Бк/кг, а фоновая составляет 3,28 Бк/кг.

В акватории листа не установлено протяженных контрастных аномалий, а среднее содержание  $^{137}\text{Cs}$  в осадках составило 3,28 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 загрязненных участков характерно присутствие одного – двух элементов тяжелых ме-

таллов, обладающих токсичными свойствами. По степени политехногенной контаминации всю изученную акваторию можно разделить на две области: 1) слабозагрязненные, 2) весьма слабозагрязненные.

Тем не менее, в изученной акватории листов S-53,54 концентрации поллютантов не превышают уровня ПДК, а обычно – в десятки раз меньше. Выполненные авторами расчёты фоновых и аномальных значений – это чисто геохимические показатели, которые указывают на тенденцию накопления поллютантов в пределах определённых ландшафтных зон или морфоструктур.

Данные по экологическому состоянию акватории моря Лаптевых в рамках листа в целом позволяют судить о весьма незначительном уровне загрязнения морской воды и донных осадков ввиду отсутствия регулярных источников загрязнения.

В целом, природная среда территории не нарушена, техногенное воздействие отсутствует или выражено весьма слабо, так как структура хозяйства в пределах листа типична для северных районов, промышленная инфраструктура практически не развита.

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В комплекте карт и объяснительной записке обобщены с применением ГИС-технологий материалы мелко- и среднемасштабных съемок, геофизических региональных и поисковых работ. Большинство имеющихся геолого-геофизических данных получено до начала 90-х годов двадцатого века, поэтому при подготовке к изданию настоящего комплекта карт произведено изучение геологического строения шельфа моря Лаптевых комплексом геологических и геофизических методов, включающим донное опробование, сейсмоакустическое профилирование, сейсморазведку МОВ ОГТ и МПВ.

Новые материалы позволили более полно охарактеризовать геологическое строение шельфовой части площади листов, по сравнению с опубликованными ранее картами Новой серии (1999 г.). По сейсмическим данным МОВ ОГТ, с использованием полученных ранее региональных профилей, построены структурные карты по подошве плитного чехла, кровле меловых отложений и поверхности несогласия в среднем миоцене, которые легли в основу тектонического и нефтегазогеологического районирования и количественной оценки прогнозных ресурсов нефти и газа. Уточнены границы картируемых подразделений на карте дочетвертичных образований. Сейсмоакустические разрезы позволили выделить ряд комплексов в четвертичных образованиях; а материалы донного опробования – построить литологическую карту поверхности дна изучаемой акватории, которой не было в предыдущем издании.

На рассматриваемой территории материка и Новосибирских островов со времени издания листов ГКК–1000 S–53–55 (Новая серия, 1999 г.) не проводилось сколь-нибудь значимых геологических работ, и полученные результаты во многом основаны на интерпретации материалов предшественников. Тем не менее, в построения внесены значительные элементы новизны.

В предлагаемой схеме тектонического районирования региона, рассматриваемого в целом как эпикиммерийская платформа, в ее складчатом основании в восточной части моря Лаптевых показана Верхояно-Колымская складчатая область, ранее трактуемая как миогеосинклиналиная область Новосибирско-Чукотской складчатой системы [Государственная, 1999]. Наряду с ней в основании молодой платформы выделены Новосибирско-Чукотская складчатая область (ее западная часть – Котельнический срединный массив) и Раучуанско-Олойская складчатая система (западное окончание).

Ввиду того, что установлен интрузивный контакт ультрабазитов предмайского комплекса с пермо-триасовой бурустасской свитой, вместо «офиолитового комплекса» [Государственная, 1999], входившие в него эмийтаская

толща амфиболитов, предмайская толща подушечных базальтов и предмайский комплекс ультрабазитов рассмотрены как независимые образования, и описаны как стратифицируемые и интрузивные объекты.

Принят протерозойский (?) возраст эмиттасской толщи амфиболитов, установленный ранее [*Государственная..., 1961, Государственная..., Листы S-53-XVI..., 1985*]. Детальный анализ показывает наличие в разрезе толщи парапород, а в них – акритархов, что позволяет говорить о протерозойском возрасте толщи.

Возраст предмайского комплекса ультрабазитов принят предположительно триасовым (?), поскольку они прорывают породы бурустасской свиты. Предмайская толща подушечных базальтов, по предполагаемой связи с интрузиями ультрабазитов, также датирована предположительно триасом.

Вулканы м. Св. Нос получили историческое название «святоносская свита» и раннемеловой возраст, как геологически более обоснованный. Первые определения абсолютного возраста составляют 115+5 млн лет [*Прохорова и др., 1968ф*] – базальты м. Святой Нос и андезиты г. Максунуоха.

Введено фазовое деление интрузий святоносского и тарского гранитоидных комплексов.

В целом, на новом уровне знаний освещены глубинная структура, магматизм, структурно-формационный состав образований, строение четвертичных и современных отложений, экологическое состояние природных сред и ресурсные перспективы изученной территории.

Структура земной коры представлена четырьмя блоками, различающимися строением и геодинамическими условиями формирования. *Западно-Лаптевский блок* – область глубокой рифтогенной переработки фундамента в меловое-кайнозойское время. Мощность мел – кайнозойского осадочного чехла более 4 км, земной коры – 28–22 км. *Восточно-Лаптевский блок* – область деструкции земной коры в палеозое – мезозое с позднекиммерийской складчатостью и меловым – кайнозойским рифтогенезом. Глубина узких (15–30 км), протяженных (до 250 км) прогибов 4–5 км. Мощность земной коры от 25 до 32 км. *Новосибирский блок* представляет собой континентальный террейн с докембрийским фундаментом; мощность земной коры 30–32 км. *Ляховско-Святоносский блок* на юго-востоке листа выделяется в аномальном магнитном поле высокоамплитудными знакопеременными, аномалиями; слабо затронут процессами позднемелового-палеогенового рифтогенеза и вместе с Новосибирским блоком представляет стабильный массив. Мощность земной коры превышает 32 км.

На площади листа S-53,54 выделены стратифицированные и магматические образования пяти структурных этажей (протерозойского?, ордовикско-среднедевонского, позднедевонско-раннекаменноугольного, среднекаменноугольно-раннемелового и апт-кайнозойского), развитые в пределах изученных тектонических элементов основания и плитного чехла Хатангско-Лаптевоморской эпипозднекиммерийской платформы.

На шельфе чехол молодой эпипозднекиммерийской платформы представлен раннемеловым – кайнозойским структурным этажом. В грабенах Омской зоны и западного склона Новосибирской системы в низах разреза преобладает погребенный аптско – позднемеловой структурно-формацион-

ный комплекс (СФК), перекрытый кайнозойскими (палеоцен? – среднемиоценовым и миоцен – плиоценовым) континентально-морскими терригенными угленосными комплексами. Нижнему СФК соответствует меловой (между отражающими горизонтами А–L2) сейсмокомплекс, верхним – палеоцен (?) – среднемиоценовый (L2–L4) и среднемиоцен-плиоценовый (L4–L6) сейсмокомплексы.

Четвертичные отложения на исследованной территории и акватории представлены сложными рядами морских и континентальных генетических формаций всех возрастных подразделений. Отложения эоплейстоцена представлены морскими, озерно-аллювиальными и аллювиально-пролювиальными (?) генетическими типами. Озерно-аллювиальные отложения среднего звена – казанцевского горизонта слагают обширные аккумулятивные равнины на Яно-Индигирской низменности и Ляховских островах. На акватории они представлены морскими образованиями. Морские отложения среднего – верхнего неоплейстоцена на акватории перекрыты аллювиальными и едомными образованиями муруктинского горизонта, а также аллювиальными и едомными сартанскими отложениями. Отложения голоцена представлены аллювиальными, аллювиально-морскими и морскими осадками нижней и верхней частей.

На изученной акватории в прибрежных мелководных зонах, а также на приподнятых участках дна широко распространены пески и алевритовые пески. Центральная часть площади занята алевритовыми пелитами и пелитами. Накоплению высоких содержаний пелита в осадках на глубинах 20–30 м способствует наличие практически круглогодичного ледового покрова, который является значимым фактором седиментогенеза. Участки с повышенными содержаниями минералов полезных ископаемых (титансодержащие минералы, циркон, гранат) оконтурены на вершинах Семеновской отмели и в центральной части акватории. В ореолах рассеяния концентрации минералов составляют для титансодержащих минералов (сфен, рутил, магнетит, ильменит) 4,2–5,8 кг/м<sup>3</sup>, циркона 1,3–2,2 кг/м<sup>3</sup> и граната 1,8–2,7 кг/м<sup>3</sup>. Наблюдается приуроченность зон аномальных концентраций в осадке метана и суммарного количества тяжелых углеводородов к грабенам с повышенными мощностями осадочного чехла.

Экосистемы морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в окрестностях Новосибирских островов можно отнести к малонарушенным, практически незатронутым антропогенным воздействием. Среди островов максимальному влиянию человеческой деятельности подверглись природные экосистемы овов Котельный и Б. Ляховский. Химическое загрязнение почв и поверхностных водотоков континентальной и островной суши имеет локальный характер. Из природных опасностей главными разрушающими факторами являются различные виды термоэрозии (термоабразия, термоплавания, термокарст).

Оценка минерально-сырьевого потенциала твердых полезных ископаемых не изменилась по сравнению с 1993 г. [Государственная, 1999], так как никаких работ по тематике полезных ископаемых за истекший период не производилось. Подтверждены основные минерагенические единицы – Чокурдакско-Ляховская оловоносная зона с ее основными подразделениями и Анжуйская угленосная площадь. Следует отметить, что все месторождения террито-

рии, как угольные, так и оловянные, независимо от масштаба и степени изученности не состоят на балансовом учете.

Подтверждена ведущая роль гранитоидов тарского комплекса в формировании оловянного оруденения. Подчиненное значение имеют поздне меловые дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Основная промышленная оловоносность связана с крупными полигенными россыпями палеоцен – голоценового возраста, приуроченным к областям устойчивого поднятия и знакопеременных движений.

Прогнозируемые месторождения каменного угля приурочены к балыктахской свите в ядре одноименной синклинали. Более широкое их распространение трудно доказуемо.

По нефтегазогеологическому районированию в крайней западной части листа выделяется Лаптевская самостоятельная ПНГО, а на остальной территории – Новосибирская ПНГО, которая входит в состав Новосибирско-Чукотской ПНГП. В Новосибирской ПНГО выделены два перспективных нефтегазоносных района (ПНГР): Бельковско-Святоносский на востоке и Анисинско-Фаддеевский на западе. Кроме того, в юго-восточной части карты на материке и в проливе Дм. Лаптева выделен самостоятельный Бастахский ПНГР, отличающийся повышенной мощностью осадочного чехла. Проведена ресурсная оценка палеоцен – миоценового комплекса, нижневерхнемелового комплекса и промежуточного структурного комплекса (складчатого) на основе структурной карты по ОГ «А». В результате подсчета, прогнозные геологические ресурсы исследуемой площади составили 1149,75 млн т в нефтяном эквиваленте. Извлекаемые прогнозные ресурсы составили 838,94 млн т н. э. Локализованные прогнозные ресурсы составили 28,76 млн т н. э., извлекаемые – 20,34 млн т н. э. По результатам подсчета наиболее высокими перспективами обладают отложения мезозоя – палеозоя. Перспективы мела – палеогена – неогена оцениваются значительно ниже.

\*\*\*

Ряд вопросов геологического строения региона, по-прежнему, остается нерешенным и нуждается в дальнейшем уточнении.

Из наиболее остро дискуссионных вопросов следует отметить различную оценку генезиса и возраста ряда образований Раучуанско-Олойской СФО: эмийтасской толщи метаморфических пород, предмайского ультраосновного комплекса и предмайской толщи метабазальтов. В легенде Лаптево-Сибироморской серии [*Легенда...*, 2000] метаморфические образования эмийтасской толщи относились к раннему палеозою, а перидотиты, оливиниты (предмайский комплекс) и базальты предмайской толщи датировались поздним палеозоем.

А. Б. Кузьмичевым [*Кузьмичев и др.*, 2005, *Кузьмичев и др.*, 2009] образования эмийтасской амфиболитовой формации рассматриваются совместно с предмайской толщей пиллоу-базальтов и ультрабазитами предмайского (ляховского) комплекса в качестве разобренных частей прежде единого офиолитового разреза – фрагмента литосферы мезозойского океанического бас-

сейна средне-позднеюрского возраста, закрытие которого привело к образованию Южно-Ануйской сутуры.

Остро обсуждается и вопрос возраста осадочного чехла шельфовых бассейнов. Полученные в последнее десятилетие (2005–2014 гг.) сейсмические данные позволяют утверждать, что отложения плитного чехла Лаптевоморского бассейна не древнее апта – позднего мела. Что же касается соотношения меловых и кайнозойских образований в разрезе «постверхожанского» чехла, то этот вопрос остается дискуссионным. Поэтому без параметрического бурения на шельфе моря Лаптевых стратификация осадочного чехла, его литологический состав и нефтегазогеологические параметры будут оставаться неясными.

### Рекомендации по постановке дальнейших работ

*На шельфе* можно рекомендовать проведение региональных сейсморазведочных работ МОВ ОГТ в западной, Лаптевоморской части листа, изученной лишь редкой сетью профилей: Омолойской зоне прогибов и Восточно-Лаптевской структурной зоне с целью уточнения строения комплексов мелового – кайнозойского плитного чехла, морфологии и внутренней структуры складчатого основания западного склона Новосибирской системы грабенов и горстов.

Наиболее перспективным районом для постановки поисково-разведочных работ на нефть и газ в пределах листа S–53,54 является северо-западный участок карты: зона сопряжения северной части Столбовского горста с Бельковско-Святоносским и Западно-Бельковским грабенами, где локализуется крупное сквозное поднятие. Этот участок вплотную примыкает к Анисинско-Новосибирскому лицензионному блоку ОАО «НК «Роснефть» и может представлять интерес для потенциальных недропользователей.

*На суше*, учитывая современный статус Новосибирских островов как ООПТ, можно лишь отметить потенциальные возможности дальнейшего расширения перспектив россыпной оловоносности. В первую очередь, они связаны с акваторией юго-западного побережья о. Мал. Ляховский, где в пляжевых отложениях выявлены высокие (до 150 г/м<sup>3</sup>) содержания касситерита. Вероятно, требует доизучения акватория северо-восточнее м. Ванькин, где в пляжевых отложениях и по разрезу кайнозоя отмечены повышенные концентрации касситерита. Расширение перспективных площадей может быть связано также с акваторией северо-восточнее о. Бол. Ляховский. Таким образом, из наиболее актуальных направлений дальнейших исследований можно предложить:

- провести поисково-оценочные работы на россыпное олово на юго-западе о. Мал. Ляховский;
- выполнить прогнозно-оценочные работы на северном продолжении Чокурдахско-Ляховской оловоносной минерагенической зоны.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### Опубликованная

1. *Аветисов Г.П., Гусева Ю.Б.* Глубинное строение района дельты р. Лены по сейсмологическим данным // Сов. Геология, 1991. №4. С. 73–81.
2. *Аветисов Г.П.* Некоторые вопросы динамики литосферы моря Лаптевых // Физика Земли, 1993, № 5. С. 28–38.
3. *Аветисов Г.П.* Сейсмоактивные зоны Арктики. – СПб., ВНИИОкеангеология, 1996. 185 с.
4. *Андреев В.Н., Галактионова Т.Ф., Перфильева В.И., Щербаков И.П.* Основные особенности растительного покрова Якутской АССР. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 156 с.
5. *Арэ Ф.Э.* Основы прогноза термоабразии берегов. – Новосибирск, Наука, 1985, 172 с.
6. *Арэ Ф.Э.* Термоабразия берегов моря Лаптевых и ее вклад в баланс наносов моря // Криосфера Земли. 1998. Т. II. №1. С. 55–61.
7. *Арэ Ф.Э.* Термоабразия морских берегов. – М., Наука, 1980, 159 с.
8. Атлас Арктики. – М., 1985.
9. Атлас биологического разнообразия морей и побережий российской Арктики. – М.: WWF России, 2011. 64 с.
10. Атлас природных и техногенных опасностей в РФ. – М.: ИПЦ «Дизайн. Информация. Картография», 2005.
11. *Боесков Г.Г., Кириллин Н.Д., Лазарев П.А., Тесцов В.В.* Ресурсы мамонтового бивня на севере Якутии // Проблемы региональной экологии, 2008, №2. С. 106–109.
12. *Большаков 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.
13. *Бондаренко Н.М.* Состав и распределение спор и пыльцы в верхнем мелу острова Новая Сибирь (Новосибирский архипелаг) // В кн.: Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя Арктических районов СССР. –Л., Изд-во «Севморгеология», 1983. С. 149–156.
14. *Вангенгейм Э.А.* Фауна четвертичных млекопитающих о. Бол. Ляховского. – Л., Тр. ААНИИ, 1963, т.224. С. 75–87
15. *Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю.* Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54, №8. С. 1083–1107.
16. *Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Толмачева Т.Ю., Малышев Н.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Матушкин Н.Ю.* К проблеме палеотектонических реконструкций в Арктике и тектонического единства террейна Новосибирских островов: новые палеомагнитные и палеонтологические данные // ДАН, 2013, т. 451, №4. С. 423–429.
17. Верхний девон и нижний карбон о. Котельного // В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. – Магадан, 1974. С. 89–92 (авторы Д.А. Вольнов, Э.Н. Преображенская, М.К. Косыко и др.).

18. Верхний палеозой о. Котельного // В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. – Магадан, 1974, с. 119–121 (авторы Д.А. Вольнов, Э.Н. Преображенская, М.К. Косьюко, В.И. Устрицкий и др.).
19. *Виноградов В.А., Дибнер А.Ф., Самусин А.И.* О выделении пермских отложений на острове Большом Ляховском // ДАН СССР, 1974, т. 219, № 5. С. 1200–1202.
20. *Виноградов В.А., Каменева Г.И., Явшиц Г.П.* О Гиперборейской платформе в свете новых данных по геологическому строению острова Генриетты // В кн.: Тектоника Арктики, вып. 1. – Л., 1975. С. 21–25.
21. *Виноградов В.А., Явшиц Г.П.* Стратиграфия верхнеюрских и нижнемеловых отложений северной части о. Столбового // В кн.: Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. – Л., 1975. С. 38–42.
22. *Вольнов Д.А.* История геологического развития Новосибирских островов // В кн.: Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. – Л., 1975. С. 61–71.
23. *Вольнов Д.А., Литинский В.А.* Структурно-тектоническое районирование акваторий шельфовых морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // В кн.: Геология шельфа Восточно-Сибирских морей. – Л., 1976. С. 8–22.
24. *Воскресенский А.И., Петров Л.С.* Особенности климата // Северный Ледовитый и Южный океаны (отв. ред. А.Ф. Трешников, С.С. Сальников). – Л.: Наука, 1985. С. 45–64.
25. *Гаврилов А.В., Тумской В.Е.* Современные процессы криолитогенеза восточного побережья моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2002. Т. VI. №1. С. 35–48.
26. *Галабала Р.О.* Мезозойские и кайнозойские континентальные перерывы восточной части Сибирской платформы и связанные с ними коры выветривания // Труды СНИИГГиМС, 1971, вып. 126. С. 98–102.
27. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т.5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря / ред. И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребницкий. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.
28. Геоморфологическая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000 / Под ред. А.А. Асеева, 1987.
29. Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования. / Под ред. Н.И. Алексеевского. – М.: ГЕОС, 2007. 585 с.
30. *Герлах С.А.* Загрязнение морей: диагноз и терапия / Пер. с англ. под ред. В.В. Голосова – Л.: Гидрометеиздат, 1985. 263 с.
31. Гидрогеология СССР, т. XX, Якутская АССР. – М., Недра, 1970. 383 с.
32. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист S/T-53, 54, 55, 56 (Новосибирские острова). Объяснительная записка. – М., Госгеолтехиздат, 1961. 60 с. (авторы Д.С. Сороков, Д.А. Вольнов, В.Н. Войцеховский).
33. Государственная геологическая карта СССР, м-б 1:200 000. Серия Новосибирские острова. Листы T-54-XXXI, XXXII, XXXIII; S-53-IV, V, VI; S-53-XI, XII; S-54-I, II, III; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка. – М., 1985. 161 с. (авторы М.К. Косьюко, В. Ф. Непомилуев, Н.С. Бондаренко).
34. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Новосибирские о-ва. Листы S-53-XVI, XVII, XXII, XXIII; S-54-XIV, XV, XVI; S-54-XX, XXI, XXII; S-54-XXIII, XXIV; S-54-XXVII, XXVIII; S-54-XXIX, XXX. Объяснительная записка. – М., 1985. 129 с. (авторы А.И. Самусин, К.Н. Белоусов).
35. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Новосибирские острова. Листы T-54-XXXIV, XXXV, XXXVI; T-56-XXXIII; S-54-IV, V, VI, X, XI, XII; S-55-I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII; S-56-III, VII. Объяснительная записка. – М., 1986. 106 с. (авторы Г.В. Труфанов, К.Н. Белоусов, В.Ф. Непомилуев).
36. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000. Лист R-53-55. – СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1992.
37. 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.

38. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-53-55 – Новосибирские острова. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.
39. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1000 000 (новая серия). Лист T-53-56 - Остров Жохова. Объяснительная записка. – СПб., ВСЕГЕИ, 2004, с. 118.
40. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-51 – Оленёкский зал., S-52 – дельта р. Лены. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 274 с. + 9 вкл.
41. *Грамберг И.С., Деменицкая Р. М., Секретов С. Б.* Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля – Момского хребта // Докл. АН СССР, 1990, Т11, №3. С. 689–694.
42. *Грамберг И.С., Иванов В. Л., Преображенская Э. Н.* Потенциальные возможности нефтегазообразования в осадочных толщах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // В кн.: Геология шельфа Восточносибирских морей. –Л., 1976. С. 65–77.
43. *Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б.* Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 4. С. 74–94.
44. *Гуков А.Ю.* Донные биоценозы губы Буор-Хая // Океанология, 1989. Т. XXIX. №2. С. 316–317.
45. *Гуков А.Ю.* Экология донных биоценозов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского: диссертация доктора биологических наук : 03.02.08 / Гуков Александр Юрьевич; [Место защиты: ГОУВПО «Якутский государственный университет»]. – Якутск, 2013. 417 с.
46. *Гуков А.Ю.* Экосистема Сибирской тундры. – М.: Научный мир, 1999. С. 225–300.
47. *Гуков А.Ю., Тищенко П.Н., Семилетов И.П. и др.* Особенности распределения биомассы зообентоса в верхней сублиторали юго-восточной части моря Лаптевых // Океанология, 1999. Т.39, №3. С. 406–411.
48. Дальневосточные моря России. Кн. 1: Океанологические исследования / Отв. ред. В.Б. Лобанов, ВА. Лучин. – М., Наука, 2007. 660 с.
49. *Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Аристов В.А.* Обстановка формирования верхнедевонских отложений острова Бельковский (Новосибирские острова): рифтогенный прогиб или окраина континента? // Геотектоника, 2014, №5. С. 54–80.
50. *Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б.* Литологические особенности и условия накопления триасово-нижнеюрского комплекса на о. Котельный (Новосибирские острова) // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. Материалы XLIV тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2012. С. 112–115.
51. *Дараган-Суцкова 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. 5–16.
52. *Дараган-Суцкова Л.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Дараган-Суцов Ю.И., Гринько Л.Р., Петровская Н.А.* Геология и тектоника северо-востока Российской Арктики (по сейсмическим данным) // Геотектоника, 2015, №6. С. 3–19.
53. *Дараган-Суцкова Л.А., Соболев Н.Н., Петров Е.О., Гринько Л.Р., Петровская Н.А., Дараган-Суцов Ю.И.* К обоснованию стратиграфической привязки опорных сейсмических горизонтов на восточно-арктическом шельфе и в области центрально-арктических поднятий // Региональная геология и металлогения, 2014, №58. С. 5–21.
54. *Дегтяренко Ю.П.* Морфоструктуры и кайнозойский покров берингоморской зоны шельфового россыпеобразования // Прогнозирование и поиски россыпей на шельфе. – Л., ПГО «Севморгеология», 1985. С. 90–108.
55. *Дегтяренко Ю.П., Пуминов А.П., Благовещенский М.Г.* Береговые линии восточно-арктических морей в позднем плейстоцене и голоцене // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. – М., Наука, 1982.

56. *Денисов В.В.* Эколого-географические основы устойчивого природопользования в шельфовых морях (экологическая география моря). – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 42 с.
57. *Дмитренко И.А. и др.* Роль баротропных изменений уровня моря в формировании режима течений на шельфе восточной части моря Лаптевых // ДАН, 2001, том 377, №1. С. 101–107.
58. *Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А.* Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции центральной и восточной Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 8. С. 1126–1144.
59. *Добровольский А.Д.* Об определении водных масс // Океанология, 1961, т. 1. С. 12–24.
60. *Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. – М., Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
61. *Добрянцев А.А.* О состоянии радиационной безопасности на территории Республики Саха (Якутия) // Радиационная безопасность Республики Саха(Якутия): материалы III республиканской науч.-практ. конф., 18-20 октября 2011 г., г. Якутск. – Якутск, 2012. С. 9–13.
62. *Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И.* Новосибирские острова. Геологическое строение и минерагения /Министерство природных ресурсов Российской Федерации, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. Под редакцией В.И.Ушакова.– СПб., ВНИИОкеангеология, 1999. 130 с.
63. *Драчев С.С.* О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника, 2002, № 6. С. 60–76.
64. *Драчев С.С.* Тектоника рифтовой системы моря Лаптевых // Геотектоника, 2000, № 6. С. 43–58.
65. *Драчев С.С., Савостин Л. А.* Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Геотектоника, 1993, № 3. С. 98–107.
66. *Дударев О.В., Чаркин А.Н., Семилетов И.П.* Современная морфоскульптура некоторых подводных возвышенностей на Восточно-Сибирском шельфе // Материалы международной научной конференции «Морские исследования полярных областей Земли в Международном полярном году 2007/08». – СПб., ГНЦ ААНИИ, 2010. С. 255.
67. *Евтуева И.С., Логинова И.Э., Каган Л.Я. и др.* Новые данные по расчленению и строению кайнозойских отложений на побережье моря Лаптевых // Кайнозой Сибири и С-В СССР. – Новосибирск, 1989, вып.668. С. 110–115.
68. Ежеквартальный отчет за 1 квартал 2013 г. ОАО «Роснефть». 682 с. <http://www.rosneft.ru/attach/0/16/07/qreport 1 2013.pdf>.
69. *Ефремов К.С.* Термоабразия морских берегов и возможности ее прогноза // В кн.: Охрана природы Якутии. Якутский филиал СО АН СССР. – Якутск, 1979. С. 146–149.
70. *Жигарев Л.А.* Океаническая криолитозона. – М., МГУ, 1997. 320 с.
71. *Зенкевич А.А.* Моря СССР. Их флора и фауна. – М., Государственное учебно-педагогическое издательство Наркомпроса РСФСР, 1956. 424 с.
72. *Зырянов Е. А.* Палинологические исследования позднекайнозойских отложений острова Фаддеевского (Новосибирские острова) // Изв. АН СССР, сер. геол., 1989, № 6. С. 132–137.
73. *Иванов О.А. и др.* Кайнозойские отложения Яно-Индибирской низменности. – Л., Тр. НИИГА, 1973, т. 165. С. 184–194.
74. *Иванова А.М., Смирнов А.Н.* Минерагения шельфовых областей мира. СПб., ВНИИОкеангеология, 2008. 108 с.
75. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмоструктура Якутии. – М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
76. *Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Маккей К.Д., Фуджита К.* Сейсмоструктура шельфа моря Лаптевых и северного сегмента Верхоянской складчатой системы // Строение и история развития литосферы. – М.: Paulsen, 2010. С. 243–251.
77. Инвентаризация источников загрязнения на территории бывших военных объектов, расположенных на Новосибирских островах: отчет по выполнению контракта NCS-

- НРА-Arctic-20/2010 /Ю.Ф. Сычев. – М.: Фонд Полярных исследований «Полярный фонд», 2010. 107 с.
78. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. – М.: ГЕОС, 1999. 299с.
79. Карта четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации. 2010. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «ВНИИОкеангеология»). – СПб., 2014.
80. Кафанов А.И., Кусакин О.Г., Несис К.Н., Скарлато О.А., Старобогатов Я.И. Проект Кодекса терминологии и номенклатуры единиц районирования и морской биографии: Препринт. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. 24 с.
81. Качинский В.Л. Техногенные углеводороды в почвах арктотундровых ландшафтов острова Большой Ляховский (Новосибирские острова) автореф. дисс. канд. геогр. н. – М, МГУ, 2014, 25 с.
82. Кашубин С.Н., Петров О.В., Андросов Е.А., Морозов А.Ф., Каминский В.Д., Поселов В.А. Карта мощности земной коры циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения, 2011, № 46. С. 5–13.
83. Кембрийско-среднедевонские отложения Новосибирских островов // В кн.: Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. – Л., 1975. С. 8–21 (авторы М.К. Косьюко, Р.Ф. Соболевская, В.Ф. Непомилуев, Д.А. Вольнов).
84. Ким Б.И. Кайнозойская история развития Восточно-Арктического шельфа и палеошельфа // В кн.: Структура и история развития Северного Ледовитого океана. – Л., 1986. С. 105–119.
85. Ким Б.И., Евдокимова Н.К., Супруненко О.И., Яшин Д.С. Нефтегеологическое районирование шельфа восточно-арктических морей России и перспективы их нефтегазонасности // Геология нефти и газа, №2, 2007. С. 49–59.
86. Ким Б.И., Яшин Д.С. Особенности структуры Лаптевского шельфа и южного центрального замыкания Евразийского бассейна в связи с оценкой перспектив их нефтегазонасности // Труды 4-ой международной конференции “Освоение шельфа Арктических морей России - РАО-99”. СПб, 1999. С. 148–152.
87. Кириллин Н.Д. Ископаемая мамонтовая кость – особый геокриогенный природный ресурс севера России: проблемы права, экономики и организация рационального природопользования. – Якутск: Дани Алмас, 2011. 192 с.
88. Корчинская М.В. К биостратиграфии триасовых отложений острова Котельного (Новосибирские острова). – В кн.: Мезозойские отложения Северо-Востока СССР. Л., (НИИГА), 1977. С. 43–49.
89. Косьюко М.К., Буценко В.В., Иванов В.Л., Кораго Е.А., Поселов В.А., Супруненко О.И. К тектонике Северного Ледовитого океана и его континентальной окраины // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане (под ред. В.Л. Иванова). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 16–43
90. Косьюко М. К. Восточно-Сибирское море // В кн.: Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых, т. 9. Моря Советской Арктики. – Л., Недра, 1984. С. 60–66.
91. Косьюко М.К. Структурно-фациальная зональность ордовик-среднедевонского карбонатного комплекса островов Анжу // Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. Ленинград, НИИГА, 1977. С. 56–87.
92. Косьюко М. К. Седиментационные бассейны Восточно-Сибирского и Чукотского морей // В кн.: Геология морей и океанов. – Л., 1988. С. 188–195.
93. Косьюко М.К., Соболев Н.Н., Кораго Е.А., Проскурнин В.Ф., Столбов Н.М. Геология Новосибирских островов - основа интерпретации геофизических данных по Восточно-арктическому шельфу России // Нефтегазовая геология. Теория и практика.-2013.-Т.8. [http://www.ngtp.ru/rub/5/17\\_2013.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/5/17_2013.pdf).
94. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей России. – СПб., ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.
95. Кузьмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б. Апт-альбские угленосные отложения на о. Котельный (Новосибирские острова). Новые данные о строении разреза и игним-

бритовом магматизме // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17, № 5. С. 69–94.

96. Кузьмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б., Данукалова М.К., Симакова А.Н. Палеоген-неогеновые отложения острова Бельковский (Новосибирские острова): к характеристике осадочного чехла в восточной части шельфа моря Лаптевых // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2013, т. 21, № 4. С. 91–116.

97. Кузьмичев А.Б., Голдырев А.Е. Проявления пермотриасового траппового магматизма на о. Бельковский (Новосибирские острова) // Геология и геофизика, 2007, т. 48, №2. С. 216–228.

98. Кузьмичев А.Б., Захаров В.А., Данукалова М.К. Новые данные о стратиграфии и условиях формирования верхнерских и нижнемеловых отложений о Столбовой (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009, т.17, №4. С. 55–74.

99. Кузьмичев А.Б., Лебедев В.А. О возрасте океанических базальтов на о. Большой Ляховский (Новосибирские острова): к вопросу о западной границе Южно-Анжуйского океана в юрское время // ДАН, 2008, т. 421, №5. С. 653–657.

100. Кузьмичев А.Б., Пономарчук В.А., Конилов А.Н., Падерин И.П. Глубинные пегматиты эмийтасского базит-ультрабазитового комплекса (о.Бол. Ляховский, Новосибирские острова) и их возраст // Геохимия, 2009, № 2. С. 197–209.

101. Кузьмичев А.Б., Складчиков Е.В., Бараин И.Г. Пиллоу-базальты и глаукофановые сланцы на о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) – фрагменты литосферы Южно-Анжуйского океана // Геология и геофизика, 2005, т.46, № 12. С. 1367–1381.

102. Кузьмичев А.Б., Соловьев А.В. Гоникберг В.Е., Шапиро М.Н., Заммицкий О.В. Синколлизионные мезозойские терригенные отложения о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006. Т.14, №1. С. 35–40.

103. Кулаков И.Ю., Гайна К., Добрецов Н.Л., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А. Реконструкции перемещений плит в арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий // Геология и геофизика, 2013, т. 54, №8. С. 1108–1125.

104. Купцов В.М. и др. Потоки взвешенного вещества в донные отложения моря Лаптевых // Океанология, 1999, том 39, №4. С. 597–604.

105. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шитлов Э.В. Геодинамические модели развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника, 2013, №1. С. 3–35.

106. Лазуркин Д.В. Геологическое строение Лаптевской материковой окраины // В кн.: Геология океанов и морей, т. 4. – М., 1990. С. 124–125.

107. Ландшафтная эколого-геохимическая карта России масштаб 1:5000 000. – М., 1998.

108. Ласточкин А.Н. Методы морского геоморфологического картографирования. – Л., Недра, 1983. 270 с.

109. Ласточкин А.Н. Системно-морфологическое основание наук о Земле (геотопология, структурная география и общая теория геосистем). – СПб., Изд. НИИХИ, 2002. 762 с.

110. Литков Л.З., Беймарт С.В., Генин Б.Л. Некоторые черты тектоники западной части острова Анжу // В кн.: Геология шельфа Восточносибирских морей. – Л., 1976. С. 23–29.

111. Литинский В.А., Раевский С.С. Структура фундамента Приморской низменности и прилегающих территорий и акваторий по геофизическим данным // В кн.: Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. –Л., Изд-во НИИГА, 1977. С. 98–121.

112. Ложкин А.В. Радиоуглеродные датировки верхнеплейстоценовых отложений Новосибирских островов и возраст едомной свиты Северо-Востока СССР // 7 ДАН 7 СССР, 1977, т. 235, № 2. С. 435–437.

113. Лугов С.Ф., Макеев Б.В. Генетическая и промышленная классификация оловорудных месторождений // Сов. Геология, 1972, № 5. С 49–60.

114. *Макеев В.М., Давыдов В.И., Устрицкий В.И.* Находка среднекаменноугольных отложений с тропической фауной на островах Де-Лонга // В кн.: Стратиграфия и палеонтология палеозоя Арктики. –Л., 1991. С. 167–170.
115. *Макеев В.М., Арсланов Х.А. и др.* Стратиграфия, геохронология, и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена о.Котельного //Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода, 1989, №58. С.58-69.
116. Мезозойские отложения о. Котельного // В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. – Магадан, 1975. с. 32–33 (авторы Г.В. Труфанов, Д.А. Вольнов, М.К. Косьюко, Э.П. Преображенская и др.).
117. Мерзлотные ландшафты Якутии (Пояснительная записка к Мерзлотно-ландшафтной карте Якутской АССР масштаба 1:2 500 000) / Федоров А.Н., Ботулу Т.А., Варламов С.П. и др. –Новосибирск: ГУГК, 1989. 170 с.
118. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации (применительно к задачам Госгеолкарты-1000) (Авт.: А.Г.Зинченко, А.Н. Ласточкин). – М., ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 38 с.
119. Методическое руководство по количественной и экономической оценке ресурсов нефти, газа и конденсата России. – М., ВНИГНИ, 2000. 195 с.
120. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1000 000 (третьего поколения). – СПб., ВСЕГЕИ, 2011. 196 с.
121. *Мильков Ф.Н.* Ландшафтная сфера Земли. – М.: Мысль, 1970. 207 с.
122. Минерально-сырьевая база угольной промышленности России (регионы и бассейны). Том 2. М., изд-во Московского государственного горного университета, 1999. 444 с.
123. *Миролюбова Е.С.* Вещественный состав и условия образования среднедевонско-среднекаменноугольных пород о. Бельковский (Новосибирские острова) // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: материалы 6-го Всероссийского литологического совещания (Казань, 26-30 сентября 2011 г.) – Казань: Казан. Ун-т. Том 2. С. 49-52.
124. *Муштафин Н.Ф.* О катастрофических нагонах в юго-восточной части моря Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики, 1961. Вып.7. С. 59–65.
125. *Наумов А.Д., Гонтарь В.И.* Расселение морских донных животных как механизм биологической инвазии // Биологические инвазии в водных и наземных экосистемах (ред. Алимов А.Ф., Богуцкая Н.Г.). – М.: 2004. С. 214–220.
126. *Неизвестнов Я.В., Воинов О.Н., Постнов И.С.* Солевой и газовый состав подземных вод района Новосибирских островов // В кн.: Геология шельфа Восточносибирских морей. –Л., 1976. С. 78–89.
127. Нижний-средний палеозой Новосибирских островов // В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. – Магадан, 1974. С. 163–167 (авторы М.К. Косьюко, Р.Ф. Соболевская, В. Ф. Непомилуев, Д.А. Вольнов).
128. *Никифоров С.Л.* Основные черты развития шельфа Чукотского и Восточно-Сибирского морей в позднплейстоценово-голоценовое время // Геоморфология, 1989, №3. С. 85–89.
129. *Овчинников Л.Ф.* Радиационный баланс Новосибирских островов. Тр. Аркт. и антаркт. Ин-та, т. 229. –Л. : изд-во «Морской транспорт», 1961.
130. Основные типы оловорудных районов. /Под ред. С.Ф. Лугова. М., Недра, 1976. 232 с.
131. *Патык-Кара Н.Г.* Оловоносные россыпи зон тектонических уступов – условия формирования и закономерности размещения // Геология рудных месторождений. 1991. №4. С. 92–104.
132. *Петров К.М.* Подводные ландшафты Черноморского побережья Северного Кавказа и Таманского полуострова // Известия ВГО, вып.5, 1960.
133. *Пижанкова Е.И.* Термоденудация в береговой зоне Ляховских островов (результаты дешифрирования аэрокосмических снимков) – Криосфера Земли, 2011, №3. С.61-70.

134. *Лижанкова Е.И., Добрынина М.С.* Динамика побережья Ляховских островов (результаты дешифрирования аэрокосмических снимков) – Криосфера Земли, 2010, №4. С.66-79.
135. *Пискарев А.Л.* Петрофизические модели земной коры Северного Ледовитого океана (Ред. Ю.Е. Погребницкий) // Труды НИИГА-ВНИИОкеангеология, т.203, СПб, 2004. 134 с.
136. *Пискарев А.Л., Сорока И.В., Чернышев М.Ю.* Строение земной коры и тектогенез в море Лаптевых // Геотектоника, 2003, № 5. С. 57–72.
137. *Плахт И.Р.* Стратиграфия и генезис кайнозойских отложений восточного побережья моря Лаптевых // В кн.: Исследования прибрежных равнин и шельфа арктических морей. – М., Изд-во МГУ, 1979. С. 47–59.
138. *Попов Б.А., Совершаев В.А.* Ветровые осушки на берегах арктических морей // Исследование прибрежных равнин и шельфа арктических морей. – М., Изд-во МГУ, 1979. С. 81–90.
139. Проблемы и методы изучения геологического строения и полезных ископаемых шельфа / Под ред. А.К. Соколовского. – М., ООО «Недра-Бизнесцентр», 2004. 691с.
140. *Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Соболев Н.Н., Ремизов Д.Н., Виноградова Н.П., Юдин С.В.* Первые данные о проявлении олигоцен-раннемиоценового внутриплитного магматизма на о. Бельковский (Новосибирские острова) // Региональная геология и металлогения, №52, 2012. с. 49–57.
141. *Прохорова С.М., Иванов О.А.* Оловоносные гранитоиды Яно-Индибирской низменности и связанные с ними россыпи. – Л., Недра, 1973. 232 с.
142. *Радкевич Е.А.* К вопросу о классификации оловорудных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1956, № 6. С. 58-69.
143. *Рекант П.В., Тумской В.Е., Гусев Е.А., Швенк В.Е., Штисс Т.Ф., Черкашев Г.А., Кассенс Х.* Распространение и особенности залегания субаквальной криолитозоны в районе банок Семеновская и Васильевская (море Лаптевых) по данным сейсмоакустического профилирования // В кн.: Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. – М., Изд-во МГУ. 2009. С. 332–348.
144. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР. (Магадан, 1982 г.). –Магадан, 1987. 241 с.
145. *Романовский С.И.* Физическая седиментология. – Л., Недра, 1988. 240 с.
146. Россыпные месторождения Ляховского оловоносного района. – СПб., ВНИИОкеангеология, ГП ПМГРЭ. 2001.
147. Россыпные месторождения России и других стран СНГ. Минералогия, промышленные типы, стратегия развития минерально-сырьевой базы / Н.П. Лаверов, Н.Г. Патык-Кара. – М., Научный мир, 1997. 479 с.
148. Россыпи зон тектонических уступов – важнейший тип крупных и уникальных месторождений / Л.В. Спорыхина, Н.Г. Патык-кара, Н.И. Орлова, А.А. Петроченков // Геол. методы поисков, разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых: Обзор ЗАО «Геоинформмарк». М., 1997. 46 с.
149. *Русаков И.М., Виноградов В.А.* Эвгеосинклиальная и миогеосинклиальная область Северо-Востока СССР // Уч. зап. НИИГА, регион, геол., вып. 15. – Л., 1969. С. 46–53.
150. *Рыбакова Н.О., Колесников С.Ф.* Новые данные о верхнекайнозойских отложениях Приморской низменности Якутии // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1985, т.60, вып.2. С. 83-89.
151. *Свиридова Т.В.* (отв. исп.). Рабочий отчет по суб-проекту «Оценка полноты существующих региональных систем ООПТ Российской Арктики в отношении Ключевых орнитологических территорий России», выполненному в рамках Арктической программы Всемирного фонда природы. – М., 2011, 44 с.
152. Северная Якутия (физико-географическая характеристика). Под ред. Я.Я. Гаккеля и Е.С. Короткевича // Труды ААНИИ. Том 236. – Л., Изд. «Морской транспорт». 1962. 280 с.

153. *Семенов И.В.* Рельеф // Новосибирские острова: физико-географическая характеристика архипелага. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. С. 51–84.
154. *Семенов Ю.П., Шкатов Е.П.* Геоморфология дна моря Лаптевых // Геология моря. Л.: Гидрометеиздат, 1971. Вып.1. С. 42-46.
155. *Сиско Р.К.* Геоморфологическая характеристика о. Столбового (Новосибирские острова) // Проблемы полярной географии. Труды ААНИИ. Том 285. Л.: Гидрометеиздат. 1968. С. 123–42.
156. *Смирнов А.Н.* Ископаемая мамонтовая кость // Труды НИИГА-ВНИИОкеангеология. Т. 201. – СПб., ВНИИОкеангеология, 2003. 172 с.
157. *Смирнов А.Н.* Классификация природных скоплений ископаемой мамонтовой кости // Литосфера. 2005. №4. С. 151–164.
158. *Смирнов С.С.* К оценке оловорудных районов. Сов. геология. 1951, Сб. 3. С. 3–17.
159. Советская Арктика. М., Наука, 1970. 525 с.
160. *Соловьев А.В., Миллер Э.Л.* Возрасты обломочных цирконов из верхнеюрско-нижнемеловых отложений острова Столбовой (Новосибирские острова). Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2014, т. 22, № 5. С. 66–76.
161. *Соломатин В.И., Жигарев Л.А., Совершаев В.А.* Криогенные процессы и явления на побережье и шельфе арктических морей // Динамика арктических побережий России. – М., Географический факультет МГУ, 1998. с.12-18.
162. *Спектор В.Б., Андрусенко А.М., Дудко Е.А., Карева Н.Ф.* Продолжение Южно-Ануйской структуры в приморской низменности // ДАН СССР, 1981, т. 260, № 6. С. 1447–1450.
163. Справочник по геологии нефти и газа. – Л., Недра, 1988. 680 с.
164. Стратиграфический кодекс России. Изд. 3-е. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
165. Стратиграфия триасовых отложений о-ва Котельный (Новосибирские острова) // В кн.: Бореальный триас. Труды СОАН СССР, вып. 689. – М., Наука, 1987. С. 66–80 (авторы А.Ю. Егоров, Ю.А. Богомолов, Г.А. Константинов и др.).
166. Структура и перспективы нефтегазоносности плитного чехла Лаптевского шельфа // В кн.: Сборник тезисов докладов II Всесоюзной конференции «Комплексное освоение нефтегазовых ресурсов континентального шельфа СССР». М., 1990, ч. 1. С. 32–33 (авторы Б.И. Ким, Д.С. Яшин, Н.М. Иванова, С.Б. Секретов).
167. *Тараканов Л.В., Новиков В.Н.* Применение расчетного (энергетического) метода к оценке возраста береговой линии моря Лаптевых в Ванькиной губе // «Геоморфология», 1976, № 3. С. 87-93.
168. Тектоника Якутии. – Новосибирск, Наука, 1975.
169. *Томирдиаро С.В.* Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. – М., Наука, 1980. 184 с.
170. *Труфанов Г.В.* Верхнекайнозойские отложения Новосибирских островов // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л., НПО «Севморгеология», 1982. С.81-89.
171. *Уломов В.И., Богданов М.И.* Новый комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-2012 // Инженерные изыскания, 2013. № 8. С. 8–17.
172. *Ушницкий В.Е.* Об эвакуации радиоизотопных термоэлектрических генераторов с Якутского участка Северного морского пути // Радиационная безопасность Республики Саха (Якутия): Материалы III республиканской науч.-практ. конф., 18-20 октября 2011 г., г. Якутск. – Якутск, 2011. С. 69–75.
173. *Федоров А.Н.* Мерзлотные ландшафты Якутии: методика выделения и вопросы картографирования. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1991. 140 с.
174. *Филатова Н.И., Хаин В.Е.* Кратон Арктида и неопротерозойские-мезозойские орогенные пояса Циркумпольного региона // Геотектоника, 2010, №3. С. 3–29.
175. *Филатова Н.И., Хаин В.Е.* Развитие Верхояно-Колымской орогенной системы как результат взаимодействия смежных континентальных и океанических плит // Геотектоника, 2008, №4. С. 18–48.

176. Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И. От гиперборей к Арктиде: к проблеме докембрийского кратона Центральной Арктики // ДАН, 2009, Т. 428, №2. С. 220–224.
177. Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И. Тектоника и нефтегазоносность восточной Арктики // Геология и геофизика, 2009, т. 50, №4. С. 443–460.
178. Хмызников П.К. О размыве берегов в море Лаптевых // В сб.: «Сев. мор. путь», вып. 7. – Л., Изд-во Главсевморпути, 1937.
179. Хромов С.П., Петросяня М.А. Метеорология и климатология. – М.: МГУ, 2006. 582 с.
180. Черкесова С.В. Сравнительная характеристика ниже-среднедевонских отложений северо-западной части о. Котельного и других регионов Арктики // В кн.: Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. – Л., 1975. С. 22–27.
181. Шанцер Е.В. О генетических типах континентальных отложений и генетических типах россыпей // В кн.: Геология россыпей. М., Наука, 1965. С. 14–27.
182. Шпилов Э.В., Лобковский Л.И. Тектоно-геодинамические трансформации литосферы Американо-русского бассейна в кайнозое // ДАН, 2012, т.445, №6. С.1–7.
183. Шкарубо С.И., Заварзина Г.А., Зуёкова О.Н. Результаты современного этапа изучения Лаптевоморского шельфа: от гипотез к новым фактам и проблемам //Разведка и охрана недр, 2014, №4. С. 23–30.
184. Экосистемы новосибирского мелководья [море Лаптевых] и некоторые закономерности их распределения и функционирования / А.Н.Голиков и др. // Исслед. фауны морей. Вып. 37: экосистемы новосибирского мелководья и фауна моря Лаптевых и сопредельных вод. 1990. С. 4–79.
185. Яшин Д.С. Голоценовая литодинамика и седиментогенез // В кн.: Геология и полезные ископаемые России. Т.5. Кн.1. Арктические моря – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 45–53.
186. Drachev S.S., Malyshev N.A. and Nikishin A.M. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview. *Petroleum Geology Conference series* 2010; v. 7. P. 591–619.
187. Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E. Structure and geology of the continental shelf of Laptev sea, Eastern Russian Arctic // *Technophysic*, 1998. P. 357–393.
188. Franke D., Hinz K., Oncken O. The Laptev Sea Rift. Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR), Stilleweg 2, 30655 Hannover, Germany GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ), Telegrafenberg, 14473 Potsdam, Germany, 2001.
189. Halpern, B., Walbridge, S., Selkoe K., Kappel, C.V., Micheli, F., D'Agrosa, C., Bruno, J.F., Casey, K.S., Ebert, C., Fox, H.E., Fujita, R., Heinemann, D., Lenihan, H.S., Madin, E.M., Perry, M.T., Selig, E.R., Spalding, M., Steneck, R., Watson, R. (2008) A global map of human impact on marine ecosystems. *Science* 319, P. 948–952.
190. Holmes M.D., Creager J.S. Holocene history of the Laptev Sea continental shelf // *Marine geology and oceanography of the Arctic Seas*, 1974. P. 210–229.
191. Hopkins D.M. Late Cenozoic sea level history in Western Alaska // *J. Geophys. Osaca City Univ.*, 1967, N 7.
192. Kos'ko M., Korago E. Review of geology of the New Siberian Islands between the Laptev and the East Siberian Seas, north east Russia // *Stephen Mueller Special Publications Series*. V. 4. «Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov». 2009.
193. Kos'ko, M.K., Trufanov, G.V. Middle Cretaceous to Eopleistocene sequences on the New Siberian Islands: an approach to interpret offshore seismic. *Marine and Petroleum Geology* 19 (2002). P. 901–919.
194. Kuzmichev A.B., Pease V.L. Siberian trap magmatism on the New Siberian Islands^ constraints for Arctic Mesozoic plate tectonic reconstruction // *J. Geol. Soc.*, London, 2007, v. 164. P. 959–968.
195. McKnight T.L., Hess D. *Physical Geography: A Landscape Appreciation*. Prentice Hall, 2000.
196. Nikiforov S.L., Pavlidis Yu.A., Rachold, Gracheva M. Bathymetric Seabed mapping on Gis-Technology // In: *Berichte zur Polar- und Meerresforschung*. 2004, 482. P. 41–44.

197. Paetkau, D., S. C. Amstrup, E. W. Born, W. Calvert, A. E. Derocher, G.W. Garner, et al. 1999. Genetic structure of the world's polar bear populations. *Mol. Ecol.* 8:1571–1584.

198. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 19, 1973. P. 290–300.

199. Rekant P., Bauch N.A., Schwenk T., Portnov A., Gusev E., Spiess V., Cherkashov G., Kassens H. Evolution of subsea permafrost landscapes in Arctic Siberia since the Late Pleistocene: a synoptic insight from acoustic data of the Laptev Sea. *Arctos*, 2015, DOI:10.1007/S41063-015-0011-Y.

### Фондовая

200. Аветисов Г.П., Буценко В.В., Виноградов В.А. и др. Отчет о региональных сейсмических работах КМПВ и сейсмологических наблюдениях МОВЗ на акватории и побережье моря Лаптевых в 1986 г. 1987.

201. Аулов Б.Н. и др. Отчет о космогеологическом картировании м-ба 1 : 500 000 на площади листов R-54, 55 и материковой части S-54, 55 в 1983-1987 гг. 1988.

202. Аулов Б.Н. Структурно-тектоническая карта с элементами локального прогноза (о. Б. Ляховский), м-б 1 : 1 000 000. Объяснительная записка, 1990.

203. Аулов Б.Н., Иваненко Г.В., Поташева М.Н. и др. Отчет о космофотогеологическом картировании м-ба 1 : 500 000 на площади листов T-54-B, Г; T-55-B; T-56-B, Г; T-57-B, Г; S-53-A, Б, В, Г; S-54-A, Б, В, Г; S-55-A, Б; S-56-A, Б. 1991.

204. Беймарт С.В., Гаврилов Ю.П. Методика и предварительные результаты буровых работ, проведенных со льда пролива Дмитрия Лаптева и на о-ве Малый Ляховский. 1975.

205. Беймарт С.В., Радченко В.А., Давыдов П.С. и др. Отчет о результатах поисков россыпей олова в западной части Северо-Ляховского узла, включая прилегающий шельф. 1987.

206. Бондаренко Н.С., Арго В.В. Геологическое строение и полезные ископаемые о. Малый Ляховский. (Отчет по групповой геол. съемке м-ба 1 : 200 000, поисково-картировочному бурению и специализированным геологическим исследованиям, проведенным ВСКП в 1974-1975 гг. 1978.

207. Васильев В.В., Кореньков Г.Я., Ларин С.М. Оценка перспектив береговой зоны северной оконечности о-ва Большой Ляховский на прибрежно-морские россыпи олова (отчет Ляховского договорного отряда Арктической комплексной партии о результатах поисково-оценочных работ). 1975.

208. Васильев В.В., Беймарт С.В. и др. Отчет о результатах поисков россыпей олова в береговой зоне северной оконечности о-ва Большого Ляховского за 1978-79 гг. 1980.

209. Витязев А.П., Литинский В.А. Гравиметрическая и магнитометрическая съемки западной части Восточно-Сибирского моря и Новосибирских островов. 1965.

210. Вольнов Д.А., Грамберг И.С. и др. Условия формирования, структура и перспективы нефтегазоносности осадочных толщ морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. 1975.

211. Гавриляк В.М. и др. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на ископаемую мамонтовую кость (объект «Островной»), проведенных на севере Якутской АССР в 1986-89 гг. 1990.

212. Голубев Б.Ф. и др. Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на мамонтовую кость за 1979-80 гг. 1980.

213. Голубев Б.Ф., Гавриляк В.М. и др. Отчет о результатах общих поисков на ископаемую мамонтовую кость, проведенных на севере Якутской АССР в 1982-1984 гг. 1984.

214. Голубев Б.Ф. и др. Отчет Приморской партии о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на ископаемую мамонтовую кость, проведенных в 1989-1990 гг. в прибрежной шельфовой зоне о. Б. Ляховский Якутской АССР (объект «Мамонтовый»). 1990.

215. *Губанов И.В., Беймарт С.В., Васильев В.В. и др.* Отчет о результатах поисков россыпей олова в шельфовой зоне северо-восточного побережья о. Б. Ляховский за 1982-1983 гг. 1984.
216. *Губанов И.В., Жуков В.В., Литинская И.А. и др.* Отчет по теме 9-9/85 «Изучение вещественного состава, морфологических особенностей касситерита продуктивных отложений палеодолины р. М. Кутты с целью оценки качества полезного ископаемого». 1987.
217. *Гуревич В.И. и др.* Разработка методики литолого-геохимических исследований при геологической съемке шельфа. – Л., НПО «Севморгеология», 1985.
218. *Давыдов П.С. и др.* Изучение закономерностей размещения геолого-промышленных типов россыпей в Североляховском россыпном районе с целью выявления поисковых критериев применительно к территории прилегающего шельфа. СПб., фонды ПГО «Севморгеология», 1994.
219. *Давыдов П.С. и другие.* Отчет о проведении совмещенной разведки месторождения россыпного олова Кутта (о. Б. Ляховский) в 1991-92 гг. Ломоносов, фонды ПМГРЭ, 1993 г.
220. *Давыдов П.С.* Отчет о результатах поисков россыпей олова на склонах возвышенности Гавриша-Тас и прилегающей части шельфа (Северо-Ляховский россыпной узел). 1990.
221. *Давыдов П.С.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпи олова в бассейнах рек Тарская, Тохтубут и на шельфе пролива Этерикан. 1981.
222. *Давыдов П.С., Ильин О.М., Губанов И.В. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпи олова в верхней части бассейна р. М. Кутта (о. Б. Ляховский). 1988.
223. *Донец О.Л. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ в прибрежной части шельфа и береговой зоне морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в 1973, 1975-1978 гг. 1978.
224. Дополнения к стратиграфическому блоку легенды Лаптево-Сибироморской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение). *Соболев Н.Н., Толмачева Т.Ю.* – СПб.: ВСЕГЕИ, 2014.
225. *Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Малахов В.Н.* Отчет по теме «Выполнить среднемасштабное минерагеническое районирование Чокурдахско-Ляховской оловоносной зоны с оценкой прогнозных ресурсов россыпного олова». 1990.
226. *Жуков В.В. и др.* Оценка россыпной оловоносности Североляховского узла и южной части о. Бол.Ляховский и обоснование направления поисковых работ. Л., фонды НПО «Севморгеология». 1991.
227. *Жуков В.В. и др.* Разработка методов локального прогноза россыпей олова и золота для шельфовых областей центрального сектора Советской Арктики. 1993.
228. *Жуков В.В., Михайлов А.Ф., Пинчук Л.Я. и др.* Россыпная оловоносность Северо-Ляховского узла. (Отчет по теме «Обосновать направление поисков в Североляховском оловоносном узле на основе минералогических критериев формирования и размещения россыпей»). 1988.
229. *Иванова А.М.* (ред.) Атлас донных осадков мирового океана. Т.П. Крайные и внутренние моря СССР. – СПб., Фонды ВНИИОкеангеология, 1992.
230. *Иванова А.М., Казарская С.Т., Патык-Кара Н.Г.* Карта минерагенического районирования Восточно-Лаптевской оловоносной зоны (с объяснительной запиской). 1987.
231. *Иванова Н.М., Секретов С.Б., Федухина Т.Я. и др.* Региональные комплексные геофизические работы на шельфе моря Лаптевых в 1986-1987 годах (полев. раб. 1986 г.). 1987.
232. *Ким Б.И., Рейнин И.В.* Структурная геоморфология и новейшая тектоника западной части шельфа Восточно-Сибирского моря. 1978.
233. *Кириллова Т.А.* Отчет по объекту № 07/03/70-230 «Изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности юго-западной части моря Лаптевых». Мурманск, ОАО «МАГЭ», 2008.
234. *Кириллова Т.А.* Отчет по объекту № 15/03/70-20 «Региональные комплексные геофизические исследования с целью оценки перспектив нефтегазоносности Центрально-

Лаптевского района и осадочных бассейнов Лаптевоморской континентальной окраины». Мурманск, ОАО «МАГЭ», 2011.

235. *Кириллова Т.А., Чайковская Э.В., Дьяченко В.Ф.* Региональные комплексные работы в море Лаптевых. Объект 17/89. Мурманск, СМНГ, 1991. № 462233 РФФ, №1043 МАГЭ.

236. *Косыко М.К., Арсеньева Г.П., Грамберг И.С. и др.* Условия формирования, структура и перспективы нефтегазосности осадочного чехла шельфа западной части Восточно-Сибирского моря. 1978.

237. *Косыко М.К., Верба В.В., Вольнов Д.А., Кораго Е.А. и др.* Отчет «Изучить геологическое строение, историю развития и оценить минерагенический потенциал геодинамического полигона Новосибирских о-вов». 1993.

238. *Лазуркин Д.В. и др.* Отчет по теме «Прогнозная оценка ресурсов нефти и газа Арктического шельфа СССР на основе тектонического и нефтегеологического районирования по новым геолого-геофизическим данным». 1989.

239. *Ласточкин А.Н.* Морфоструктурный анализ нефтегазоносных областей на суше и шельфе. Дисс. На соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. ВНИГРИ. Фонды ВНИИОкеангеология. 1977.

240. Легенда Лаптево-Сибироморской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000 000 (третье поколение) / Составители: В.А. Виноградов, Е.Е. Мусатов, Ю.В. Горячев. Главный редактор М.К. Косыко. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000.

241. Легенда Лаптево-Сибироморской серии листов ГГК Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Дополнение к блокам I, III, IV.2 V / Составители: С.И. Шкарубо, В.Ф. Проскурнин, Н.Н. Нагайцева, Г.А. Заварзина, В.В. Кямря, В.В. Мохов. Гл. ред. М.К. Косыко. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2011.

242. *Литков Л.З., Генин Б.Л., Пискарев А.Л.* Гравиметрическая съемка о-ва Бол. Ляховский м-ба 1:200 000. Л., фонды ПГО «Севморгеология». 1974.

243. *Логинова И.Э., Ачимба Т.М. и др.* Отчет о результатах работ по теме: «Изучение истории осадконакопления и эпох россыпеобразования в связи с оценкой россыпной оловоносности Яно-Индибирской части приморской низменности Якутии». 1982.

244. *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.

245. *Макарьев А.А., Ильин С.М., Бех-Иванов Д.Э.* Отчет о проведении геологической съемки шельфа м-ба 1:200 000 северной части Североляховской рудно-россыпной зоны в 1992 г. – Ломоносов, ПМГРЭ, 1993. № 464342 РФФ.

246. *Неизвестнов Я.В., Валицкий Б.В.* Комплексные гидрогеологические, газогидрохимические и мерзлотно-инженерно-геологические исследования Яно-Кольмского побережья, Новосибирских островов и проливов. 1976.

247. *Непомилуев В.Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые о-ва Бельковский. 1975.

248. *Патык-Кара Н.Г.* Информационная записка о результатах геолого-геохимических работ на шельфе северо-западной оконечности о. Большой Ляховский (отмель Боруога). 1985.

249. *Патык-Кара Н.Г., Анохин В.В.* Записка-рекомендация «Оценка перспектив оловянного оруденения на участке Малая Кутта – Береговое в Северо-Ляховском районе по геохимическим данным (Чокурдахско-Ляховская металлогеническая зона, моря Лаптевых, Восточно-Сибирское)». 1986.

250. *Пепеляев Б.В. и др.* Отчет о геолого-поисковых исследованиях побережья моря Лаптевых в районе м. Святой Нос в 1947-1948 гг. 1950.

251. *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. Фонды ВНИИОкеангеология.

252. Пискарев А.Л., Аветисов Г.П., Литинский В.А. и др. Результаты геофизических работ в северной части о. Котельного и Земле Бунге в 1972 г. 1973.
253. Преображенская Э.Н., Очаповский Л.Б. Литология и физические свойства верхнепалеозойских и мезо-кайнозойских отложений Новосибирских островов. 1980.
254. Прохорова С.М., Дахия Л.М. и др. Геологическое строение и оловоносность интрузий Чохчуро-Чокурдахской зоны (отчет по т. 389 «Генетические типы оловоносных россыпей Яно-Индибирской низменности и оценка их практического значения», т. 1, 2). 1968.
255. Пуминов А.П., Дегтяренко Ю.П. Кайнозойские россыпенесущие формации шельфовой области восточной части Советской Арктики. 1983.
256. Рябенко С.В., Тулкин И.Н., Ласки В.М. и др. Отчет о результатах геолого-поисковых работ в верховьях р. Суруитах. 1975.
257. Самусин А.И., Беседин В.Г., Устинов В.Н. и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпи олова в бассейне р. Малой Кутты и прилегающей части шельфа (о. Б. Ляховский). Фонды НПО «Севморгеология», 1986.
258. Самусин А.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые о. Бол. Ляховский (Отчет о результатах групповой геологической съемки м-ба 1:200 000, буровых работ и специализированных геологических исследований, проведенных в 1972-73 гг.). Л., фонды ПГО «Севморгео». 1974.
259. Секретов С.Б., Злобин А.И., Журавлев В.А. Региональные сейсмические работы на шельфе моря Лаптевых в 1987–1988 гг. – Мурманск, МАГЭ, 1990.
260. Секретов С.Б., Андриюшенко С.Н., Каширина Н.Н. Региональные сейсмические работы на шельфе восточного сектора Арктики в 1990-1991 гг. – Мурманск, МАГЭ, 1992.
261. Семенов Н.П. и др. Отчет о прогнозно-оценочных геолого-геофизических работах на акватории губ Ванькиной и Эбеляжской в восточной части моря Лаптевых. 1976.
262. Семенов Ю.П. (отв. исп.). Донные отложения и геоморфология дна моря Лаптевых. Отчет по теме 340. Том I. – Л., НИИГА, 1967. 244 с.
263. Соболев Н.Н. и др. Отчет о результатах работ по объекту «Создать полимасштабную геолого-картографическую модель Северо-Восточной Арктики». СПб., ФГУП «ВСЕГЕИ», 2014.
264. Соболева О.В. Аэромагнитная съемка м-ба 1 : 50 000 юго-восточной части моря Лаптевых в 1989-1991г. Ломоносов, 1992, Фонды «ВНИИОкеангеология».
265. Соловьев В.А., Гинсбург Г.Д. и др. Криолитозона р-на Новосибирских о-вов и прогноз распространения субкавальной мерзлой зоны на шельфе восточно-арктических морей (Отчет по теме «Мерзлотно-геотермические условия р-на Новосибирских о-вов и разделяющих их проливов»). 1978.
266. Спиро Н.С. Геохимия отложений палеозоя–мезозоя о-вов Котельный и Новая Сибирь. 1975.
267. Судаков Л.А. Отчет о результатах проведения геологической съемки шельфа масштаба 1 : 200 000 в проливе Дм. Лаптева (Восточно-Лаптевская оловоносная зона). – Ломоносов, ПМГРЭ, 1991. № 459245 РФФ.
268. Сукач Н.В. Отчет по теме «Составление карты угленосности и сланценоности масштаба 1:1 500 000 на территории республики Саха (Якутия). Якутск, 1992 г.
269. Узюнкоян А.М., Лискевич Л.Б., Фатхулин И.А. и др. Отчет о результатах геолого-съемочных работ (аэрофотогеологическое картирование) в масштабе 1 : 200 000 в Чохчуро-Чокурдахской оловоносной зоне в 1976-1978 гг. на территориях листов R-54-II, IV; IX, X; S-54-XXVII, XXVIII; XXXII, XXXIV. 1979.
270. Ушаков В.И. «Изучить геологическое строение и дать геолого-экономическую оценку перспектив на твердые полезные ископаемые шельфа арктических морей СССР». 1991.
271. Ушаков В.И., Дорофеев В.К. и др. Прогнозная оценка прибрежной зоны западной части Восточно-Сибирского моря на россыпи олова и золота. 1976.
272. Чалых А.Я., Винокуров А.Р., Соловьев Н.М., Петров А.Н. Отчет о результатах общих и детальных поисков олова на побережье и прибрежной зоне п-ова Широкостан в 1976-1978 гг., пос. Батагай, Янская ГРЭ, 1979.

273. *Черкесов О.В., Касаткина Е.А.* Ревизионно-геологические исследования (микрo-палеонтологические) триасовых отложений о. Котельный. СПб, 1985. Фонды ВНИИОкеангеология.

274. *Шапиро Г.М., Узюнкоян А.М., Герасимов В.С. и др.* Отчет о геологической съемке м-ба 1:50 000 в северной части Чокурдахского ряда гранитных интрузий и одноименному поисковому отряду за 1969 г. 1970.

275. *Шлыкова В.В.* Отчет по объекту № 20/03/70-23 «Региональные комплексные геофизические исследования Притаймырского района моря Лаптевых с целью оценки перспектив нефтегазоносности».– Мурманск, ОАО «МАГЭ», 2013.

276. *Яблоков К.В. и др.* Предварительная оценка оловоносности шельфовой зоны восточной части моря Лаптевых. М., фонды МГИ, 1970.

277. *Яшин Д.С., Ким Б.И., Петрова В.И. и др.* Вещественный состав, геохимия и особенности седиментогенеза донных осадков полярных областей Мирового океана (в связи с обоснованием природоохранных мер). – Л.: ВНИИОкеангеология. 1990.

**Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов, показанных на листах S-53, 54 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>Твердые горючие ископаемые</b>			
Уголь каменный			
I-4-3	П	Балыкташское, Балыкташ, р.	ГГК, Косьюко, 1985
I-4-4	П	Туорюряхское, Туор-Юрэх, р.	ГГК, Косьюко, 1985
I-4-5	П	Тугутташское, Тугутташ – Балыкташ, междуречье	ГГК, Косьюко, 1985
Уголь бурый			
I-3-1	П	Катанка, р.	ГГК, Косьюко, 1985
I-4-2	П	Решетникова, р.	ГГК, Косьюко, 1985
I-6-1	П	Стрелка Анжу, юго-восточная часть	ГГК, Труфанов, 1986
I-6-2	П	Улахан-Юрях, р.	ГГК, Труфанов, 1986
I-6-3	П	Улахан-Юрях, среднее течение	ГГК, Труфанов, 1986
II-5-1	П	Балыкташ, р., нижнее течение	ГГК, Косьюко, 1985
II-5-2	П	Земля Бунге, южный берег	ГГК, Косьюко, 1985
II-6-1	П	Губа Большая, южная часть Земли Буне	ГГК, Труфанов, 1986
II-6-2	П	Залив Геденштрома, южная часть	ГГК, Труфанов, 1986
IV-5-54	П	Кигилях, п-ов, перешеек	ГГК, Самусин, 1985
IV-5-55	П	Кигилях, п-ов, перешеек	ГГК, Самусин, 1985
IV-6-25	П	Береговой, мыс	ГГК, Самусин, 1985
<b>Цветные металлы</b>			
Медь			
IV-6-29	ПМ	Хаптагай-Чохчур, гора	ГГК, Самусин, 1985
V-5-6	ПМ	Святой Нос, мыс	Узюнокоян и др., 1979
V-5-13	ПМ	Сюрэх-Таас, гора	ГГК, Самусин, 1985
V-5-38	ПМ	Хаптагай, гора	Узюнокоян и др., 1979
V-6-6	ПМ	Предмайский, ручей	Донец и др., 1978
VI-5-9	ПМ	Вилка, ручей	Донец и др., 1978
VI-5-21	ПМ	Харстан, гора	Шапиро и др., 1970
VI-5-27	ПМ	Маут, ручей, истоки	Шапиро и др., 1970
VI-5-37	ПМ	Харстан, гора, юго-запад	Шапиро и др., 1970
Свинец			
IV-4-2	РП	Кигилях, мыс, скв. 12/9 (отм. -7м)	Судаков и др., 1991
IV-5-30	ПМ	Гавриша-Гас, гора	ГГК, Самусин, 1985
IV-5-46	ПМ	Тохтубут, р., истоки	Беймарт и др., 1987
IV-5-48	ПМ	Усук-Хайа, возвышенность	Беймарт и др., 1987
IV-5-49	ПМ	Отон-Кюельях, р., верховья	Беймарт и др., 1987
IV-6-11	ПМ	Усук-Хайа-Юрэгэ, р., исток	Беймарт и др., 1987
VI-5-5	ПМ	Кмыл, Надежда, ручьи, водораздел	Донец и др., 1978
VI-5-10	ПМ	Галька, Основной, ручьи, водораздел	Донец и др., 1978
VI-5-11	ПМ	Урюнг-Хастах, гора	Донец и др., 1978
Цинк			
IV-5-8	ПМ	Тарская, гора	Беймарт и др., 1987
IV-5-9	ПМ	Тарская, гора	Беймарт и др., 1987

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-5-22	ПМ	Бассыча, гора	Беймарт и др., 1987
IV-5-25	ПМ	Тохтубут, р., исток	Беймарт и др., 1987
IV-5-28	ПМ	Тохтубут, р., исток	Беймарт и др., 1987
IV-5-33	ПМ	Гавриша-Тас, гора	Беймарт и др., 1987
IV-5-34	ПМ	Гавриша-Тас, гора	Беймарт и др., 1987
IV-5-35	ПМ	Гавриша-Тас, гора	Беймарт и др., 1987
IV-5-38	ПМ	Маркуша-Тас, гора	Беймарт и др., 1987
IV-5-39	ПМ	Маркуша-Тас, гора	Беймарт и др., 1987
IV-5-40	ПМ	Маркуша-Тас, гора	Беймарт и др., 1987
IV-6-10	ПМ	Усук-Хайа-Юряге, р., исток	Беймарт и др., 1987
VI-5-3	ПМ	Звонкий, ручей, верховья	Донец и др., 1978
VI-5-35	ПМ	Галечный, Мос, ручьи, водораздел	Шапиро и др., 1970
VI-5-40	ПМ	Харстан, гора, южный склон	Шапиро и др., 1970
Вольфрам			
VI-5-22	П	Маут, ручей, среднее течение	Шапиро и др., 1970
VI-5-14	ШО	Урюнг-Хастах, Харстан, горы	Шапиро и др., 1970
Олово			
IV-5-7	РК	«Кутта», рр. Малая Кутта, Лев. Кутта, Пр. Кутта, Тохтубут	ГГК, Самусин, 1985
IV-5-13	РК	«Западное»	Давыдов, 1990
VI-5-18	РК	Подножие г. Чокурдах, Ванькина губа,	Узюнкоян и др., 1979
VI-5-17	ММ	Б. Чокурдах, гора	Пепеляев и др., 1950
IV-5-10	РМ	Тарская, р., среднее течение	Давыдов, 1990
IV-4-1	РП	Вагина, мыс, скв. 12/7 (отм. 0м)	Судаков и др., 1991
IV-5-2	РП	«Этерикан»	Беймарт и др., 1987
IV-5-3	РП	«Боруога»	Давыдов, 1990
IV-5-4	РП	«Кутта-пляж»	Васильев и др., 1980
IV-5-11	П	Левая Кутта, р., среднее течение	Давыдов и др., 1988
IV-5-12	П	Правая Кутта, Тохтубут, рр.	Беймарт и др., 1987
IV-5-18	П	Тарская, р., верховья	Давыдов, 1981
IV-5-19	П	Тарская, р., верховья	Давыдов, 1981
IV-5-20	П	Левая Кутта, р., верховья	Давыдов, 1981
IV-5-32	РП	Гавриша-Тас, гора	Васильев и др., 1980
IV-5-36	РП	«Коврижка»	Давыдов, 1990
IV-5-42	РП	Гавриша, ручей, среднее течение	Давыдов, 1990
IV-5-47	РП	«Хоту-Юрях, Блудная»	Беймарт и др., 1987
IV-5-53	РП	Кигилях, мыс, скв. 14/8 (отм. – 4 м)	Судаков и др., 1991
IV-6-5	П	Тохтубут, р., верховья	Давыдов, 1981
IV-6-9	РП	Усук-Хайа-Юряге, исток	Давыдов, 1990
IV-6-16	РП	Усук-Хайа-Юряге, р., среднее течение	Давыдов, 1990
IV-6-17	РП	Хонорбот, р., верховья	Губанов и др., 1984
IV-6-18	РП	Усук-Хайа-Юряге, р., среднее течение	Давыдов, 1990
IV-6-23	РП	Береговой, мыс, скв. 78/3 (отм. -112 м)	Судаков и др., 1991
IV-6-26	РП	Береговой, мыс, скв. 77/0 (отм. –35 м)	Судаков и др., 1991
IV-6-27	РП	Береговой, мыс, скв. 76/0 (отм. –19 м)	Судаков и др., 1991
IV-6-28	РП	Береговой, мыс, 20 км восточнее, скв. 76/4 (отм. – 41 м)	Судаков и др., 1991
V-5-2	РП	Дымное, становище, скв. 38/14 (отм. -47 м)	Судаков и др., 1991
V-5-9	РП	Чай-Поварня, р., устье	ГГК, Самусин, 1985

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-5-21	РП	Чай-Поварня, ручей	ГГК, Самусин, 1985
V-6-7	РП	Нерпалах, р., устье, скв. 48/1С (отм. -11 м)	Судаков и др., 1991
V-6-8	РП	Нерпалах, р., устье, скв. 50/1С (отм. 0 м)	Судаков и др., 1991
V-6-9	РП	Нерпалах, р., устье, скв. 48/7А (отм. -3 м)	Судаков и др., 1991
V-6-10	РП	Бурус-Тас, мыс, скв. 43/13 (отм. -18 м)	Судаков и др., 1991
V-6-11	РП	Предмайский, ручей, устье	Ушаков и др., 1976
V-6-12	РП	Предмайский, ручей, устье, скв. 52/1С (отм. 0 м)	Судаков и др., 1991
V-6-13	РП	Бурус-Тас, мыс, скв. 48/7 (отм. -5 м)	Судаков и др., 1991
V-6-14	РП	Акватория близ устья р. Нерпалах, скв. 51/6А (отм. -3 м)	Судаков и др., 1991
V-6-15	РП	Акватория близ устья р. Харахан, скв. 53/7 (отм. -1,8 м)	Судаков и др., 1991
V-6-16	РП	Акватория, близ устья р. Предмайский и Харахан, скв. 52/6 (отм. -8 м)	Судаков и др., 1991
V-6-17	РП	Шалаурова, мыс, скв. 63/6 (отм. -73 м)	Судаков и др., 1991
V-6-18	РП	Шалаурова, мыс, скв. 64/6 (отм. -76 м)	Судаков и др., 1991
V-6-19	РП	Акватория, р-н р. Предмайский, скв. 52/5 (отм. -15 м)	Судаков и др., 1991
V-6-20	РП	Акватория, р-н р. Харахан, скв. 55/6 (отм. -5,6 м)	Судаков и др., 1991
V-6-21	РП	Акватория близ пол. ст. Шалаурова, скв. 57/5 (отм. -13 м)	Судаков и др., 1991
V-6-22	РП	Акватория близ пол. ст. Шалаурова, скв. 59/6 (отм. -13 м)	Судаков и др., 1991
V-6-23	РП	Дм. Лаптева, пролив, скв. 43/11 (отм. -121 м)	Судаков и др., 1991
VI-4-4	РП	Акватория Ванькиной губы, Куртаах берег	Узюнкоян и др., 1979
VI-4-5	РП	Нуогай, ручей	Узюнкоян и др., 1979
VI-5-16	РП	Чокурдах, р., устье	Узюнкоян и др., 1979
VI-5-19	РП	Харстанский залив; Мал. Чокурдах, гора	Узюнкоян и др., 1979
VI-5-25	РП	Харыстах-Юрйяге, р., устье	Узюнкоян и др., 1979
VI-5-26	П	Харстан, гора	Шапиро и др., 1970
VI-5-31	П	Роговиковый, ручей	Узюнкоян и др., 1979
VI-5-33	РП	Галечный, ручей	Узюнкоян и др., 1979
VI-5-34	П	Галечный, ручей	Узюнкоян и др., 1979
VI-5-36	П	Харстан, гора, юго-вост. подножье	Узюнкоян и др., 1979
VI-5-38	РП	Звонкий, ручей	Узюнкоян и др., 1979
IV-5-5	ПМ	Малая Кутта, р., левобережье	Васильев и др., 1975
IV-5-6	ПМ	Малая Кутта, р., левобережье	ГГК, Самусин, 1985
IV-5-16	ПМ	Коврижка, гора	Беймарт и др., 1987
IV-5-21	ПМ	Малая Кутта, р., верховья	Беймарт и др., 1987
IV-5-23	ПМ	Малая Кутта, р., верховья	Беймарт и др., 1987
IV-5-27	ПМ	Тохтубут, р., исток	Беймарт и др., 1987
IV-5-29	ПМ	Гавриша-Тас, гора	Беймарт и др., 1987
IV-5-41	ПМ	Маркуша-Тас, гора	Беймарт и др., 1987
IV-5-45	ПМ	Тохтубут, р., исток	Беймарт и др., 1987
IV-6-6	ПМ	Тохтубут, р., исток	Беймарт и др., 1987
IV-6-8	ПМ	Алы-Юрэх, левый приток	Беймарт и др., 1987
IV-6-12	ПМ	Алы-Юрэх, р., правый приток	Беймарт и др., 1987
IV-6-13	ПМ	Алы-Юрэх, р., правый приток	Беймарт и др., 1987

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-6-14	ПМ	Усук-Хайа-Юряге, р., левый приток	Беймарт и др., 1987
IV-6-15	ПМ	Усук-Хайа-Юряге, р., левый приток	Беймарт и др., 1987
V-5-7	ПМ	Святой Нос, мыс	Узюнкоян и др., 1979
V-5-12	ПМ	Святой Нос, мыс	Узюнкоян и др., 1979
V-6-3	ПМ	Предмайский, ручей	Донец и др., 1978
V-6-4	ПМ	Предмайский, ручей	Донец и др., 1978
VI-5-1	ПМ	Звонкий, ручей	Донец и др., 1978
VI-5-2	ПМ	Урюнг-Хастах, гора	Узюнкоян и др., 1979
IV-5-1	ШО	Малый Ляховский, о.	Беймарт и др., 1975
IV-5,6-52	ШО	Усук-Хайа – Гавриша-Тас	Самусин, 1974; Жуков, 1991
V-5-31	ШО	Святой Нос, мыс	Рябенко и др., 1975
V-6-1	ШО	Эмий-Таас, г., Нерпалах, р., пол. станции Шаулаурова	Жуков и др., 1991
VI-4-1	ШО	Широкостан, п-ов	Узюнкоян и др., 1979
VI-4-2	ШО	Широкостан, п-ов	Узюнкоян и др., 1979
VI-4-3	ШО	Широкостан, п-ов, Куртаах, м.	Узюнкоян и др., 1979
VI-5-15	ШО	Харстан, гора	Узюнкоян и др., 1979
VI-5-24	ШО	Ванькина губа	Семенов и др., 1976
VI-5-32	ШО	Сан-Юрэх, р., истоки	Узюнкоян и др., 1979
IV-6-2	ВГХО	Акватория восточнее о. Бол. Ляховский	Губанов и др., 1984
IV-6-4	ВГХО	Акватория восточнее о. Бол. Ляховский	Губанов и др., 1984
V-5-3	ВГХО	Дм. Лаптева, пролив	Судаков и др., 1991
V-5-4	ВГХО	Дм. Лаптева, пролив	Судаков и др., 1991
V-5-5	ВГХО	Дм. Лаптева, пролив	Судаков и др., 1991
V-5-10	ВГХО	Дм. Лаптева, пролив	Судаков и др., 1991
V-5-39	ВГХО	Эбеляхская губа	Семенов и др., 1976
Мышьяк			
IV-5-24	ПМ	Мал. Кутта, р., верховья	Беймарт и др., 1987
IV-6-7	ПМ	Усук-Хайа-Юряге, исток	Беймарт и др., 1987
V-5-14	ПМ	Сюрэх-Тас, гора	ГГК, Самусин, 1985
V-5-40	ПМ	Кочугуй-Тугутах, гора	Узюнкоян и др., 1979
VI-5-7	ПМ	Урюнг-Хастах, гора	Шапиро и др., 1970
VI-5-20	ПМ	Юнь, Маут, ручьи, водораздел	Шапиро и др., 1970
VI-5-28	ПМ	Харстан, гора	Шапиро и др., 1970
VI-5-39	ПМ	Звонкий, ручей	Шапиро и др., 1970
Сурьма			
IV-5-26	ПМ	Тохтубут, р., исток	Беймарт и др., 1987
IV-5-50	ПМ	Отон Кюельях, р., верховья	Беймарт и др., 1987
IV-5-51	ПМ	Отон-Кюельях, р., верховья	Беймарт и др., 1987
IV-6-3	ПМ	Усук-Хайа, возвышенность	Беймарт и др., 1987
V-5-20	ПМ	Чай-Поварня, ручей, верховье	ГГК, Самусин, 1985
V-5-26	ПМ	Чай-Поварня, ручей, верховья	Рябенко и др., 1975
V-5-29	ПМ	Эбелях, пр., Суруктух, р., водораздел	Рябенко и др., 1975
Висмут			
IV-5-15	ПМ	Коврижка, гора	Беймарт и др., 1987
IV-5-17	ПМ	Коврижка, гора	Беймарт и др., 1987
IV-5-31	ПМ	Гавриша-Тас, гора	Беймарт и др., 1987
IV-5-37	ПМ	Маркуша-Тас, гора	Беймарт и др., 1987

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-5-43	ПМ	Бассыча, гора	Беймарт и др., 1987
IV-5-44	ПМ	Тохтобут, р. Истоки	Беймарт и др., 1987
VI-5-23	ПМ	Урюнг-Хастах, гора	Донец и др., 1978
<b>Благородные металлы</b>			
Золото			
V-5-16	П	Лев., Прав., Суруктах, ручьи, водораздел + СУРЬМА	Узюнкоян и др., 1979
V-5-17	П	Антимонитовый, Лев. Суруктах, ручьи + СУРЬМА	Узюнкоян и др., 1979
V-5-25	П	Прав. Суруктах, Чай-Поварня, ручьи + СУРЬМА	Узюнкоян и др., 1979
V-5-33	П	Лазарь, ручей + СУРЬМА	Узюнкоян и др., 1979
V-5-8	ПМ	Святой Нос, мыс	Рябенко и др., 1975
V-5-11	ПМ	Святой Нос, мыс	Рябенко и др., 1975
V-5-15	ПМ	Серкина, мыс + ОЛОВО	ГГК, Самусин, 1985
V-5-18	ПМ	Прав. Суруктах, ручей + СЕРЕБРО	Рябенко и др., 1975
V-5-19	ПМ	Прав. Суруктах, ручей + СЕРЕБРО	Рябенко и др., 1975
V-5-22	ПМ	Двух старцев, ручей	Рябенко и др., 1975
V-5-23	ПМ	Антимонитовый, ручей + СУРЬМА	Рябенко и др., 1975
V-5-24	ПМ	Антимонитовый, ручей	Рябенко и др., 1975
V-5-27	ПМ	Чай-Поварня, ручей + СУРЬМА	Рябенко и др., 1975
V-5-28	ПМ	Антимонитовый, ручей + СУРЬМА	Рябенко и др., 1975
V-5-32	ПМ	Антимонитовый, ручей	Рябенко и др., 1975
V-5-34	ПМ	Лазарь, ручей + СУРЬМА	Рябенко и др., 1975
V-5-35	ПМ	Чай-Поварня, ручей + СУРЬМА	Рябенко и др., 1975
V-5-37	ПМ	Чай-Поварня, ручей	Рябенко и др., 1975
V-6-5	ПМ	Предмайский, ручей	Донец и др., 1978
VI-5-6	ПМ	Урюнг-Хастах, гора	Донец и др., 1978
VI-5-8	ПМ	Урюнг-Хастах, гора	Донец и др., 1978
VI-5-12	ПМ	Урюнг-Хастах, гора	Донец и др., 1978
VI-5-13	ПМ	Урюнг-Хастах, гора	Донец и др., 1978
VI-5-29	ПМ	Харстан, гора, Галечный, руч.	Узюнкоян и др., 1979
VI-5-30	ПМ	Харстан, гора, Галечный, руч.	Узюнкоян и др., 1979
VI-5-4	ШО	Урюнг-Хастах, гора	Донец и др., 1978
V-5-30	ВГХО	Водораздел руч. Суруктах, Чай-Поварня, Антимонитовый + СУРЬМА	Рябенко и др., 1975
Серебро			
IV-5-14	П	Бол. Ванькин, мыс	Давыдов и др., 1990
<b>Драгоценные и поделочные камни</b>			
Аметист			
V-5-36	ПМ	Антимонитовый, руч., верх. течение	Узюнкоян и др., 1979
Поделочные костные остатки			
I-4-1	П	Решетникова, р., средн. течение	Гавриляк и др., 1990
I-5-1	П	Драгоценная, р.	Гавриляк и др., 1990
I-5-2	П	Кетет-Кюель, озеро	Гавриляк и др., 1990
III-5-1	П	Мал. Ляховский, о., сев.-вост. часть	Гавриляк и др., 1990
III-5-2	П	Мал. Ляховский, о., сев.-вост. часть	Гавриляк и др., 1990
III-5-3	П	Мал. Ляховский, о., сев.-вост. часть	Гавриляк и др., 1990
III-5-4	П	Мал. Ляховский, о., вост. часть, Тинкир, р.	Гавриляк и др., 1990

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-5-5	П	Мал. Ляховский, о., вост. часть, участок Тинкир	Гавриляк и др., 1990
IV-6-1	П	Кутга, р.	Гавриляк и др., 1990
IV-6-19	П	Б. Ляховский, о., участок Этерикан	Гавриляк и др., 1990
IV-6-20	П	Бол. Этерикан, р., среднее течение	Гавриляк и др., 1990
IV-6-21	П	Участок Береговой	Гавриляк и др., 1990
IV-6-22	П	Мал. Этерикан, р.	Гавриляк и др., 1990
IV-6-24	П	Бол. Этерикан, р., приток	Гавриляк и др., 1990
V-5-1	П	Участок Ванькина	Голубев и др., 1990
V-6-2	П	Мыс Шалаурова, севернее	Гавриляк и др., 1990
V-6-24	П	Ойогосский яр, участок Реброво (Стрелка)	Голубев и др., 1984
VI-6-1	П	Сан-Юрях, р., среднее течение	Голубев и др., 1984
VI-6-2	П	Сан-Юрях, р., верхнее течение	Голубев и др., 1984
VI-6-3	П	Сан-Юрях, р., верхнее течение	Голубев и др., 1984
VI-6-4	П	Сан-Юрях, р., верхнее течение	Голубев и др., 1984
VI-6-5	П	Сан-Юрях, р., верхнее течение	Голубев и др., 1984
VI-6-6	П	Кюэнехтах, р., среднее течение	Голубев и др., 1984
VI-6-7	П	Кюэнехтах, р., среднее течение	Голубев и др., 1984
VI-6-8	П	Кюэнехтах, р., среднее течение	Голубев и др., 1984
VI-6-9	П	Кюэнехтах, р., среднее течение	Голубев и др., 1984

Принятые сокращения: коренные месторождения: МК – крупное, МС – малое. Россыпные месторождения: РК – крупное, РС – среднее, РМ – малое. П – проявление, РП – россыпное проявление, ПМ – пункт минерализации, ШО – шлиховые ореолы, ВГХО – вторичные геохимические ореолы

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

**Введение.** В.К. Дорофеев, С.И.Шкарубо

**1. Сейсмостратиграфическая характеристика осадочного чехла.**  
А.Г.Бургуто

**2. Стратиграфия.** В.К. Дорофеев, В.В. Авдюничев, М.К. Косько, Г.В. Иваненко, П.В.Рекант

2.1. Протерозойская акротема

2.2. Палеозойская эратема

2.3. Мезозойская эратема

2.4. Кайнозойская эратема

**3. Литология донных отложений.** М.С. Радченко

3.1. Условия образования современных донных отложений

3.2. Гранулометрические типы донных осадков

3.3. Особенности современных литодинамических процессов

3.4. Вещественно-генетические типы

3.5. Минеральный состав донных отложений

3.6. Геохимические исследования органического вещества в донных отложениях

**4. Магматизм.** В.К. Дорофеев

4.1. Позднепалеозойско-раннемезозойский этап

4.2. Позднепалеозойские интрузии

4.3. Раннемеловые интрузии

4.4. Святоносский комплекс

4.5. Кигиляхский комплекс

4.6. Тарский комплекс

4.7. Раннемеловой дайковый комплекс

4.8. Позднемеловой (?) Дайковый комплекс

**5. Тектоника.** В.К. Дорофеев, В.А.Журавлев, М.К. Косько, С.И. Шкарубо

5.1. Глубинное строение

5.2. Хатангско-лаптевоморская эпипозднекимерийская платформа

5.3. Структуры складчатого основания

5.4. Структуры осадочного чехла

**6. Геоморфология.** А.Г. Зинченко, Г.В. Иваненко

**7. История геологического развития.** В.К. Дорофеев, М.К. Косько

**8. Полезные ископаемые.** В.К. Дорофеев, Е.А. Пашковская

8.1. Твердые горючие ископаемые

8.2. Металлические ископаемые

8.3. Неметаллические ископаемые

**9. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района.** О.Н. Зуйкова, В.К. Дорофеев

9.1. Минерагеническое районирование, закономерности размещения

твердых полезных ископаемых и прогнозная оценка перспективных площадей

9.2. Нефтегазогеологическое районирование

9.3. Оценка прогнозных ресурсов и перспективы нефтегазоносности

**10. Гидрогеология.** В.К. Дорофеев

**11. Эколого-геологическая обстановка.** А.А.Неупокоева, В.В.Иванова, А.М. Иванова

11.1. Характеристика эколого-геологических условий материковой и островной части листа

11.2. Характеристика эколого-геологических условий морской части листа

**Заключение.** С.И.Шкарубо, В.К. Дорофеев

**Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов, показанных на листах S-53, 54 Госгеолкарты РФ масштаба 1:1 000 000** Е.А. Пашковская

**Список литературы**