

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

РЕГИОНАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ ШЕЛЬФЕ И МИ-
РОВОМ ОКЕАНЕ (МОРГЕО)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ПОЛЯРНАЯ МОРСКАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ» (ФГУНПП «ПМГРЭ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение)

Серия Таймыро-Североземельская

Серия Северо-Карско-Баренцевоморская

Лист Т-45 – 48 – м. Челюскин

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ ФАБРИКА ВСЕГЕИ·2013

УДК

Качурина Н. В., Макарьев А. А., Макарьева Е. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист Т-45 – 48 –м. Челюскин. Объяснительная записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012 . с. + вкл.

В объяснительной записке обобщены материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, полезным ископаемым и геозологии архипелага Северная Земля, севера п-ова Таймыр и прилегающего шельфа Карского и Лаптевых морей. Проведено минерагеническое и нефтегазогеологическое районирование и дана прогнозная оценка полезных ископаемых. Предложены рекомендации по дальнейшему изучению региона и охране окружающей среды.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся региональной геологией и, прежде всего, геологией Арктики.

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

Табл. , ил. , список литературы 113 назв.

А в т о р ы:

*Н. В. Качурина, А. А. Макарьев, Е. М. Макарьева, А. В. Гавриш,
В. В. Орлов, В. А. Дымов,*

Ответственный редактор *Макарьев А. А.*

Редактор Таймыро-Североземельской серии *Проскурнин В. Ф.*
Редактор Северо-Карско-Баренцевоморской серии *Лопатин Б. Г.*

@ Федеральное агентство по недропользованию
(Роснедра), 20

@ Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГУП «ВСЕГЕИ»), 20

@ Полярная морская геологоразведочная экспедиция, 20

@ Коллектив авторов, 20

@ Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 20

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|---|
| Введение. | <i>Н. В. Качурина, А. А. Макарьев</i> |
| Физико-географический очерк. | <i>Н.В. Качурина</i> |
| Геологическая и геофизическая изученность. | <i>Н. В. Качурина, В. В. Орлов</i> |
| Стратиграфия. | <i>А. А.Макарьев, Н. В. Качурина</i> |
| Архейская – протерозойская акротемы. | <i>А. А.Макарьев</i> |
| Палеозойская эратема. | <i>А. А. Макарьев</i> |
| Мезозойская эратема. | <i>А. А. Макарьев</i> |
| Кайнозойская эратема. | <i>Н. В. Качурина, А. А. Макарьев</i> |
| Стратиграфия блока моря. | <i>Н. В. Качурина, А. А. Макарьев</i> |
| Литология донных отложений | <i>В. А. Дымов, Н. В. Качурина, Е. М. Макарьева</i> |
| Магматизм. | <i>Е. М. Макарьева</i> |
| Тектоника. | <i>А. А. Макарьев, Е. М. Макарьева, В. В. Орлов</i> |
| Геоморфология. | <i>Н. В. Качурина</i> |
| История геологического развития. | <i>А. А. Макарьев, Н. В. Качурина</i> |
| Полезные ископаемые. | <i>Е. М. Макарьева, А. В. Гавриш</i> |
| Закономерности размещения полезных ископаемых. | <i>Е. М. Макарьева, А. В. Гавриш</i> |
| Эколого-геологическая обстановка. | <i>Е. М. Макарьева</i> |
| Заключение. | <i>А. А. Макарьев, Е. М. Макарьева</i> |
| Список литературы | |
| Приложение 1. Таблица металлотектов | |
| Приложение 2. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений твердых полезных ископаемых на площади листа Т-45-48 | |
| Приложение 3. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых | |
| Приложение 4. Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты Т-45-48 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов | |
| Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации, шлиховых ореолов, вторичных геохимических ореолов, размещенных на карте полезных ископаемых (листы Т-45-48) | |

ВВЕДЕНИЕ

Границами листа Т-45–48 Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) являются: 76°00′-80°00′ с.ш. и 84°00′-108°00′ в.д. В его пределы входят архипелаг Северная Земля, северная часть полуострова Таймыр, северо-восточная часть акватории Карского моря с островами, северо-западная часть акватории моря Лаптевых с островами и юго-восточная часть континентального склона котловины Нансена Северного Ледовитого океана. Площадь листа составляет 252 000 кв. км, в том числе площадь островов и полуострова Таймыр составляет 58700 кв.км.

По административному делению территория относится к Таймырскому (Долгано-Ненецкому) административному округу Красноярского края Российской Федерации. Работы по геологическому доизучению суши и акватории (листы Т-45–48) с целью подготовки к изданию Госгеолкарты-1000 (третье поколение) проводились на основании приказа Департамента по недропользованию на континентальном шельфе и Мировом океане от 03.04.2007 г. № 11 «О подведении итогов открытого конкурса на размещение в 2007 году заказа для государственных нужд на выполнение работ по геологическому изучению недр континентального шельфа России, Арктики и Антарктики».

Спецификой геологического строения площади листа Т-45–48 является его расположение на стыке трех надпорядковых структур: Карской плиты, Таймыро-Североземельского складчатой области и континентального склона Евро-Азиатского бассейна Северного Ледовитого океана (СЛО). В современном тектоническом плане в пределах района выделяются структуры первого порядка: Восточно-Карский мегапрогиб, Североземельский выступ (ступень), Северотаймыро-Североземельская, Таймырская и Быррангская складчатые системы, разделенные между собой глубинными разломами.

Представительность имеющихся геологических и геофизических материалов (особенно полученных в 2008-2009 гг. по работам ОАО «СМНГ» и ФГУНПП «ПМГРЭ») позволила составить кондиционный комплект карт геологического содержания масштаба 1:1 000 000 – 1:2 500 000, осветить геологическое глубинное строение площади, уточнить историю геологического развития и минерагеническую специализацию.

Аналитические исследования магматических, метаморфических и осадочных пород проводились в различных геологических организациях.

Во ВСЕГЕИ выполнены: углепетрографическое описание и анализ углей (доктор г.-м.н. И.Б. Волкова); рентгеноспектральный силикатный анализ; полуколичественный спектральный анализ руд, слюд и углей (зав. лабораторией ПКСА Н.П. Баландина); масс-спектрометрический анализ золота; определения

урана и тория; шлихоминералогический анализ (минералоги Е.А. Грузова, Л.И. Ильина); изготовление петрографических, палеонтологических шлифов и аншлифов; определения возраста цирконов U/Pb методом.

В ИГГиМ СО РАН выполнены определения радиологического возраста магматических пород аргон-аргоновым методом (А. В. Травин).

Во ВНИГРИ изучались битуминозность осадочных, интрузивных, эффузивных пород на суше и донных осадков по акватории, а также характеристика битумоидов (аналитики Е.В. Гарибьян, Т.Н.Абрамова) и состав поглощенных газов в донных отложениях.

В ОМЭ СЗ ГПП «Севзапгеология» производился силикатный анализ пород и руд, определения содержаний нефтепродуктов, определение макросостава природных вод и гранулометрический анализ донных осадков.

В СЗФ «Невскгеология» проводился полуколичественный спектральный анализ пород и гамма-спектрометрический анализ донных осадков, почв и растительности. В НТЦ «РАДЭК» определялось содержание техногенных изотопов цезия и кобальта.

Обработку палеонтологических коллекций, собранных в процессе работ 2008-2009 гг. проводили:

ВНИИОкеангеология: В.А. Басов (фораминиферы юры), Н.А. Куприянова (остракоды триаса, юры и мела, четвертичные фораминиферы),

ВСЕГЕИ и ВНИГРИ: О. Л. Коссовая (палеозойские фораминиферы, кораллы), И. В. Полуботко, Ю. С. Репин (аммониты и двустворки юры и мела).

Палинологические исследования мезо-кайнозойских разрезов и донных отложений проводили А. Ю. Шаропова, Л. А. Фефилова (ВНИИОкеангеология) и О. В. Руденко (Орловский ГУ, г. Орел).

Всем вышеперечисленным сотрудникам и организациям авторы объяснительной записки выражают искреннюю благодарность за оказанную помощь и консультации в работе.

Топографическая и батиметрическая основа масштаба 1:1 000 000 составлена в цифровом варианте на картографической фабрике ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2008 году.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Рассматриваемая территория листов Т-45–48 охватывает северную часть Таймырского полуострова с прилегающими островами, часть архипелага Северная Земля и часть акватории морей Карского и Лаптевых. Северная часть полуострова Таймыр, включающая п-ов Челюскин и территорию к югу от него в границах листов, составляет ~ 28 300 км². На северо-восток от п-ова Таймыр расположены острова Комсомольской Правды (около 300 км²), на северо-запад – острова архи-

пелага Норденшельда (около 1 300 км²). Архипелаг Северная Земля представлен островом Большевик (11 312 км²) и, без участков к северу от 80°с.ш., островами Октябрьской Революции (14 200 км²) и Пионер (1 547 км²). К юго-востоку от о. Большевик находятся два небольших острова – Малый Таймыр и Старокадомского, в пределах шельфа Карского моря расположены острова архипелагов Сергея Кирова и Седова, о. Длинный (Самойловича) и о. Воронина.

О. Большевик отделён от п-ова Челюскин проливом Вилькицкого, а от о. Октябрьской Революции – проливом Шокальского. О. Октябрьской Революции и о. Пионер разделены проливом Красной Армии.

Три разнородные орографические области (северная часть п-ова Таймыр, арх. Северная Земля, акватория морей Карского и Лаптевых) обладают своими специфическими физико-географическими условиями, что и будет отражено в данной главе.

Северо-восточная часть п-ова Таймыр, ограниченная рамками листа, представляет собою плато с высотами от 200 до 370 метров над уровнем моря, сильно расчленённое, раздробленное на отдельные, изолированные друг от друга возвышенности с плоской либо слабо выпуклой поверхностью, покрытой дресвяно-щебенистыми либо глыбовыми развалами осадочных и магматических пород. На юго-востоке территории прослеживаются отроги горной системы (горы Бырранга) в виде отдельных хребтов северо-восточного направления с высотами, превышающими 400 м; максимальная абсолютная отметка – 886 м – на самом юго-востоке листа. В направлении побережья плато сменяются абразионно-аккумулятивной равниной, полого понижающейся до уреза воды, но иногда обрывающейся к морю уступами высотой до 10-15 м.

Многочисленные водотоки образуют радиально-расходящийся рисунок гидрографии с центрами в вершинах возвышенностей. Наиболее крупные из рек – Ленинградская (с притоком – р. Жданова), Тесема, Гольцовая, Преградная. Извилистая линия водораздела разделяет водосборные бассейны 2-х морей – Карского моря и моря Лаптевых.

Немногочисленные озёра, в основном, ледникового происхождения, неглубокие (первые метры) и не превышающие 3 км в поперечнике. Поймы рек и приморские равнины часто заболочены.

Береговая линия северного побережья Таймыра извилистая, изрезанная заливами и бухтами, от мелких, вдающихся вглубь суши на 2-3 км, до крупных заливов, врезающихся в материк на 40-50 км (залив Терезы Клавенс, залив Фаддея, бухта Гафнер-Фьорд, Таймырская губа). Они разделяются островами и мысами, далеко протягивающимися в море (мыс Лассиниуса, мыс Оскара, мыс Случевского и др.).

Острова Таймырского мелководья (арх. Норденшельда) – многочисленные останцы холмов и гряд постмеловой равнины и низких предгорий Таймыра, под-

топленных четвертичной трансгрессией. Их абсолютные высоты колеблются в интервале 0-175 м, береговые линии причудливо изрезаны, с большим количеством заливов и бухт. Многочисленные острова архипелага разделены проливами; наиболее пригодные для судоходства в период навигации – проливы Матисена, Фрам, Свердрупа, Ленина – имеют глубины, превышающие 20-25 метров.

Острова архипелага Северная Земля располагаются в северной половине листа. Климат здесь более суров, чем на п-ове Таймыр, условия для хозяйственной деятельности более сложные.

Главные элементы рельефа островов определяются ледниковой и водно-ледниковой деятельностью. Значительная часть островов Большевик, Октябрьской Революции и Пионер занята ледниками, среди которых выделены купола, покровные и выводные ледники. Общая площадь ледников архипелага составляет 45% территории. Мощность льда достигает 600 м. Максимальные вершинные отметки ледников – 935 м (ледник Ленинградский на о. Большевик), 965 м (ледник Карпинского на о. Октябрьской Революции). Понижения между ледовыми куполами представляют собою денудационно-эрозионные и морские равнины, пересеченные большим количеством водотоков, берущих начало от края ледников и впадающих в окружающие моря. Многие реки, пропиливая выходы коренных пород, образуют глубокие каньоны с отвесными стенками и водопадами (реки Матусевича, Ушакова, Курчавая и другие, на о. Октябрьской Революции, многие реки о. Большевик в своём среднем течении).

Нижний ярус рельефа островов представляет собою денудационные и абразионно-аккумулятивные равнины, полого понижающиеся к морю. Однако берега о. Большевик и, частично, о. Октябрьской Революции обрываются в пролив Шокальского скальными обнажениями высотой до 200 м.

Северное, северо-западное побережья о. Большевик и восточное побережье о. Октябрьской Революции прорезаны длинными узкими заливами-фьордами, далеко вдающимися в сушу (залив Ахматова о-ва Большевик имеет длину 60 км). Южные побережья островов обладают более плавной береговой линией с небольшими заливами, разделенными мысами.

От восточного окончания о. Октябрьской Революции отчленяется архипелаг Седова – линейно вытянутая группа островов, возвышающаяся над уровнем моря на 15-20 м. Высшая точка архипелага на о. Восточный имеет высоту 61 м. На о. Среднем (арх. Седова) располагается погранзаства и единственный действующий в настоящее время на всём арх. Северная Земля аэродром.

Большую часть площади листов Т-45–48 (77%) составляют акватории морей – Карского на западе и моря Лаптевых на востоке.

Рельеф дна Карского моря в пределах группы листов обладает двухярусным строением. Южная часть – притаймырское мелководье – полого наклонная равнина с глубинами 0-50 м, срезаемая уступом высотой до 50 м. Далее в направле-

ние океанического бассейна протягивается подводная равнина глубиной 100-200 м. В северо-западной части листа расположен жёлоб Воронина в своём южном замыкании. Максимальная глубина его в пределах листа 304 м.

Рельеф дна моря Лаптевых в рамках листа неоднороден: с востока п-в Таймыр окружает область мелководья с глубинами, не превышающими 50 м, а в заливах Фаддея и Терезы Клавенес составляющими лишь 10-15 м, т.е. опасными для судоходства. К северо-востоку от о-ва Большевик холмистая подводная равнина имеет чётко выраженный уклон северо-восточного направления до глубины 400 м, затем резким обрывом (уступ континентального склона) переходит в подножие и далее – в глубоководную котловину Нансена, уже за пределами листа.

В Карском море в летний период наблюдаются дрейфующие льды и отдельные небольшие айсберги длиной до 200 м, высотой до 30 м. Устойчивое лёдообразование начинается 15 сентября. Очищение моря ото льда происходит во второй половине августа, но северо-восточная часть, как правило, полностью ото льда не освобождается.

Навигация начинается, обычно, во второй декаде августа, продолжается до середины сентября. Осуществляется ледокольная проводка судов из Карского моря через пролив Вилькицкого в море Лаптевых. Самостоятельное плавание судов крайне ограничено, разрешено только для судов ледового класса.

В Карском море находится ряд заповедных зон и биосферных полигонов Большого Арктического заповедника, в которых действует особый режим плавания. На территории заповедников запрещена всякая производственно-хозяйственная деятельность и нахождение посторонних лиц без специального разрешения. На территории биосферных полигонов разрешены некоторые виды научных работ, а также изыскательские и геологоразведочные работы по согласованию с администрацией заповедника.

Климат рассматриваемой территории морской, арктический, с очень холодной зимой продолжительностью 7-7,5 месяцев и коротким прохладным летом в 1,5-2 месяца. По данным радиометеоцентра «Мыс Челюскин» среднегодовая температура на материке составляет -14° - -17° С, а на островах арх. Седова – 16° - 18° С; среднемесячные зимние температуры – от -25° до -35° С, среднемесячные летние температуры – от 0° до $+10^{\circ}$ С. Полярный день на широте 80° длится 140 дней, а полярная ночь – 120 дней. Годовое количество осадков не превышает 150-200 мм. Море покрыто льдом 9-10 месяцев в году, а в проливах арх. Северная Земля в отдельные годы море не вскрывается. Вскрытие пролива Шокальского происходит не каждый год и не полностью, а пролив Красной Армии освобождается ото льда раз в несколько лет.

Ветровой режим в Карском море имеет хорошо выраженный муссонный характер. Зимой господствуют южные и юго-восточные ветры, летом, в основном, северные. В море Лаптевых зимой преобладают южные и юго-западные ветры,

летом – западные и восточные. Среднемесячная скорость ветра колеблется от 5-6 м/сек летом и 10 м/сек зимой, в период пург и штормов она достигает 34 м/с летом и 40 м/с зимой. Высота волн в Карском море летом чаще всего составляет 1-2 м (повторяемость 40%), повторяемость волн 3 и более метров в июле-августе не превышает 10%, в сентябре увеличивается до 14-19%. Туманы в открытом море отмечаются наиболее часто в июле-августе, их повторяемость составляет 20-30%, в сентябре уменьшается до 5-10%. Средняя толщина снегового покрова на п-ове Таймыр оценивается в 60-70 см, на отдельных участках увеличивается до 200 см. Снег начинает сходить в середине июля, а вновь ложится в конце августа – начале сентября.

По типу растительности территория относится к зоне арктических пустынь. В течение лета оттаивает незначительный по мощности почвенный слой, на котором произрастают мхи, лишайники, реже – полярные маки, камнеломки, незабудки, ива полярная. Животный мир представлен оленями, встречаются лемминги, песцы, горностаи, полярные волки, в прибрежной части водятся белые медведи. На п-ове Таймыр встречаются завезённые сюда в 70-х годах овцебыки. В водах у побережья живут нерпы, морские зайцы – моржи. Летом вслед за косяками рыб появляются белухи и чайки. Из птиц водятся чайки, гуси-казарки, утки, полярные совы, кулички, пуночки. Коренное население отсутствует. Главные населённые пункты – пос. Диксон (за пределами площади листов) с аэропортом, причалом, радиометеоцентром и погранзастава на острове Среднем.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Геологическая изученность

Геологическая изученность суши

Первые геологические сведения о полуострове Таймыр получены из работ А.Ф. Миддендорфа (1843 г.), который указал, что по реке Нижняя Таймыра широко развиты карбонатные породы нижнего и среднего палеозоя, а также кварциты и кремнисто – глинистые сланцы докембрия.

В 1913 г. Гидрографической экспедицией, возглавляемой В.А. Вилькицким, были открыты острова арх. Северная Земля. На восточной части о. Большевик (название 1926г.) экспедицией была произведена топографическая съёмка берегов.

Географические и геологические исследования на арх. Северная Земля развернулись с тридцатых годов прошлого века. В 1930г. Г.А. Ушаковым и Н.Н. Урванцевым была организована Североземельская арктическая экспедиция АНИИ. В течение двух лет этими исследователями была разбита сеть астрономических пунктов, составлены схематические топографические, гляциологические

карты масштаба 1:750 000 и геологическая карта архипелага масштаба 1:1 500 000. В результате этих работ были установлены протерозойские, кембрийские, силурийские и каменноугольные отложения. В юго-восточной части о. Октябрьской Революции (м. Оловянный) впервые были обнаружены признаки редкометалльной минерализации грейзенового типа. Материалы Н.Н. Урванцева были широко использованы его последователями.

Почти одновременно, в 1932-1933 г.г., Г.Д. Аллером проведена геологическая маршрутная съёмка на п-ове Челюскин, в процессе которой были выделены три толщи: древних метаморфических пород, нижнепалеозойских, менее метаморфизованных образований, и слабо метаморфизованных мезозойских отложений.

В 1946-1947г.г. геологами горнорудного управления ААНИИ А.А. Вакаром, М.Г. Равичем, Е.С. Потемной на п-ове Челюскин была проведена геологическая съёмка масштаба 1:1 000 000, составлена геологическая карта, выделены метаморфические образования нижнего протерозоя и несогласно залегающие на них верхнепротерозойские породы, закартированы черноцветные породы ордовика-силура. В 1948 г. Г.П. Вергунов проводил геологическую съёмку масштаба 1: 200 000 к югу от залива Фаддея, где им впервые установлены все три отдела карбона, два отдела перми и интрузии кислого состава.

Одновременно с исследованиями на восточном Таймыре в 1948 – 1951 г.г. было начато планомерное проведение геологической съёмки на арх. Северная Земля. В работе принимали участие геологи НИИГА Б.Х. Егиазаров, С.В. Воскресенский, Н.Г. Загорская, К.С. Агеев, В.Ф. Медведев. Ими была составлена геологическая карта всего архипелага масштаба 1:1 000 000. По их данным, структуры о-ва Большевик и Октябрьской Революции являются непосредственным продолжением Таймырской складчатой области. Нижняя часть разреза ими условно отнесена к самым верхам протерозоя. Кроме того, они описали терригенные толщи кембрия, карбонатные породы верхнего и нижнего силура, песчано-алевритовые и карбонатные – девона, верхнеюрские и нижнемеловые отложения, а также третичные пески с древесиной. Из магматических образований ими обнаружены кислые и основные интрузии. При шлиховом опробовании были впервые выявлены касситерит, шеелит, сфалерит, галенит, флюорит, монацит и единичные знаки золота на о. Большевик. Кроме того, отмечены твёрдые и жидкие битумы и пункты минерализации олова.

В 1955г. геологами НИИГА Ф.Г. Марковым и М.Г. Равичем была составлена Госгеолкарта СССР листов Т – 48, 49 (м. Челюскин) масштаба 1: 1 000 000, а Ю.Е. Погребницким и другими – на листы Т-46,47, включая архипелаг Норденшельда.

С 1972 по 1984 г. геологические работы на Таймыре проводились геологами ПГО «Красноярскгеология» В. В. Беззубцевым, Р. Ш. Залялеевым, А. Б. Саковичем и др. Ими составлена аэрофотогеологическая карта всего Таймыра масштаба

1: 200 000. Этим коллективом были выделены новые свиты и толщи, часть которых вошла в Легенду таймырской серии листов масштаба 1:1 000 000.

1973 – 1979 гг. Североземельская партия Норильской опытно – методической экспедиции (НОМТЭ) НПО «Севморгеология» выполняла групповую геологическую съёмку масштаба 1: 200 000, поиски, а также специализированные тематические исследования на всех островах арх. Северная Земля, арх. Седова, а также на островах Малый Таймыр и Старокадомского. Основными исполнителями этих работ были геологи Е. Н. Ленькин (нач. партии), В. А. Марковский, Б. Н. Батуев, А. А. Макарьев, Е. М. Макарьева, К. С. Агеев, Ю. Г. Рогозов, Ф. П. Руссу, Н. А. Егоров, В. А. Сальников, В. В. Махов, А. А. Межвилк, А. Ф. Хапилин, В. Г. Зархидзе, В. К. Сенин. Ими были собраны большие коллекции органических остатков, что позволило расчленить на свиты и толщи верхнепротерозойские, кембрийские, ордовикские, силурийские, девонские, мезозойские и четвертичные отложения. Подробно были изучены магматические образования разновозрастного состава.

В 1973-1975гг. В. Д. Крюковым и Л. А. Судаковым в южной части п-ова Челюскин проводились тематические исследования по литологии и стратиграфии мезозойских отложений с целью выяснения предпосылок формирования россыпей золота. Ими было установлено, что территория южной части п-ва Челюскин является перспективной на обнаружение россыпей золота и рекомендованы участки для постановки поисковых работ.

В 1980 г. групповая геологическая съёмка масштаба 1: 200 000 островов архипелага была завершена и по ее результатам под руководством В. А. Марковского был составлен сводный отчёте по центральной и восточной частям арх. Северная Земля. Из полезных ископаемых обнаружены прямые признаки нефтегазоносности, проявления гематитовых, сидеритовых и лимонитовых руд, медистых песчаников, олова, мышьяка, молибдена, меди. Наиболее важным является установление россыпной и коренной золотоносности на о. Октябрьской Революции и, особенно, на о. Большевик, на котором россыпи золота с весовыми содержаниями на участках рек Студёная, Лагерная, Каменка, Тора, Гольшева выделены как первоочередные для постановки поисково-разведочных работ и промышленной отработки россыпей. Установленные масштабы золотоносности были таковы, что можно было говорить об открытии Североземельской партией новой золотоносной провинции СССР.

Начиная с 1980 г. геологами Челюскинской партии ЦАГРЭ А. А. Макарьевым, П. Г. Падериным, Е. М. Макарьевой, Г. В. Шнейдером и др. проводилась групповая геологическая съёмка масштаба 1: 200 000 на п-ове Челюскин. Она сопровождалась поисковыми работами, в результате которых была выявлена площадная россыпная золотоносность, найдены кварцевые жилы с золотом и золотоносные конгломераты кунарской свиты нижней юры. Были рекомендованы работы

стадии «Общие поиски» на золото на участках рек Серебрянка, Кунар, Унга, бухта Паландера.

С 1981 по 1986 г. в северной части п-ова Челюскин Полярная экспедиция ПГО «Красноярскгеология» занималась поисковыми и буровыми работами, которые подтвердили прогнозы перспективности участков долин рек Кунар и Серебрянка. В единичных пробах из нижнеюрских отложений содержание золота достигало 18-19 г/м³; прогнозные ресурсы оценены по категории P₁ – P₃.

В 1983 г. Североземельской партией ЦАГРЭ на о. Большевик под руководством Б. Н. Куликова и В. Г. Машина была начата разведка россыпей в бассейне рек Лагерная и Студёная, которая продолжалась до 1986г. В результате разведочных работ установлены россыпи золота с промышленными параметрами и произведён подсчёт запасов в промышленных контурах по категории C₁.

В 1984 г. большим коллективом геологов ВНИИОкеангеология во главе с Н. К. Шануренко была завершена тема «Минерагения Североземельско – Таймырского региона». В работе проведено структурно- формационное и минерагеническое районирование, дана оценка перспектив различных видов оруденения и их прогнозных ресурсов. К отчёту приложены прогнозно-металлогеническая, геологическая, полезных ископаемых и структурно-формационная карты масштаба 1:500 000.

В том же 1984 г. В. А. Марковским и др. были составлены восемь листов Государственной геологической карты СССР и карты полезных ископаемых масштаба 1: 200 000 первой группы Североземельской серии (о. Октябрьской Революции и о. Пионер без северных участков).

С 1986 г. Североземельская партия под руководством главного геолога В. И. Лазуренко проводила комплекс поисковых, поисково-оценочных и тематических работ на всей территории о. Большевик. В результате этих работ значительно расширены ресурсы о. Большевик на россыпное золото, в частности, выявлены и заверены бурением ресурсы по категории P₁ и P₂ россыпей в бассейне рек Голышева, Последняя, Скалистая. Кроме того, уточнены контуры нижнеюрских конгломератов.

В 1986 – 1989 гг. вдоль северо – западного побережья п-ова Челюскин, на участках Таймырского залива, Таймырской губы и арх. Норденшельда геологи ЦАГРЭ А. Ф. Хапилин, Г. А. Кальной, С. В. Кулаков проводили региональные морские геолого- геофизические работы масштаба 1: 200 000 с целью выбора методики картирования шельфа и изучения морских и прибрежных россыпей золота. Работы сопровождалась бурением по профилям как на закрытых участках побережья, так и на акватории прилегающего шельфа. В результате этих исследований была составлена схематичная геологическая карта масштаба 1:500 000 для акватории и установлена золотоносность прибрежно – морских отложений бухты Паландера.

В 1986-2000 гг. геологи ЦАГРЭ С. Б. Киреев, А. Г. Листков и др. проводили геологическую съёмку масштаба 1: 50 000 в южной и юго-восточной частях о. Большевик. Ими подсчитаны ресурсы по категории P_2 золоторудного проявления «Первое», дано описание олово – вольфрам – серебро – золоторудного проявления «Мартовское», сделана корреляция стратифицированных, интрузивных и рудных образований от докембрия до мезозоя, рекомендованы для постановки работ новые перспективные участки.

В 1988 г. В. А. Марковским, П. Г. Падериным, Г. В. Шнейдером и др. было завершено составление девяти листов Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 о. Большевик. В 1994 г. В.А. Марковским и др. были составлены пять листов Государственной геологической карты и карта полезных ископаемых масштаба 1: 200 000 Челюскинской площади.

В 2003 г. В. А. Марковским и др. выпущены листы Т- 45–47 и Т- 48–50 Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (новая серия).

В 2008 году НРС Роснедра (при ВСЕГЕИ) была принята актуализированная Легенда Таймыро-Североземельской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Легенда составлена единой для суши и акватории и охватывает все основные аспекты геологического строения и минерагении. Площадь работ в настоящее время полностью располагается в пределах данной серии листов.

На акваторию Карского моря, частично входящую в Северо-Баренцевско-Карскую серию листов ГКК-1000/3, имеется серийная Легенда, принятая в 2007 году (лист Т-45).

В 2006 году Полярной экспедицией (Хатанга) проводились поисково-разведочные работы на урановом месторождении «Рыбак» и проявлении участка «Степаново Ущелье».

В 2008 году В. Ф. Проскурнин (ВСЕГЕИ) завершил обобщающую тематическую работу по перспективам золотоносности Таймыро-Североземельской провинции. В работе сконцентрированы все имевшиеся к тому времени сведения по геологическому строению, золотоносным и золотосодержащим формациям, ресурсному потенциалу и даны рекомендации на проведение дальнейших геологических работ.

Геологическая изученность акватории

Началом изучения осадков Карского моря и моря Лаптевых можно считать 1937 г., когда Арктическим институтом была проведена гидрологическая экспедиция в море Лаптевых на ледоколах «Садко» и «Г.Седов» и произведён отбор морских осадков под общим руководством М.М. Ермолаева. Собранный матери-

ал был обработан только в 1948 г. Следующая экспедиция в эти моря состоялась в 1948г. на л/п «Литке». Сбор морских осадков производился под руководством Н. А. Белова, им же выполнены гранулометрический и минералогический анализы. Обобщение всех имеющихся материалов донного опробования на 1952 г. было проведено А. А. Кордиковым в двух его монографиях: «Осадки моря Лаптевых» и «Осадки Карского моря».

Следующей крупной работой по донным отложениям морей, омывающих арх. Северная Земля, явилась работа Н. Н. Куликова и др. «Донные отложения Карского моря и условия их формирования», выполненная в НИИГА в 1964 г. В этой работе обобщён материал, собранный в экспедициях гидрографических судов с участием морских геологов, начиная с 1945 г. и по 1963г. Сюда же включены данные монографии А. А. Кордикова. В работе приведены результаты анализов – гранулометрического, спектрального, химического, газогеохимического, на основании которых был составлен комплект карт, дающих представление о геологии акватории морей, входящих в пределы описываемой площади.

С 1980 по 1987 г. работы в северных морях, в том числе в море Лаптевых и Карском, проводились на гидрографических судах сотрудниками ПГО «Севморгеология» О. В. Кирилловым и И. И. Рождественской. Ими собран и обработан большой материал по результатам донного опробования, составлен комплект результирующих карт.

В 1995 – 1998г.г. был проведён ряд международных рейсов с участием сотрудников ВНИИОкеангеология (Е. Е. Мусатов и др.) в северных морях, в том числе и на Лаптевоморском шельфе. Работы проводились на немецком научно-исследовательском судне «Поларштерн» и российском ледоколе «Капитан Драницын». Все экспедиции были комплексными. Геологические материалы по этим работам обобщены в работе Е. Е. Мусатова «Новейший этап развития Лаптевоморского шельфа и прилегающей части Евразийского океанического суббассейна (по материалам совместных российско – немецких исследований)».

В 1999 г. под руководством И. С. Грамберга вышла монография «Донные осадки Арктических морей России» (В. А. Кошелева, Д. С. Яшин). В работе систематизирован и проанализирован большой фактический материал по донному опробованию Арктических морей, полученный сотрудниками ААНИИ – НИИГА – ВНИИОкеангеология в 30 – 90-е годы.

Последняя обобщающая работа по донным отложениям – «Атлас донных осадков Мирового океана. Внутренние и внешние моря России» (А. М. Иванова, В. А. Кошелева, Д. С. Яшин и др.), издан ГУНиО ВМФ России в 2000г.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Гравиметрическая изученность

Гравиметрические исследования на акватории и на островах Карского моря проводились начиная с 1935 года. На ранних стадиях эти работы не носили системного характера. Планомерное изучение района на основе площадных мелко-масштабных гравиметрических съемок началась в начале шестидесятых годов. В период с 1963 по 1967 год (НИИГА, Гапоненко Г.И. и др.) была проведена съемка м-ба 1:2 000 000 на островах Северной Земли и прилегающей к ней с запада и востока акватории Карского моря и моря Лаптевых. Работы выполнялись авиадесантным способом по сети 30x30 км с использованием самолетов Ан-2 и вертолетов Ми-4. Средняя квадратическая погрешность определения аномалий в редукции Буге составила на акватории $\pm 0,9-1,0$ мГал., а на островах $\pm 1,5-1,7$ мГал. Результатом съемки явилось создание гравиметрических карт м-ба 1:2 000 000 в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя $2,3 \text{ г/см}^3$ и $2,67 \text{ г/см}^3$ и редукцией в свободном воздухе с сечением изоаномал 10 мГал.

В 1969-70 г.г. на территории Таймырского п-ва Полярной парией КТГУ была проведена гравиметрическая съемка м-ба 1:1 000 000. По материалам этой съемки построены карты м-ба 1:1000 000 в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя $2,3$ и $2,67 \text{ г/см}^3$, а также в редукции в свободном воздухе с сечением изоаномал 5 мГал.

Следующий этап гравиметрических исследований акватории Карского моря начался с 1978 г., когда стала осуществляться программа Мировой гравиметрической съемки (МГС). Эти исследования проводились Полярной морской геологоразведочной экспедицией ПГО «Севморгео» до середины 80-х годов (1978-81 г.г., Зацепин Е.Н.; 1983-84 г.г. Губернов А.П. и др.) на участках, непосредственно прилегающих со всех сторон к площади работ. Гравиметрические исследования по программе МГС выполнялись авиадесантным способом с применением самолетов Ан-2 и вертолетов Ми-8. Масштаб съемок 1:1 000 000 по сети 10x10 км. В качестве опорных пунктов использовались ОГП 1 2 классов Государственной опорной сети. Средняя квадратическая ошибка определения аномалий силы тяжести составила $0,9-1,2$ мГал. В результате этих работ были построены гравиметрические карты в редукции Буге $2,3$ и $2,67 \text{ г/см}^3$, в редукции в свободном воздухе, и также геолого-тектонические схемы и карты. Сечение изоаномал гравиметрических карт 5 мГал.

Магнитометрическая изученность

Архипелаг Северная Земля. Первые сведения о характере аномального магнитного поля архипелага Северная Земля и прилегающей акватории морей Карского и Лаптевых были получены в начале 60-х годов в результате проведения рекогносцировочных полётов с аэромагнитометрами в составе экспедиций "Север" Гидрографического управления ВМФ.

В 1967 году Полярной геофизической экспедицией (ПГЭ) НИИГА проведена площадная аэромагнитная съёмка масштаба 1:2 000 000 архипелага Северная Земля и прибрежных районов Карского моря (Малявкин А. М. и др., 1967). Полёты проводились на самолёте ЛИ-2 с аэромагнитометром АММ-13 и протонной приставкой ППМ. Высота полета над уровнем моря и рельефом островов в среднем составляла 500 м. Плановая привязка аэромагнитных маршрутов осуществлялась с помощью радиогеодезической системы «Поиск-С» со среднеквадратической ошибкой $\pm 500-700$ м. Точность съёмки ± 19 нТл. По результатам работ составлены карты аномального магнитного поля в графиках и изолиниях (ΔT)а масштаба 1:2 000 000, а также карта модуля полного вектора магнитного поля.

В 1977-1978 г.г. ПГЭ НПО «Севморгеология» (Малявкин А. М., Волк В. К. и др., 1978) была проведена аэромагнитная съёмка масштаба 1:200 000 архипелага Северная Земля и прилегающего шельфа. Работы проводились на самолёте ИЛ-14 с аэромагнитометрами АММ-13 и АМП-7. Высота полёта над рельефом выдерживалась от 300 до 500 м. Точность съёмки в 1977 году составила ± 14 нТл, в 1978 году ± 12 нТл. По результатам работ построены карты аномального магнитного поля в графиках и изолиниях (ΔT)а масштаба 1:200 000. Выполнен большой объём расчётов параметров магнитоактивных объектов. Составлены карты районирования складчатого фундамента и осадочного чехла масштаба 1:1 000 000.

В 1981 г. Полярная морская геологоразведочная экспедиция ПГО «Севморгеология» (Малявкин А. М., Волк В. К., 1981) провела опытно-производственные аэромагнитные работы масштаба 1:50 000 на о. Большевик. Полёты выполнялись на вертолете МИ-8 с обтеканием генеральных форм рельефа на высоте 150 м. над поверхностью острова. Измерение магнитного поля проводилось магнитометром ЯМП-3 с выпускной гондолой от квантового магнитометра КАм-28 (длина кабеля 40 м). Точность съёмки $\pm 2,8$ нТл. По результатам работ были построены карты аномального магнитного поля (ΔT)а масштаба 1:50 000 в графиках и изолиниях, выделены участки, перспективные на поиски твёрдых полезных ископаемых.

Северная часть полуострова Таймыр. Первые аэромагнитные работы в северной части п-ова Таймыр были проведены в 1949 г. Съёмка проводилась с прибором Логачёва (АМ-9Л) и представлена несколькими маршрутами. В 1961-1962 г.г. на Таймырском полуострове Аэромагнитной партией Новосибирского геофизического треста (Залипухин М. И., Повадатор В. Н., Большаков В. В., 1962г.) проведена аэрогеофизическая съёмка масштаба 1:200 000. Полёты выполнялись на самолёте АН-2 со станцией АСГМ-25 с выпускной гондолой (длина кабеля 30-40м). Направление съёмочных маршрутов меридиональное. Точность съёмки ± 15 нТл. По результатам работ построены карты графиков и изолиний аномального магнитного поля (ΔT)а масштаба 1:200 000 и тектоническая схема Горного Таймыра масштаба 1:1 000 000. Установлены общие закономерности строения и

дифференциации магнитного поля, а также выявлена его связь с основными геологическими структурами.

В 1973 году ПГЭ ПГО «Севморгео» провела аэромагнитную съёмку моря Лаптевых, непосредственно примыкающую с востока к полуострову Таймыр, в масштабе 1:2 000 000 (Малявкин А. М., 1973 г.). Точность съёмки ± 14 нТл. Геологическая интерпретация в отчёте не проводилась.

В 1983-1985г.г. ПГЭ НПО «Севморгео» (Георгиевский А. С., 1986г.) выполнила аэромагнитную съёмку масштаба 1:50 000 о.Большевик и северной оконечности п-ва Таймыр. Наблюдения проводились с помощью магнитометра ЯМП-3с выпускной гондолой на вертолете МИ-8. Вариации регистрировались МВС М-33. Среднеквадратическая ошибка съёмки составила $\pm 4,5$ нТл. Построены карты аномального магнитного поля в графиках и изолиниях (ΔT)а м-ба 1:50 000. Составлены схемы районирования аномального магнитного поля и структурно-тектонические м-ба 1:100 000, проведена геологическая интерпретация.

Шельф Карского моря. В 1980-81г.г. ПГЭ НПО «Севморгеология» (Малявкин, 1981) в пределах акватории Карского моря на площади 97 000 км² выполнила аэромагнитную съёмку с прибором ЯМП-3 и АМП-7 на самолете Ил-14 с РГС «Поиск-Д». Точность съёмки составила $\pm 10-11$ нТл, привязки – 200-500м. По результатам съёмки построены карты аномального магнитного поля в графиках и изолиниях в м-бе 1:500 000. Проведена геологическая интерпретация и составлены карты и схемы масштаба 1:1 000 000, карта районирования аномального магнитного поля, структурно-тектоническая схема, схема изогипс поверхности залегания магнитоактивных горизонтов, геолого-геофизические разрезы земной коры. В пределах юго-восточного части шельфа Карского моря прослежены крупные структуры – Северо-Карская синеклиза Баренцево-Карской платформы и Таймыро-Североземельская складчатая область, выделена восточная моноклинали Северо-Карской синеклизы, поднятие Кирова, прогиб Воронина.

Сейсмическая изученность

Региональные сейсмические работы МОВ ОГТ в пределах листа Т-45 были выполнены в 1987-88 г.г. (Разваляев Д. А., МАГЭ). По полученным материалам проведено расчленение осадочного чехла, охарактеризована структура фундамента, оценена мощность земной коры в районе исследований, дополнена структурно-тектоническая схема Северо-Карского региона. Впервые на ряде площадей была прослежена серия преломляющих границ характеризующих поверхность фундамента и границ внутри него.

В 2006 г. ГНПП «Севморгео» завершила работы на региональном сейсмическом профиле (геотрансект 3-АР), северная оконечность которого располагается в пределах листа Т-45-48. В комплекс полевых работ входили профильные рабо-

ты МОВ ОГТ и зондирование МПВ. По данным интерпретации геофизических материалов по северной части Карского шельфа установлено, что «Северо-Карская плита представляет закономерное сочетание прогибов (впадин) и поднятий, заложившихся на байкальском основании. В прогибах мощность осадочного выполнения достигает 6-8 км. Отложения представлены позднерифейско-кембрийской преимущественно терригенной толщей (до 2,5 км), ордовикско-силурийской терригенно-карбонатной (около 2,5 км), девонской карбонатно-терригенной (более 2,5 км), карбон-пермской терригенной (около 500 м). На поднятиях фундамента палеозойские отложения либо отсутствуют, либо представлены различными по объему толщами приведенного выше разреза. Эта сложно построенная область перекрыта маломощным (до 0,5-1,0 км) плитным чехлом юрско-меловых терригенных образований. Не исключено, что в строении поднятий могут принимать участие и палеозойские сложно дислоцированные толщи. Возможно, прогибы, обрамляющие Таймырско-Североземельскую складчатую область, являются краевыми прогибами Северо-Карской плиты, вовлеченными в погружение при формировании складчатой области».

По результатам проведенных исследований построены карты рельефа дна, аномального магнитного поля и поля силы тяжести, глубинные разрезы по данным МПВ и МОВ ОГТ; созданы модели скоростных характеристик осадочной толщи для различных участков Карского шельфа; составлен обобщающий геолого-геофизический разрез по оси профиля АР-3.

В 2007 г. ГНПП «Севморгео» завершило работы на региональном сейсмическом профиле (геотрансект 4-АР), южная оконечность которого располагается в пределах листа Т-45-48. Комплекс полевых работ и выводных материалов аналогичен работам по профилю 3-АР. Наиболее значимыми сейсмическими работами в пределах листа Т-45-48 являются работы ОАО «Севморнефтегеофизика» (СМНГ), выполненные в 2004-2007 г.г. Площадь работ расположена в центральной и восточной частях Карского моря между северо-восточным окончанием архипелага Новая Земля, островом Ушакова, архипелагом Северная Земля и полуостровом Таймыр. По материалам сейсморазведочных работ МОВ ОГТ на Северо-Карском шельфе проведена корреляция отражающих горизонтов и выделены дизъюнктивные нарушения, построены структурные карты по отражающим горизонтам, карты изопахит отложений между отражающими горизонтами, схема локальных структур Северо-Карского шельфа, тектоническая схема по подошве осадочного чехла, схема перспектив нефтегазоносности Северо-Карского шельфа масштаба 1:1 000 000.

В 2011г. ОАО «СМНГ» составлен отчет «Региональное изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности южной переклинали Северо-Карского бассейна». Полученная в ходе исследования информация наряду с

профилями 3-АР и 4-АР является основой при создания геологической модели глубинного строения на шельфе Карского моря.

Радиолокационные исследования ледниковых куполов

Систематические радиолокационные исследования на Северной Земле начались в 1968-69 гг., когда на самолете Ли-2 была выполнена профильная съемка общей протяженностью около 780 км и достаточно подробно изучены купола Шмидта, Ушакова и Пионер. Была также оценена толщина куполов Академии Наук, Русанова, Вавилова, хорошие результаты были получены на леднике Альбанова.

В последующие годы (1974 и 1975 г.г.) крупномасштабные исследования в объеме около 1000 км профилей проводились на ледниках Вавилова, Дежнева, Университетский, Карпинского, Русанова, Академии Наук. Эти исследования позволили оценить объемы и толщину основных ледников архипелага, которые вошли в Каталог ледников СССР. По этим оценкам, средняя толщина ледников равна 300 м, а общий объем льда 5500 км³.

В 1984 г. на архипелаге проводил авиадесантную геофизическую съемку (АДС) полевой отряд ПМГРЭ под руководством А.П. Губернова. Геофизическая съемка проводилась по регулярной сети 10×10 км и, таким образом, полностью соответствовала съемке масштаба 1: 1 000 000. При исследованиях был использован ледовый локатор МПИ-300 с рабочей частотой 300 МГц, установленный на вертолете Ми-8. Точность плановой привязки съемки составляет 850 м, а высотной – 45 м.

В апреле-мае 1997 г. состоялась гляциологическая экспедиция на Северную Землю, во время которой была выполнена воздушная радиолокационная съемка ледниковых куполов архипелага в рамках договора между Центром по гляциологии Уэльского университета (Англия) и Институтом географии РАН.

Все ледниковые купола островов Шмидта, Комсомолец и Октябрьской Революции были сняты по регулярной сетке с интервалом 10 км, а центральные части куполов Академии Наук, Карпинского и Университетский – 5 км. Данные съемки позволили оценить, помимо толщины льда и подледного ложа, внутреннюю структуру и термические особенности в теле куполов и на их ложе.

Всего локация была сделана на пяти островах архипелага, и ею были охвачены 19 ледников, на долю которых приходится более 96% площади оледенения архипелага.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении площади листов Т-45-48 принимают участие нижнепротерозойские (верхнекарельские), верхнепротерозойские (рифейские-вендские), палеозойские, мезозойские, кайнозойские отложения и образования различного генезиса, которые разделены до свит и толщ. Формационно разнообразные и разновозрастные комплексы протерозоя и палеозоя сгруппированы и описаны в тексте по крупным геологическим районам, которые выделяются по данным структурно-тектонического районирования и включают в себя Северотаймыро-Североземельский, Шренк-Фаддеевский, Северо-Быррангский геологические районы, разделяемые на геологические площади.

В разделе «Стратиграфия блока моря» отдельно для акватории Карского моря приводится обобщенное описание выделяемых стратиграфических подразделений и их сейсмокомплексов.

Следует отметить, что выполненное в рамках работ по подготовке к изданию листов Т-45-48 ГГК-1000/3 в большом объеме определение изотопного (U/Pb) возраста цирконов метаморфических образований, разновозрастных осадочных отложений и интрузивных пород позволило существенно уточнить Легенду Таймыро-Североземельской серии листов.

АРХЕЙСКАЯ-ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМЫ

ЛОПИЙСКАЯ-КАРЕЛЬСКАЯ ЭНОТЕМЫ

Фаддеевский геологический район

По результатам мелкомасштабных геологических съёмок и маршрутных разрезов М. Г. Равич в 1954 г. разделил высокометаморфизованные образования Таймыра на три свиты (снизу – вверх): нижняя гнейсовая, верхняя гнейсовая и гнейсово-сланцевая [49], относя их по возрасту к раннему протерозою. В 1965 г. М. Г. Равичем и Ю. Е. Погребницким была предложена иная схема расчленения этих образований, переведенных при этом в архей-нижний протерозой. Выделялись (снизу – вверх): нижнекарская, верхнекарская и фаддеевская свиты общей мощностью до 7000 метров [50]. Позднее Г. И. Степановым по результатам геологических работ на южном побережье залива Фаддея из состава фаддеевской свиты, датируемой ранним протерозоем, была выделена собственно фаддеевская (нижняя свита), существенно гнейсовая, и городковская (верхняя свита), преимущественно амфиболитовая [18].

В 1974 г. А. И. Забияка разделил метаморфический комплекс, который он относил к архею, на три свиты (снизу – вверх): городковскую – существенно амфи-

болитовую, фаддеевскую – гнейсово–карбонатную, и симсовскую – гнейсово-кристаллосланцевую [23]. В. В. Беззубцев в геологической карте Горного Таймыра масштаба 1 : 500 000 принял принципиальную схему Г. И. Степанова и симсовскую свиту отдельно не выделял.

При составлении Легенды ГГК-1000/3 Таймыро-Североземельской серии листов городковская и фаддеевская свиты были объединены в предположительно архейский фаддеевский амфиболит-гнейсовый метаморфический комплекс, а симсовская свита, предположительно верхнекарельская, была понижена в ранге до толщи.

Фаддеевский метаморфический комплекс (agLP-KRfd) включает в себя нерасчлененные образования городковской и фаддеевской толщ.

Городковская толща имеет ограниченное площадное распространение. Разрозненные выходы образований толщи закартированы в нижнем течении рек Рубежная, Становая, Городкова, и на горе Фаддея. Нижняя граница толщи не вскрыта. В стратотипическом районе (реки Городкова, Становая) А. И. Забиякой толща достаточно условно разделяется на две подтолщи. Нижняя подтолща прослежена в среднем течении р. Городкова, где представлена серыми, зеленовато-серыми гранат-слюдистыми кристаллическими сланцами и тёмно-зелёными амфиболитами с редкими прослоями светло-серых, белесых полосчатых кварцитов. Мощность подтолщи 500-700 м.

Верхняя подтолща характеризуется более пёстрым составом пород: преобладают тёмно-зелёные амфиболиты с маломощными прослоями светло-серых, желтовато-белесых мраморов, пироксеновых кальцифиров, зеленовато-серых гранат-слюдистых сланцев, плагиогнейсов, белесых кварцитов. Мощность подтолщи 1000-1300 м.

Плагиогнейсы и кристаллические сланцы – это мелко-среднезернистые образования с гранобластовой, гранонематобластовой структурой с элементами нематобластовой, порфиробластовой, мигматовой. Для амфиболитов, реже кварцитов, характерна вторичная полосчатость. Главным породообразующим минералом амфиболитов является зелёная роговая обманка (до 70%), которая часто замещается биотитом, актинолитом. Кристаллы розового, буровато-розового граната встречаются в виде порфиробласт размером 2-4 мм и по компонентному составу относятся к гроссуляр-альмандиновому ряду. Из других аксессуарных минералов отмечаются в незначительном количестве цоизит, апатит, сфен, магнетит, титаномагнетит. Пересчёт петрохимического состава амфиболитов, выполненный А. И. Забиякой по методу А. А. Предовского, свидетельствует об их принадлежности к базальтам и андезибазальтам нормальной щелочности [23].

Мощность городковской толщи составляет 1500-2000 м, но, учитывая фрагментарность её выходов и сложность корреляции частных разрезов, может оказаться значительно меньше.

Фаддеевская толща прослежена в низовьях рек Городкова, Становая, Фаддея, Песцовая, Аэрофотосъёмки. Впервые в ранге свиты выделена М. Г. Равичем и Ю. Е. Погребицким в 1965 г. Своё название толща получила по р. Фаддея (в настоящее время это река Аэрофотосъёмки). Точное положение стратотипа не было указано, спорным было положение нижней и верхней границ. По В. В. Беззубцеву она отвечает суммарному объёму верхнекарской и фаддеевской свит М. Г. Равича. Толща представлена гранат-мусковит-биотитовыми, реже гранат-амфибол-биотитовыми плагиогнейсами. В подчинённом количестве отмечаются разнообразие по минеральному составу сланцы: гранат-биотитовые, гранат-амфиболовые, амфибол-цоизит-биотит-плагиоклазовые, кварцито-гнейсы. Минеральный состав кристаллических сланцев довольно изменчив. Постоянными и главными породообразующими минералами являются кварц (17-35%) и плагиоклаз (20-45%). Содержание других минералов (амфиболов, биотита, мусковита, граната, цоизита) подвержено сильным колебаниям. В западной части поля выходов фаддеевской толщи на полуострове Челюскин, по данным Г. И. Степанова, широко развиты мигматиты небулитового типа и линейные тела гранито-гнейсов. Мощность фаддеевской толщи 800 м.

Отсутствие достоверных наблюдений по взаимоотношениям городковской и фаддеевской толщ при их внешнем сходстве в разрозненных коренных выходах делает совершенно справедливым объединение их в один нерасчлененный метаморфический комплекс [3, 23, 50].

К метаморфическим образованиям фаддеевского комплекса условно можно отнести милонитизированные апограниты (определения Т. Г. Говердовской) и кварцевые порфириды, выходы которых прослежены в 2009 г. А. А. Макарьевым и Е. М. Макарьевой в нижнем течении р. Жданова (в интервале 21,5-22,0 км выше устья р. Тихая). Внешне это очень плотные, светло-серые, ярко-охристые-бурые по поверхности породы, рассланцованные по зонам нарушения. По правому борту реки они прослежены в разрозненных коренных выходах и элювиальных развалах на 350-400 м. По левому борту реки в обрывах высотой 10-12 м выходы этих пород образуют 3 сближенных «пласта» мощностью по 5-7 м, а также низкие коренные выходы ниже по течению. Азимут простирания пород (замер крайне условный) 220-240°.

Из этих метаморфизованных пород были отобраны 4 пробы на определение возраста цирконов. Из 57 выделенных цирконов (объединённая проба) 20 зёрен (35%) показали возраст 1739-2070 млн. лет (поздний карелий). Следующий возрастной интервал 2108-2438 млн. лет (ранний карелий) был определён в 28 зёрнах – 49%.

ВЕРХНИЙ КАРЕЛИЙ

Симсовская толща (KR₂sm) завершает разрез нижнепротерозойских метаморфических образований восточной части полуострова Челюскин. Выходы толщи приурочены к ядрам брахиформных антиклинальных складок в поле развития ниже-среднерифейских отложений на участках р.р. Воейкова, Карпинского, Плавная, Песцовая, Аэрофотосъёмки. К югу от р. Фаддея породы симсовской толщи формируют ядра синклинальных структур в поле развития образований фаддеевского метаморфического комплекса. М. Г. Равич по результатам геологических съёмок (масштаб 1 : 1000 000) полуострова Челюскин и восточного Таймыра (1947-1950 г.г.) выделял гнейсово – сланцевую свиту нижнего протерозоя, которая по степени метаморфизма заметно отличалась от собственно гнейсовых толщ. Метаморфические образования этой свиты картировались по береговым обрывам в проливе Горло бухты Гафнер-Фиорд и по южному обрамлению Залива Фаддея. В 1974 г. А. И. Забияка вместо гнейсово-сланцевой толщи М. Г. Равича выделил гнейсово-кристаллосланцевую симсовскую толщу, развитую по южному обрамлению Залива Симса, но положение стратотипических разрезов на площади не указал [23, 49].

В 1984 г. А. А. Макарьевым и Е.М. Макарьевой были составлены опорные разрезы симсовской толщи (парастратотипы) на участках полуострова Фигурный, мыса Щерберина, верхнего течения р. Воейкова. Нижняя часть симсовской толщи прослежена на м. Щерберина и представлена плотными тёмно-серыми кристаллическими сланцами гранат – мусковит–альбит–кварцевого состава с лепидогранатобластовой структурой. Состав кристаллических сланцев представлен: кварцем – 50%, альбитом – 30%, гранатом – 10%, мусковитом – 10%, единичными хлоритом, биотитом. В верхней части разреза (150 м) состав сланцев изменяется: альбит – 60%, кварц – 20%, эпидот-цоизит – 10%, гранат – 2-3%. Акцессорные минералы представлены апатитом, реже турмалином, сфеном, цирконом. По всему разрезу в кристаллических сланцах отмечаются тонкие нитевидные прожилки графита (или графитизированного органического вещества). Для отдельных пачек сланцев (5-10 м) характерны тонкая пиритизация пород и единичные прослои (до 5,0 см) слюдисто-кварц-карбонатных сланцев, менее метаморфизированных, чем основные вмещающие породы.

Азимут падения пород (полосчатости) – 170°, угол падения – 40°. Видимая мощность составленного разреза нижней подтолщи 750 м.

Вышележащая часть разреза толщи (верхняя подтолща) прослежена в верхнем течении р. Воейкова, среднем течении р. Песцовая, по береговым обрывам южного борта бухты Зимовочная и представлена тёмно-зеленовато-серыми, тёмно-зелёными эпидот-гранат-мусковит-альбитовыми и цоизит-амфибол-хлорит-альбитовыми сланцами с лепидогранатобластовой структурой. В элювиальных

глыбовых развалах в сланцах отмечаются прослой (дайки?) мощностью до 10 м тёмно-зелёных крупнозернистых амфиболитов, пятнистых, с нематогранобластовой структурой. Состав породообразующих минералов в амфиболитах: амфибол – 50%, альбит – 30%, эпидот – цоизит – 10%, вторичные карбонаты, хлорит, кварц – 10%. Видимая мощность верхней подтолщи составляет 450 м.

Возраст симсовской толщи на основании ее более высокого стратиграфического положения относительно фаддеевского комплекса (городковской и фаддеевской толщ) и согласного перекрывания её отложениями октябрьской толщи условно принимается позднекарельским. Мощность симсовской толщи 1200 м [75].

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Шренк-Фаддеевский геологический район

РИФЕЙ

К рифейским образованиям восточной части полуострова Челюскин и участка залива Фаддея относятся октябрьская, ждановская, становская толщи (Пясино-Фаддеевская геологическая площадь) и колосовская, лаптевская свиты (Мамонтовско-Лаптевская геологическая площадь).

Нижний – средний рифей. К нижне – среднерифейским отложениям относятся октябрьская и ждановская толщи, которые образуют единый комплекс пород, перекрытый позднерифейской становской толщей.

О к т я б р ь с к а я т о л щ а (RF₁ok) наиболее широко развита в среднем течении р.р. Воейкова, Карпинского, Жданова, Фаддея, верхнем течении р.р. Морская, Песцовая, Плавная и по южному обрамлению Залива Фаддея. Нижняя граница толщи проводится по подошве пачки серых кварцитовидных песчаников или мелкогалечных конгломератов, которые согласно (или с возможным стратиграфическим несогласием) залегают на метаморфических образованиях симсовской толщи (участок залива Симса, р. Воейкова). Впервые октябрьская толща была выделена М.Г. Равичем под названием кварцито – сланцевая свита, описание разреза которой приводится по верховьям правых притоков р. Широкая (ныне р. Гольцовая) и верховьям р. Октябрьская (ныне р. Фаддея). В нижней части разреза (по описанию М. Г. Равича) преобладают серые, зеленовато-серые хлорит-серицитовые сланцы с прослоями (5-10м) серых кварцитов и мелкогалечных конгломератов. Выше сланцев прослежена однообразная толща (350–400) серых слюдястых кварцитов с грубой плитчатой отдельностью. Завершается разрез толщей (300 м) хлорит-серицитовых сланцев с редкими маломощными прослоями серых мраморизованных доломитов. Видимая мощность октябрьской толщи по описанию М. Г. Равича составляет 950-1000 м [49].

В 1984 г. при проведении ревизионных маршрутов в рамках работ ГГС-200 на полуострове Челюскин А. А. Макарьевым и Е. М. Макарьевой были составлены опорные разрезы октябрьской толщи по р.р. Воейкова, Песцовая, верховьям р. Григорьева, о. Капитанский. Наиболее полным является разрез (паростратотип толщи), составленный в среднем течении р. Воейкова (участок реки в 10,5-12,5 км от устья). В нижней части разреза (350 м) преобладают зеленовато-серые, светло-зеленовато-серые сланцы, мусковит-хлорит-альбитовые с прослоями (2-5м) тёмно-серых до чёрных биотит-хлорит-мусковит-альбитовых сланцев и единичными прослоями (0,5-2,0 м) серых изменённых слюдястых кварцитов. В верхней части разреза (260м) преобладают серые мраморизованные песчаные известняки (мощность прослоев 10-40м) с прослоями мелкогалечных кварцевых конгломератов и гравелитов (5-15м), тёмно-зелёных хлорит-серицит-кварцевых, хлорит-серицит-карбонатно-кварцевых сланцев (пачки мощностью 10-45м), тёмно-серых кварцевых алевролитов. Следует отметить, что на участке р. Воейкова отложения октябрьской толщи со стратиграфическим несогласием перекрываются карбонатными породами колосовской свиты, т. е. из разреза выпадают ждановская и становская толщи.

Возраст октябрьской толщи принимается раннерифейским. Мощность толщи 600-610 м [75].

Ждановская толща (RF₁₋₂ žd) впервые была выделена М. Г. Равичем в 1954 г. на основе материалов М. Н. Злобина, который в 1950 г. проводил геологические исследования в бассейнах р. Жданова и Траутфеттер. По данным М. Г. Равича, отложения свиты прослеживалась от верховьев р. Октябрьская (ныне р. Фаддея), среднее течение через р. Жданова до верховьев р. Ленинградская, и далее уходила в верховья р. Траутфеттер. В разрезе толщи в верховьях р. Ленинградская преобладают серые карбонатно-хлоритовые сланцы, мощностью до 120 м, пласты доломитов, серицит-хлорит-карбонатных сланцев, зеленовато-серых хлорит-серицитовых сланцев, прорванных пластовыми интрузиями метагаббро. Выше прослежена толща светло-серых слюдястых кварцитов и кварц-серицитовых сланцев (до 700 м), в которой карбонатные отложения отсутствуют. Завершает разрез тёмно-серые до чёрных графитизированные кварц-серицитовые сланцы (до 300-400 м мощности). По М. Г. Равичу, мощность доломитосланцевой свиты (ждановской толщи) составляет 2400 м, что явно завышено в 2-3 раза. По нашему мнению, в ждановскую толщу частично включены образования октябрьской толщи (светло-серые кварциты и кварц-серицитовые сланцы) и, возможно, метаморфизованная часть разреза колосовской свиты (доломиты, серицит-хлорит-карбонатные сланцы). Мощность толщи около 600-800 м [49].

В качестве парастратотипа ждановской толщи В. Я. Кабаньковым в листах Т-45-50 ГГК-1000/2 был предложен разрез черноцветных отложений нижнего течения р. Унга. При проведении ГГС-200 на полуострове Челюскин (1980-1985

г.г.) из черноцветных глинистых известняков, отобранных в нижнем течении реки Унга (нижний каньон), выделены немногочисленные формы микрофоссилий *Protosphaeridium densum* Timofeev. По заключению В. В. Кирьянова (ИГН РАН УССР, 1984 г.), указанные сфероморфиды были широко распространены в рифей-вендских отложениях Евразии и известны в более молодых, нижнепалеозойских породах. По данным Т. В. Янскаускаса, вид *P. densum* Tim. является младшим синонимом вида *Leiosphaeridia crassa* Naum. Голотип этого вида выделен С. Н. Наумовой в 1949 г. из отложений лоноваской свиты нижнего кембрия в Эстонии [46, 75]. Указанные отложения на р. Унга относятся к продольнинской толще.

Цирконы из черных графитизированных сланцев ждановской толщи (проба 10065, р. Баркова, руч. Ясный), предоставленных для изотопных исследований В.Ф. Проскурниным, имеют изотопный (U/Pb) возраст 1377 ± 5 млн. лет при очень жестком интервале (1343-1418 млн.лет) и конкордантности значений. Не исключено, что сланцы образовались по вулканитам.

Исходя из всего вышеизложенного, на настоящей стадии изученности мы не имеем стратотипического разреза и достоверного возраста ждановской толщи, и в Легенде Госгеолкарты она оставляется условно.

Нерасчлененные отложения октябрьской и ждановской толщ (RF_{1,2} ок-žd) показаны на участке верховьев р. Тихая – г. Октябрьская, где разделение их затруднено. Мощность нерасчлененных отложений составляет 1200-1400 м.

Верхний рифей. Верхнерифейские образования представлены дорожнинской, становской толщами и колосовской, лаптевской свитами.

Дорожнинская толща (R_{3dr}) в ранге свиты была выделена геологами ГП "Красноярскгеолсъёмка" и названа по р. Дорожная, правому притоку р. Гольцовая, где и наблюдается ее типовой разрез. В серийной Легенде ГГК-200 ввиду отсутствия нормальных взаимоотношений с подстилающими породами она переведена в ранг толщи.

Толща отличается значительными вариациями состава вулканогенных пород (базальты, андезибазальты, дациты и их туфы); иногда в ее строении существенная роль принадлежит терригенным породам.

Позднерифейский возраст толщи определяется исходя из положения ее в разрезе: ниже позднерифейского становско-колосовского комплекса пород и выше ждановской толщи, датируемой не точнее, чем ранний-средний рифей.

Мощность толщи не менее 800м.

Становская толща (RF_{3st}) выделена в 1954 г. М. Г. Равичем по материалам М. Н. Злобина, который в 1950 г. проводил геологические исследования в бассейнах р. Жданова и Траутфеттер. Пестроцветная толща пород отно-

силась к основанию нижнего кембрия на основании согласного перекрытия её карбонатными породами колосовской свиты, считавшейся среднекембрийской.

Первоначально становская толща была выделена М. Н. Злобиным в ранге свиты. Стратотипический разрез располагается в верхнем течении р. Становая, впадающей с юга в залив Фаддея. Толща образует обширные поля на участке г. Урванцева, в среднем течении р. Ленинградская и небольшие площади в бассейне нижнего течения р. Жданова и р. Городкова, в истоках р. Гольцовая. Нижняя граница толщи всеми авторами проводится по подошве пачки конгломератов и кварцитовидных песчаников мощностью от нескольких метров до 20 м с стратиграфическим и, возможно, угловым несогласием залегающих на более древних породах. Характерной особенностью является пестроцветная окраска пород, которая отличает толщу от нижележащих метаморфических образований и выше лежащих терригенно-карбонатных пород. По данным М. Г. Равича, в верховьях правых притоков р. Ленинградская (верхнее течение), вблизи её крутого поворота на юго-восток, в основании толщи залегают пачка красновато-бурых мелкогалечных конгломератов мощностью 25 м, которая прослеживается по простиранию на 5,0 км. Мелкие гальки хорошо окатаны и представлены кварцем, полевыми шпатами, фельзит-порфирами, мелкозернистыми гранитами. Выше залегают пачка слабометаморфизованных пестроцветных крупнозернистых полимиктовых (аналогичных по составу обломкам конгломератов) песчаников с глинисто-кремнисто-серицитовым цементом. Цвет пород изменяется от красновато-бурого до желтовато-зеленоватого. Мощность пачки 150-160 м. Ещё выше прослежена толща (300 м мощности) ярко окрашенных (вишнёво-красных, бурых, зеленовато-голубых) филлитизированных известково-глинистых сланцев с маломощными прослоями кварцевых песчаников. Завершается разрез толщей красновато-бурых и красновато-серых слабо метаморфизованных песчаников с прослоями известково-глинистых сланцев и доломитов. По данным М. Г. Равича, мощность становской толщи на этом участке составляет 1400-1500 м.

Сходные разрезы становской свиты приводятся М. Н. Злобиным для водораздельной части р.р. Жданова, Фиолетовая (название старое) и для среднего течения р. Коралловая. Мощность толщи на этих участках составляет 850-1000 м. [49].

На Западном Таймыре, по данным В. Я. Кабанькова, отложения становской свиты установлены в среднем течении р. Ленивая (на участке 50-60 км от устья) и представлены розовыми и сероцветными кварцевыми песчаниками, кварцито-песчаниками с прослоями кварц-серицит-хлоритовых сланцев. Видимая мощность этой толщи около 1000 м. Представляет интерес комплекс микрофоссилий, выделенных Л. Н. Смирновой из отложений становской свиты этого участка и представленных: *Kildinella sinica* Tim., *K. jacutica* Tim., *K. hyperboreica* Tim., *Leominuscula minuta* Naum., *Trachysphaeridium ruminatum* Andr., *Trematosphaeridium*

holtedahlii Tim., *Protosphaeridium durcorium* Andr.[17]. По данным Т. В. Янскаускаса, роды *Kildinella* (*Kildinosphaera*), *Trematosphaeridium*, *Trachysphaeridium*, *Protosphaeridium* являются младшим синонимом рода *Leiosphaeridia*, вида *L. crassa* Naum., голотип которого описан из отложений лонтоваской свиты нижнего кембрия Эстонии.

Вид *Leiosphaeridia jacutica* Tim. характерен для отложений верхнего рифея и встречается в венде; вид *L. hottedahlii* Tim. в единичных экземплярах описан из отложений нижнего, среднего и верхнего рифея Урала, Сибири и Кольского полуострова [46].

Фрагмент разреза становской толщи был составлен А. А. Макарьевым, Е. М. Макарьевой в 2009 г. в нижнем течении р. Жданова (16,5 км выше устья р. Тихая). Здесь, в обрывах левого берега р. Жданова высотой до 20 м, на участках коленообразного изгиба русла, прослежена пачка темно-зеленовато-серых мелкозернистых алевролитов с тонкими прослоями светло-зеленоватых туфогенных мелкозернистых песчаников и серых кварцитовидных песчаников. Все породы по зоне нарушения, проходящей на этом участке, осветлены и сильно оталькованы. Видимая мощность пачки 10-15 м. Пестроцветные породы прослеживаются вниз по течению на расстоянии 3,0 км, но они настолько интенсивно дислоцированы и обохрены по зоне нарушения, что составление детального разреза крайне затруднительно. Из кварцитовидных песчаников была отобрана проба для определения возраста детритовых цирконов. Всего было выделено 22 зерна, из которых для 10 зёрен (45%) был получен изотопный возраст 809-864 млн. лет (средняя часть позднего рифея), а для 9 зёрен (41%) – 917-995 млн. лет (нижняя часть позднего рифея).

Возраст становской толщи согласно Легенде ГГК-1000/3 принимается позднерифейским [91]. Однако при проведении дальнейших геологических исследований необходимо помнить, что по определению микрофоссилий возраст становской толщи может оказаться и раннекембрийским.

К о л о с о в с к а я с в и т а (RF_3 kl) как стратиграфическое подразделение была выделена ещё в 1951 г. М. Н. Злобиным при геологических работах на Центральном Таймыре. Название свиты дано по руч. Колосова, правому притоку р. Нижняя Таймыра, по которому составлен стратотипический разрез. На площади листов она прослеживается прерывистой полосой шириной до 30 км, постепенно сужаясь к северо-востоку до 8-10 км, от среднего течения р. Ленинградская до истоков р. Гольцовая и далее через р. Григорьева до зал. Симса. Изолированные выходы свиты закартированы в истоках р. Каменная, правого притока р. Ленинградская, по правобережью р. Кунар, в истоках руч. Мод, в среднем течении р. Воейкова. В стратотипическом разрезе преобладают светлоокрашенные доломиты (жёлтые, кремовые, светло-серые до белесых) с прослоями доломитовых брекчий, конгломерато-брекчий, реже серых известняков, содержащие мно-

гочисленные остатки строматолитов, онколитов, катаграфий. К сожалению, все эти органические остатки не дают достаточно точного заключения о возрасте отложений. В разрезе свиты отмечаются единичные прослои (пачки) до 20-25 м мощностью пестроцветных аргиллитов с прослоями мергелей, известковистых алевролитов, а в верхней части установлены прослои и невыдержанные горизонты туфов трахибазальтов, реже их покровы [83].

На полуострове Челюскин сводный разрез свиты составлен А. А. Макарьевым, Е. М. Макарьевой в 1984 г. на участке от среднего течения р. Воейкова до южного и юго-восточного склона г. Забор. В нижней части разреза (80 м) преобладают светло-желтовато-серые, кремово-белые, реже – серые известняки хемогенные, мраморизованные, доломитизированные. Выше прослежена толща (300 м) кремво-серых, бежево-серых очень плотных доломитов, песчанистых, онколитовых. На отдельных участках доломиты сидеритизированы, лимонитизированы до образования лимонит-железистых шлаковидных охр. Верхняя часть свиты прослежена по южной оконечности г. Забор и представлена доломитами кремво-жёлтыми, на отдельных участках брекчирования – вишнево-красными, гематизированными. Доломиты прорваны мелкими секущими дайками лейкократовых порфириовидных диабазов и согласно перекрываются очень сильно изменёнными ксенотуфами среднего состава (основание разреза лаптевской свиты). Видимая мощность сводного разреза свиты на этом участке составляет 500-520 м [75].

В северной части полуострова Челюскин отложения колосовской свиты закартированы в районе бух. Восточная, где они приурочены к тектоническому блоку в поле развития лаптевской свиты. В разрезе свиты преобладают светло-серые, брекчированные доломиты песчанистые, мраморизованные. В прослоях доломитов установлены биогермы строматолитов *Conophyton ex. gr. garganicus* Korol. (определение Н. П. Голованова), характерные для верхнего рифея Сибири и Урала. Диаметр отдельных строматолитов достигает 0,5 м в основании. Мощность свиты на этом участке составляет 100-110 м.

В районе стратотипа колосовской толщи (правобережье нижнего течения р. Нижняя Таймыра), по данным М. Н. Злобина, выделяется комплекс терригенно-карбонатных пород верхнего рифея–венда, представленный становской, колосовской и совинской свитами. Из карбонатных отложений последних двух свит (8 проб) был выделен комплекс микрофоссилий, который представлен видами: *Kildinella jacutica* Tim., *K. sinica* Tim., *K. hyperboreica* Tim., *Lophominuscula rugosa* Naum., *Protosphaeridium diricorium* Andr. [54]. По данным Т. В. Янскаускаса, виды *K. sinica* Tim., *K. hyperboreica* Tim., *P. diricorium* Andr. являются младшими синонимами вида *Leiosphaeridia crassa* Naum., голотип которого описан из отложений нижнего кембрия лонтоваской свиты Эстонии. Вид *Leominuscula rugosa* Naum. является младшим синонимом вида *Leiosphaeridia*

minutissima Naum, голотип которого установлен в той же лонтоваской свите. Микрофоссилии этого вида описаны в вендском редкинском горизонте Башкирии. Вид *K. jacutica* Tim. является младшим синонимом вида *Leiosphaeridia jacutica* Tim. и установлен в отложениях верхнего рифея по р. Нижняя Тунгуска Туруханского района [46].

Возраст колосовской свиты согласно Легенде ГГК-1000/3 принимается поздне-рифейским, хотя авторы листов не исключают кембрийский возраст этих отложений.

Лаптевская свита (RF₃lp) была впервые выделена в самостоятельное стратиграфическое подразделение в 1954 г. М. Г. Равичем по материалам В. А. Вакара и Б. Х. Егиазарова, которые в 1947-1948 г.г. проводили геологическую съёмку масштаба 1 : 1000 000 северной части полуострова Таймыр (полуостров Челюскин) [16]. В стратотипе свиты, составленном на участке от м. Прончищева до м. Харитона Лаптева, в нижней части разреза преобладали серицит-кварцевые сланцы с прослоями метаморфизованных кварцевых гравелитов, конгломератов и песчаников. В верхней части свиты преобладали метаморфизованные песчаники с маломощными прослоями мраморов и покровами фельзит-порфиров, альбитофиров и их туфов. Мощность свиты составляла 700-1000 м.

По данным В. В. Беззубцева, проводившего аэрофотогеологическую съёмку Горного Таймыра (АФГК) в 1972-1979 г.г., эффузивные, эффузивно-осадочные образования позднего рифея, развитые в восточной части Шренк-Фаддеевской СФЗ, разделялись им на три свиты (снизу-вверх): дорожнинскую, борзовскую и лаптевскую. Кроме того, выделялся фациальный аналог эффузивной лаптевской свиты – эффузивно-терригенная октябрьская свита [3]. Нами все эффузивные и эффузивно-осадочные послеколосовские образования полуострова Челюскин объединяются в единую лаптевскую свиту.

Образования лаптевской свиты наиболее широко развиты на полуострове Челюскин и закартированы на участках нижнего течения р. Кунар, в бухте Восточная, руч. Мод, правобережье р. Унга, от м. Харитона Лаптева до среднего течения р. Ханневича, в верховьях р. Клязьма, в среднем течении р. Борзова, на м. Фаддея, на полуострове Соревнований и на островах Вилькицкого. В юго-западной части полуострова свита прослежена от верховьев р. Кельха до средней части бухты Гафнер-фиорд и приустьевой части Нижней Таймыры.

Лаптевская свита чётко разделяется на две подсвиты: нижняя – эффузивы основного, среднего состава и их туфы; верхняя – эффузивы кислого состава, их туфы и прослой (пачки) грубообломочных разновидностей пород (туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники). Нижняя граница свиты проводится по подошве покрова андезитов или туфов основного состава, залегающих согласно (или со стратиграфическим несогласием) на карбонатных породах колосовской толщи. Нижняя часть разреза свиты составлена А. А. Макарьевым и Е. М. Мака-

рьево́й в 2008 г. по побережью в центральной части бух. Восточная (м. Челюскин), где наблюдалось прорывание доломитов колосовской свиты жерловой фацией дацитов лаптевской свиты. Здесь, в морских береговых обрывах, прослежена толща (мощностью до 100 м) зеленовато-серых псефитовых, псаммитовых метатUFFов кристаллокластических, риодацитовых, флюидално-полосчатых, интенсивно эпидотизированных, чередующихся с покровами (0,5-1,0 м, единичные до 10-12 м) красновато-бурых, зеленовато-серых риолитов (риодацитов) интенсивно эпидотизированных, хлоритизированных. Для прослоев туфов характерно наличие ксеноморфных зёрен магнетита, иногда в значительных количествах.

Эта толща по простиранию в юго-западном направлении прослеживается до среднего течения правого притока р. Кунар (условное название Малый Кунар), где ещё в 1980 г. А. А. Макарьевым, Е. М. Макарьевой и Н. П. Лазаренко был составлен опорный разрез нижней подсвиты лаптевской свиты [75].

Из метатUFFов с бухты Восточная по одной пробе было проведено определение возраста детритовых цирконов. Из выделенных 15 зёрен одно зерно показало возраст 608 млн. лет (граница позднего рифея – венда) и 14 зёрен (93%) – возраст 723 млн. лет (поздний рифей). Видимая мощность нижней подсвиты на участке бух. Восточная – р. Малый Кунар составляет около 460-470 м. Изотопный (Ar-Ar) возраст плагиоклазов из амфиболизированных андезибазальтов на этом же участке отвечает $595,3 \pm 4,0$ млн. лет.

Образования верхней подсвиты развиты в центральной части полуострова Челюскин на участках от западной части м. Щербина к югу до верховьев р. р. Серебрянка, Клязьма, водораздельной части р.р. Поперечная – Продольная, Продольная – Борзова, в среднем течении р. Борзова. В юго-восточной части площади выходы нижней подсвиты установлены на г.г. Забор, Заборчик, на м. Лассиниуса, полуострове Соревнований.

Разрез стратотипа верхней подсвиты был пересоставлен в 1980 г. А. А. Макарьевым, Е. М. Макарьевой по северо-восточному берегу м. Харитона Лаптева по морским береговым обрывам. В нижней части разреза подсвиты, стратиграфически выше основных эффузивов нижней подсвиты, прослежена толща (170 м) тёмно-вишнёвых, вишнёво-красных фельзитов, фельзит-порфиров, псаммитовых метатUFFов кислого состава. В образце метариолитов (обр.9523 из коллекции П. Г. Падерина), взятом из стратотипа свиты, были произведены 13 замеров зерен цирконов, которые дали конкордантный возраст 617 ± 4 млн. лет (конец позднего рифея)[102].

Породы плотные, интенсивно эпидотизированные в виде кварц-эпидотовых выклинивающихся прожилков мощностью от 0,2 м до нескольких мм. В верхней части этой толщи фельзиты тонкофлюидалные, полосчатые за счёт чередования «слоек» коричнево-фиолетовых и зеленовато-серых разновидностей пород.

Фельзиты состоят из тонкоперетертых зерен кварца, полевого шпата с порфиrowыми вкраплениями (0,15-1,0 мм) альбита.

В средней части подсвиты преобладают тёмно-зелёные, красноцветные (гема-тизированные) кварцевые алевролиты, изменённые до кварц-альбит-серицит-хлоритовых микросланцев. Отмечаются прослои (пачки) по 10-20 м зеленовато-серых, красноцветных, разнозернистых туфопесчаников, туфогравелитов, а в основании толщи – мелкогалечных туфоконгломератов (5-6 м). Состав галек в туфоконгломератах и гравийных зёрен (размером до 2-5 мм): кварц – 20-25%; плагиоклазы – 35%; обломки микрокварцитов, слюдистых кварцитов – 25%, плагио-порфиrow – 20%, фельзитов – 1-2%, эпидозитов – до 1%. Во всех туфогенных разновидностях пород в цементе отмечаются обломки и включения хлоритизиrowанного основного стекла. Отмечаются единичные покровы тёмно-зелёных сред-незернистых андезито-базальтов с реликтовой порфиrowой структурой, очень сильно изменённых, карбонатизированных, эпидотизированных. Мощность средней толщи составляет около 130 м.

Завершается разрез толщей полимиктовых гравелитов пестроцветных (крас-ноцветных, зеленовато-серых) с маломощными (0,2-0,5 м) прослоями мелкога-лечных конгломератов и светло-коричневых полевошпатово-кварцевых песчани-ков (5-10 см) и алевролитов. Состав обломочной части гравелитов и галек в кон-гломератах: кварц – 25 -30%, полевые шпаты – 20%, микрокварциты, кремнистые породы – 25%, микросланцы кварц-серицит-хлоритовые – 10%, кварцитовидные песчаники – 10-12%, мусковит – 2-3%, единичные мелкие гальки измененных гранитоидов. В гравелитах и песчаниках цемент поровый, порово-базальный (15-20%) тонкочешуйчатый слюдисто-хлоритовый. В цементе по контакту зёрен от-мечается развитие пылевидного рудного минерала (магнетит), скопление лей-коксена. Видимая мощность этой толщи 75-85 м, а общая мощность верхней под-свиты в стратотипическом разрезе составляет 375-385 м [75].

Фрагмент разреза верхней подсвиты лаптевской свиты был установлен А. А. Макарьевым в восточной части полуострова Челюскин (полуостров Соревнова-ний). На этом участке из мелкозернистых темно-зеленовато-серых, тонкополос-чатых туфопесчаников и туфоалевролитов была отобрана проба на определение возраста детритовых цирконов. Для 36 зерен были установлены следующие изо-топные возраста: 3 зерна (8%) – 627 млн. лет (верхняя часть позднего рифея); 8 зерен (22%) – 682 млн. лет (верхняя часть позднего рифея) и 8 зерен – 759 млн. лет (средняя часть позднего рифея).

По данным П. Г. Падерина, изотопный (U/Pb) возраст цирконов из метамор-физованных туфов в среднем течении р. Борзова (проба Vp-98/085) составляет 662 млн. лет (верхняя часть позднего рифея), а из образований лаптевской свиты на участке между восточной оконечностью м. Щербина и ручьем Мод (проба Vp-

98/060) возраст цирконов составляет 690 млн. лет (верхняя часть позднего рифея) [102].

Фрагментарный разрез лаптевской свиты был составлен Е. М. Макарьевой в 2008 году по северному борту бухты Гафнер-фиорд в 31,5 км к юг-юго-востоку от пролива Горло. На пляже небольшого мыска по урезу воды прослежена толща кварцитов и серых биотит-эпидот-кварц-альбитовых, амфибол-биотит-эпидот-кварц-альбитовых сланцев по вулканитам пестрого состава. Образования лаптевской свиты пространственно совмещены с крупнозернистыми катаклазированными гранитами и участвуют совместно с ними в складчатости.

По двум пробам, отобраным из сланцев по кварцитовидным песчаникам, было выполнено определение изотопного (U/Pb) возраста для 100 зёрен цирконов. Из этого количества 12 зёрен (12%) имеют возраст 598 млн. лет (граница позднего рифея – венда); 32 зерна (32%) – возраст 619-639 млн. лет (верхняя часть позднего рифея) и 29 зёрен (29%) – 666–690 млн. лет (средняя часть позднего рифея). Возраст гранитов, установленный по результатам изотопных исследований цирконов, составляет 638-640 млн. лет.

Как уже указывалось выше, возраст детритовых цирконов не определяет возраста отложений, а определяет возраст пород области сноса. В связи с этим вызывает интерес нахождение мелких обломков угля (витринита) размером 2x1 мм, 1x1 мм в туфах лаптевской свиты участка бухты Восточная. Нахождение этих обломков в центральной части шлифа исключает засорение при размыве вышележащих молодых пород (определение Г. М. Волковой, ВСЕГЕИ, 2011 г.). Кроме того, при проведении палинологических исследований (определение микрофоссилий) из отложений полуострова Челюскин в двух пробах туфогенных песчаников лаптевской свиты были обнаружены единичные крупные (до 0,2 мм) микрообрывки растительных тканей, окаймлённые порами высших растений (м. Харитона Лаптева, бух. Зимовочная) [75].

Возраст лаптевской свиты согласно Легенде ГГК-1000/3 и на основании определения изотопного возраста детритовых цирконов принимается позднерифейским (граница позднего рифея – раннего венда). Мощность свиты 830-850 м.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Ч е к и н с к а я толща (V₁čk) выделена А. И. Забиякой в 1986 г. и названа по мысу Чекина (ныне мыс Щербина), где и находится ее стратотип. Наибольшее ее распространение наблюдается вдоль побережья моря Лаптевых, от бухты Восточная до бухты Мод, от мыса Амундсена до мыса Харитона Лаптева, п-ве Соревнований, а также на левобережье нижнего течения р. Ханневича и о. Узбекистан. Нижняя граница толщи проводится по подошве пачки полимиктовых кон-

гломератов, залегающих с размывом на подстилающих породах лаптевской свиты [23].

Исходя из различий в составе она подразделяется на две части. Нижняя (150-400 м) состоит из метаморфизованных полимиктовых серовато-лиловых, розовато-зеленоватых конгломератов и гравелитов, песчаники имеют подчиненное значение. Верхняя часть толщи (450-500м) состоит преимущественно из полимиктовых метапесчаников зеленовато-серых, лиловато-серых, нередко косослоистых с прослоями и линзами метаморфизованных гравелитов, конгломератов и алевролитов.

Породы чекинской толщи характеризуются исключительно разнообразным составом обломочной части. В составе метапесчаников наиболее широко распространены обломки базальтов и их туфов, в различной степени эпидотизированные, амфиболитизированные и хлоритизированные, в меньшей мере отмечаются кварц, кварциты, полевые шпаты, серицит-хлоритовые сланцы, кислые эффузивы, эпидозиты, доломиты и др.

Возраст чекинской толщи определяется условно как ранневендский на основании следующих данных. Она располагается стратиграфически выше лаптевской свиты рифейского возраста и содержит гальки гранитоидов позднерифейского вилькицкого комплекса.

Разрез толщи пестроцветных полимиктовых конгломератов в районе м. Челюскин, прослеженной от м. Щербина на запад до бух. Восточная на расстоянии 5,0 км был составлен ещё в 1947 г Б. Х. Егиазаровым. По принятой тогда схеме стратиграфии эти конгломераты относились к основанию разреза нижнего кембрия. Гальки конгломератов размером 3-5 см (иногда валуны – до 35 см) представлены метаморфизованными и катаклизированными гранитами, фельзит-порфирами, амфибол-эпидотовыми и серицит-хлоритовыми сланцами. Разрез был пересоставлен в 1980 году в ходе ГГС-200 [58]. Мощность нижней (конгломератово-гравелитовой) пачки по м. Щербина составляет 160-170 м.

В 2009 году из зеленовато-серых среднезернистых туфопесчаников западной части полуострова Щербина была отобрана проба для определения возраста детритовых цирконов. В пробе был определён возраст 10 зёрен, из которых 6 зёрен показали возраст 671 млн. лет и 4 зерна – 717 млн. лет (верхняя часть позднего рифея), что не противоречит ранневендскому возрасту чекинской толщи.

Мощность чекинской толщи составляет 600-900 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Образования ранне- и среднепалеозойского возраста установлены в Северобыррангском и Северотаймыро-Североземельском геологических районах, разделенных на геологические площади. Позднепалеозойские образования выделены в Карском и Южнобыррангском геологических районах. На площади Кар-

ского геологического района отложения позднего палеозоя развиты слабо и рассмотрены непосредственно после описания ранне-среднепалеозойских образований Северотаймыро-Североземельского района. Позднепалеозойские образования Южно-Бырангского геологического района рассмотрены непосредственно после описания отложений Ленивенско-Клюевской геологической площади Северобырангского геологического района. Триасовые образования, входящие в площадь Южнобырангского района, рассмотрены в разделе «Мезозойская эра-тема».

СЕВЕРОБЫРАНГСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Пясино-Фаддеевская геологическая площадь

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К этому возрастному уровню на полуострове Челюскин относится продольнинская толща (V_2 - C_{1pr}), выделенная А.А. Макарьевым, Е.М. Макарьевой в 1984 г. при проведении ревизионных работ ГГС-200 [75]. Стратотип толщи расположен в нижнем течении р. Продольная на участке 17,5-24,0 км от устья. Основание толщи прослежено в нижнем течении р. Борзова в интервале 17,5-18,0 км от устья. Толща со стратиграфическим несогласием залегает на карбонатных породах колосовской и вулканогенно-осадочных образованиях лаптевской свит. Нижняя граница проводится по подошве пачки зеленовато-серых полевошпатовых кварцевых песчаников с прослоями полимиктовых мелкогалечных конгломератов. Толща четко разделяется на две литологически различные подтолщи.

Нижняя подтолща прослежена на участках р.р. Продольная, Борзова, Белянка; верхнего течения р.р. Летняя, Серебрянка, Клязьма; нижнего течения р. Унга, руч. Мод (фрагментарно). Для подтолщи характерно ритмичное чередование крупных пачек (по 10-20 м) темно-зеленовато-серых, зеленовато-серых разнозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников, мелко-среднегалечных конгломератов и полевошпатово-кварцевых, кварцевых гравелитов (в соотношении пропорционально: 75%, 15%, 10%). В нижней части подтолщи конгломераты и гравелиты образуют маломощные прослои (5-20 см), а в средней и верхней частях – мощность их увеличивается до 10-25 метров. Гальки размером 2,0-5,0 см хорошо окатаны и представлены зеленовато-серыми туфогравелитами, фиолетово-красными гематизированными кварцитами, светло-серыми кварцитами, сильно измененными кварц-полевошпатовыми породами (катаклизированные граниты). На р. Борзова в средней части подтолщи отмечается пачка (мощностью до 24,0 м) грязно-зеленовато-серых туфогенных песчаников, крупнозернистых, полевошпатово-кварцевых. Туфогенная примесь составляет 5-7% от объема породы и пред-

ставлена бурой лейкоксенизированной массой (разложившееся основное стекло) с тонкой вкрапленностью рудных минералов. Мощность подбиты составляет 250-260 м.

Верхняя подтолща развита на тех же участках, что и нижняя. Локальные выходы ее закартированы в верхнем течении р. Кунар, к северу от оз. Анучина, на водораздельной части р.р. Летняя-Серебрянка, в среднем течении р. Пека. Стратотип подтолщи расположен в среднем течении р. Продольная на участке реки 18,0-24,0 км от устья. Нижняя граница проводится по подошве пачки светло-желтовато-серых, коричнево-серых известняков с тонкой горизонтальной слоистостью. В разрезе преобладают известняки светло-серые, светло-коричневато-серые, алевритистые и песчанистые (10-30%), слабо мраморизованные с тонкими линзовидными прожилками и сгустковыми включениями новообразованного пирита. В верхней части подтолщи отмечаются единичные прослои (до 20,0 м) светло-кремово-желтых плотных доломитов с тонкими прослойками (1-2 мм) лимонита и гематита. Характерной особенностью карбонатных осадков является тонкая горизонтально-волнистая слоистость и полное отсутствие онколитов, строматолитов, что резко отличает их от карбонатных пород колосовской свиты. Мощность верхней подтолщи в стратотипическом разрезе составляет 160-165 м.

Поздневендский-раннекембрийский возраст продольнинской свиты обосновывается находками микрофоссилий из карбонатных пород на участках р. Продольная и среднего течения р. Унга. Комплекс микрофоссилий представлен многочисленными видами *Protosphaeridium densum* Tim., *P. flexuosum* Tim., которые, по заключению В.В. Кирьянова (ИГН РАН УССР, г. Киев, 1984 г.), широко распространены в рифей-вендских отложениях Евразии и в более молодых нижнепалеозойских породах. По данным Т. В. Янскаускаса, вид *P. densum* Tim. является младшим синонимом вида *Leisphaeridia crassa* Naum., голотип которого выделен С. Н. Наумовой в 1949 г. из лонтоваской свиты нижнего кембрия Эстонии. Лейкотип этого вида выделен из отложений редкинского горизонта венда Башкирии (скв. Сергиевская-800)[46].

Мощность толщи в стратотипическом разрезе составляет 410-425 м.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний-средний отделы

В пределах Пясинско-Фаддеевской геологической площади картируется одно стратиграфическое подразделение, включающее в себя объединенные отложения гравийнореченской и устремленновской толщ.

Г р а в и й н о р е ч е н с к а я и у с т р е м л е н н о в с к а я толщи объединенные ($C_{1gr}+C_{2us}$) на площади работ закартированы только в среднем течении р. Ленинградская на участке ключа Степаново Ущелье.

Гравийно реченская толща была выделена в 1957 г. В. П. Орловым и Р. Ф. Соболевской со стратотипом, расположенном на р. Гравийная – правом притоке р. Шренк и закартирована в среднем течении р. Ленинградская на участке кл. Степаново Ущелье, где ее мощность составляет около 70 м.

Хороший разрез толщи известен на р. Останцовая в 8,2 км от устья. Здесь большая часть разреза сложена темно-серыми доломитами, серыми известняками, а верхняя часть – черными углеродисто-глинистыми сланцами и аргиллитами с прослоями черных известняков. Возраст толщи на этом участке обосновывается находками беззамковых брахиопод *Oboeella* sp. и трилобитами, в том числе *Pagetiellus lenaicus* Toll., *Triangulaspis* sp., характерных, по заключению Н.П.Лазаренко для атдабанского и ботомского ярусов нижнего кембрия. Возраст гравийно реченской толщи определен как ранне-среднекембрийским на том основании, что наряду с нижнекембрийскими трилобитами в ее верхней части в пачке черных сланцев бассейне р.р. Ленинградская, Траутфеттер найдены трилобиты *Kootenia jacutensis* Lerm., *Solenopleura* sp. и другие, характерные, по заключению Н.П.Лазаренко, для самых верхов нижнего отдела кембрия и встречающиеся в низах амгинского яруса среднего кембрия [18].

Мощность толщи на участке р. Останцевая составляет 55 м.

Устремленновская толща была выделена М. Н. Злобиным в 1953 г. по р. Устремленная – левому притоку р. Траутфеттер. Нижняя часть толщи представлена серыми, светло-серыми известняками, иногда органогенными. Самые нижние слои толщи обнажены на безымянном левом притоке р. Ленинградская, впадины в 3,0 км выше устья руч. Каньон. Здесь на черных сланцах гравийно реченской толщи залегают темно-серые тонкослоистые известняки видимой мощностью 70 м. В известняках собраны трилобиты *Eodiscus* cf. *punctatus* Salt, *Cornignexochas* sp. indet., *Pseudanocarina* sp. indet., характерные по заключению Н. П. Лазаренко для низов амгинского яруса среднего кембрия [102]. Верхняя часть разреза толщи прослежена по р. Коралловой (27,0 км от устья) и представлена темно-серыми толстоплитчатыми известняками с бугорчатой поверхностью напластования с прослоями светло-серых органогенных известняков. В верхней части разреза появляются прослой (до 8,0 м) черных глинистых сланцев, известково-углистых (?) с тонкими прослойками (1-2 см) темно-серых известняков. Возраст верхней части толщи определяется находками трилобитов, характерных для майского яруса среднего кембрия. Мощность толщи по данным Р.Ф.Соболевской и Н.П. Лазаренко изменчива и составляет 40-45 м на р. Останцевская и увеличивается до 130-150 м на руч. Каньонистый (правый приток р. Траутфеттер) [18].

На площади листов объединенные отложения нижнего-среднего кембрия были установлены еще в 1958 г. В.П. Орловым, Р.Ф. Соболевской в среднем течении ключа Степаново Ущелье и в нижней части левого безымянного притока р.

Ленинградская (в 12,4 ниже устья ключа Степаново Ущелье). В нижней части разреза гравийнореченской толщи залегает пласт мощностью до 10 м известково-доломитовых конгломератов, которые выше по разрезу сменяются голубовато-серыми и светло-серыми известняками с прослоями (до 0,7 м) черных плотных известняков. В верхней части разреза преобладают светло-серые известняки. Как видно из приведенного описания, разрез крайне схематичен. В основании разреза собраны многочисленные *Hyolithes* sp., а в средней части разреза установлены колпачковые гастроподы *Aldonella spiralis* Vost., *Oelandiella* cf. *korobkovi* Vost., *Hedanella spiralis* Vost. и беззамковые брахиоподы *Lingulella* sp. В верхней части толщи из осыпей были собраны трилобиты *Pugetellus* cf. *lenaicus* Toll. По заключению Н.П. Лазаренко, указанные трилобиты характерны для верхней половины алданского (атдабанского) яруса.

Возможно, самая верхняя часть разреза гравийнореченской свиты установлена в нижней части левого безымянного притока р. Ленинградская (12,4 км ниже устья кл. Степаново Ущелье). Здесь прослежена пачка 15 м мощности темно-серых слоистых мелкозернистых известняков с единичным прослоем (2,5-3 см) черных известково-углистых сланцев с линзовидными прослоями (0,2x1,5 м) темно-серых плотных известняков. В этой пачке найдены трилобиты *Solenopleura* sp. indet., *Ptychopariidae* gen. et sp. indet. По заключению Н.П. Лазаренко, совместное нахождение указанных видов характерно для верхних горизонтов ленского яруса (тойонского) Сибирской платформы.

Устремленновская толща установлена практически на тех же участках ключа Степаново Ущелье, что и гравийнореченская толща. Коренные выходы указанных пород крайне редки и наблюдаются в виде изолированных останцов в поле элювиально-делювиальных развалов. В нижней части разреза залегает пачка видимой мощностью 70 м темно-серых известняков, из нижней части которых собраны трилобиты *Eodiscus* cf. *punctatus* Salt., *Corynexochus* sp. indet., *Pseudanotocarina* (?) sp. indet. характерные, по заключению Н.П. Лазаренко, для верхней части амгинского яруса. Вышележащая часть разреза представлена буроватыми и желтовато-зеленоватыми толстоплитчатыми известняками, желтовато-серыми органогенными известняками с прослоями темно-серых глинистых известняков. Верхние горизонты устремленновской толщи наблюдались в нижнем течении левого притока р. Ленинградская (12,4 км ниже устья ключа Степаново Ущелье), где представлены пачкой переслаивания (0,1-0,2 м) темно-серых, черных известково-глинистых сланцев и темно-серых пелитоморфных плитчатых известняков. Из средней части разреза толщи определены трилобиты *Linguagnostus gronovalei* Kob., *Phalacroma glandiforme* Ang., *Peronopsis* cf. *fallax* Linnr., *Agraulos punctatus* Laz. и другие, а также брахиоподы *Acrotreta* sp., характерные для майского яруса среднего кембрия. Видимая мощность устремленновской толщи на этом участке

составляет 175-185 м. Общая мощность объединенных гравийнореченской и устремленновской толщ на участке ключа Степаново Ущелье составляет 225-235.

Локальный выход пород устремленновской толщи был выявлен в верхнем течении р. Широкая (в 12,7 км напрямую от устья). Пачка сложена светло-серыми до белесых мраморизованными известняками с многочисленными зеркалами скольжения. Верхние 2 м представлены светло-зелеными мергелями, черными листоватыми аргиллитами и серыми крупнозернистыми известняками, очень рыхлыми, сильно пиритизированными, в которых установлены обломки трилобитов *Anomocaridae* gen. et. sp. indet., *Peronopsis* sp. indent., *Solenopleura* sp. indet., обычных, по заключению Н. П. Лазаренко, для майского яруса среднего кембрия. Подстилаются эти отложения черными глинистыми сланцами (аргиллитами), условно отнесенными к гравийнореченской толще, но без фаунистического обоснования. По мнению П. Г. Падерина, верхние 2,0 м разреза очень напоминают коры выветривания. Верхний контакт этой толщи не описан. [102].

По мнению авторов листов, на этом участке р. Широкая выявлено стратиграфическое несогласие между нижним-средним ордовиком и средним кембрием. В связи с малыми размерами выхода пород на геологической карте на участке р. Широкая отложения устремленновской толщи на карте не показаны.

Видимая мощность выхода толщи составляет всего 30 м.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Степановская свита (ϵ_3 - O_1st) была выделена М. Н. Злобиным в 1953 г. и названа по кл. Степаново Ущелье, левому притоку р. Ленинградская. В Легенде ГГК-1000/3 (2008 г.) в качестве лейкостратотипа предлагается разрез по руч. Каньонистый, правому притоку р. Траутфеттер. При проведении стратиграфических работ в 1958 г. В.П. Орловым и Р.Ф. Соболевской на участке среднего течения р. Ленинградская было установлено, что на самом кл. Степаново Ущелье преимущественно развиты отложения нижнего-среднего кембрия (гравийнореченская и устремленновская толщ), а верхний кембрий закартирован на локальных участках по левому и правым притокам р. Ленинградская. По данным В.П. Орлова, Р.Ф. Соболевской и Ю.Г. Ахмадеева (1996 г.) разрез степановской свиты составлен на этом участке по левому притоку р. Ленинградская, впадающей в 8,5 км ниже устья кл. Степаново Ущелье, и представлен в слебующем виде (снизу-вверх):

1. Известняки темно-серые, глинистые, средне-толсто-плитчатые. Мощность 3,0 м.
2. Сланцы известковисто-глинистые, темно-серые до черных с прослоями пелитоморфных глинистых известняков с многочисленными вкрапленниками пи-

рита. В подошве пачки в известняках найдены трилобиты нижней половины верхнего кембрия: *Clavagnostus* ex. gr. *repandus* West., *Acrocephalites* sp., *Munagnostas* sp. и другие.

Мощность 11,0 м.

3. Сланцы известковисто-глинистые, черные с многочисленными прослоями (0,1-10,0 см) темно-серых пиритизированных известняков с трилобитами *Homagnostus* sp., *Acrocephalites* sp., *Proceratoryge* sp. и другими. Мощность 4,0 м.

4. Сланцы известковисто-глинистые, черные с тонкими прослоями (2,0-8,0 см) темно-серых известняков и эллипсоидных конкреций (7×20 см) черных углестых(?) известняков. Мощность 13,0 м.

5. Известняки глинистые, черные, тонкоплитчатые с редкими прослоями серых пелитоморфных известняков и черных аргиллитов. Мощность 22,0 м.

6. Известняки глинистые, черные с шарообразными конкрециями пирита и овальными отложениями темно-серых известняков с редкими термадокскими(?) граптолитами *Clonograptus* sp. Видимая мощность 2,0 м.

Суммарная мощность составленного разреза составляет 55,0 м.

Лектостратотип степановской свиты расположен на руч.Каньонистый (правый приток р. Траутфеттер) и описание разреза приводится по данным Р.Ф.Соболевской (1985 г.) Здесь снизу вверх прослежены:

1. Сланцы глинистые, глинисто-известковистые, черные с прослоями черных аргиллитов и единичными прослоями среднезернистых черных песчаников.

Мощность 50-70 м.

2. Известняки серые пелитоморфные, глинистые переслаивающиеся с черными (с поверхности ожелезненными) глинистыми сланцами с неопределимыми остатками трилобитов позднекембрийского(?) возраста. Мощность 30 м.

3. Сланцы глинистые и углеродисто-глинистые, сильно пиритизированные с линзовидными прослоями (конкрециями-0,15-0,2 м) темно-серых пиритизированных известняков. Отмечаются прослои серых пелитоморфных известняков с отпечатками трилобитов *Lotagnostus americanus* Billins, *Stenopyge* sp.(аксакайский ярус верхнего кембрия). Мощность 20 м.

4. Известняки дымчато-серые пелитоморфные, тонкослоистые дотолстоплитчатых (до 0,4 м), пиритизированные с желтоватой корочкой выветривания. Отмечаются прослои (до 0,2 м) серых глинистых известняков и черных глинистых сланцев (5-7 см). По элювиально-делювиальным развалам на этом участке собраны трилобиты *Lotagnostus* cf. *americanus* Billins, *Triarthrus* ex. Gr. *angelini* Linpars. *Hypermeccarpis* ex. gr. *armanta* H. et L. Видимая мощность 30 м.

По заключению Н.П.Лазаренко по определению трилобитов, отобранных из отложений п. 4, первая из трех перечисленных форм характерна только для верхней части верхнего кембрия, а две другие – определяют возраст вмещающих пород как поздний тремадок раннего ордовика.

Возраст степановской свиты на основании находок трилобитов датируется поздним кембрием-ранним ордовиком (тремадоком). Мощность свиты на руч. Каньонистый составляет 130-155 м. [102].

Следует отметить, что в районе кл. Степаново Ущелье и на других участках Пясинско-Фаддеевской площади на Восточном Таймыре фаунистически обоснованные отложения тремадока, четко привязанные к разрезам отсутствуют. На Восточном Таймыре преобладают отложения нижнего ордовика только аренигского возраста, что указывает на возможный стратиграфический перерыв между кембрием и ордовиком.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Нижний-верхний отделы

На полуострове Челюскин фаунистически охарактеризованные отложения ордовика (до 1960 г. ордовикского отдела силура) впервые были установлены в 1949 г. Л. Д. Мирошниковым и М. Г. Равичем в верхнем и среднем течении р. Широкая (ранее так называлась р. Гольцовая), а В. Я. Сычевым в районе левых притоков р. Каменная (правого притока р. Ленинградская). Еще ранее в 1947 г. А. С. Потехня закартировал в нижнем течении р. Октябрьская (ныне р. Фаддея) и в среднем течении р. Пека толщу черноцветных глинистых сланцев и отнес их к ордовик, но без фаунистического обоснования. Последующие работы ГТС-200, проведенные в 1980-1985 г.г. и ревизионные стратиграфические работы ФГУП «ЦАГРЭ», выполненные в 1994-1999 г.г. на этой площади, подтвердили правильность картирования указанных отложений [75, 102].

П е к и н с к а я свита (O_{1-2pk}) была выделена А. А. Макарьевым, Е. М. Макарьевой в 1984 г. при проведении ревизионных работ ГТС-200 полуострова Челюскин. Возраст свиты при картировании принимался кембрийским [75]. Стратотип свиты расположен в среднем течении р. Пека на участке 18,5-22,5 км от устья, где она со стратиграфическим несогласием залегает на отложениях верхней подсвиты продольнинской свиты. На участке нижнего течения р. Фаддея пекинская свита с стратиграфическим несогласием залегает на метаморфизованных образованиях симсовской толщи нижнего протерозоя и отложениях октябрьской, ждановской толщ нижнего рифея. Отложения свиты закартированы на р.р. Пека, Каменная (пр. приток р. Ленинградская), Широкая, Гольцовая; среднем течении р.р. Белянка, Жданова, нижнем течении р. Фаддея. Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки черных глинистых сланцев, интенсивно графитизированных, с прослоями (0,1-0,8 м) темно-серых до черных алевролитов и глинистых известняков. Мощность пачки 25 м. В средней части разреза преобладают темно-серые до черных мелкозернистые алевролиты с прослоями тонкоплитчатых до листоватых черных глинистых сланцев (0,1-0,6 м) и единичными прослоями тем-

но-серых глинистых известняков. Мощность – 38,0-39,0 м. Завершается разрез свиты пачкой ритмичного чередования (0,7-0,8 м) слабо мраморизованных темно-серых глинистых известняков и черных глинистых сланцев с тонкой горизонтальной слоистостью. В известняках из кровли пачки (по шлифам) установлены тонкие мелкие срезы неопределенной фауны. Мощность пачки 41-47 м.

Все породы интенсивно пиритизированы и смяты в мелкие изоклинальные складки с размахом крыльев 10-15 м. Углы падения на крыльях складок – 40-50° при общем простирании пород 330° (север-северо-запад).

В глинистых известняках из подошвы верхней пачки были выявлены немногочисленные микрофоссилии *Leiosphaepudia* ex. gr. *parva* Ass., которые, по заключению В. В. Кирьянова, характерны для позднего рифея Сибири и отмечаются в нижнепалеозойских отложениях Восточно-Европейской платформы.

При проведении ревизионных стратиграфических работ ФГУП «ЦАГРЭ» (1989 г.) Кабаньковым В.Я., Соболевской Р.Ф из стратотипа свиты на р. Пека были определены многочисленные граптолиты верхнего аренига *Tetragraptus* (*Eotetragraptus*) *amii* Lapw., *T.* ex. gr. *bigbyi* Skel., *Isograptus victoria maximodivegenes* Harr. и другие, а также лланвирские формы – *Tylograptus geniculi-formis flexilis* Harr., *Cryptograptus tricornis schaeferi* Lapw. и другие [102].

По данным Т. В. Янскаускаса, микрофоссилии вида *Leiosphaeridida* ex. gr. *parva* Ass. являются младшими синонимами вида *L. crassa* (Naum) emend. Ianskaus., голотип которого выделен С. Н. Наумовой из лонтоваской свиты нижнего кембрия Эстонии. Совместное нахождение этого вида микрофоссилий в фаунистически охарактеризованных отложениях нижнего-среднего ордовика позволяет значительно расширить и омолодить возрастной интервал рода *Leiosphaeridia* [46].

Мощность свиты в стратотипическом разрезе составляет 105-110 м.

Сходные по составу отложения пекинской свиты были установлены еще в 1948 г. в среднем течении р. Белянка в интервале 14,0-19,0 км от устья. Представлены они темно-серыми до черных глинистыми известняками, глинистыми сланцами с единичными маломощными прослоями (0,1-0,2 м) мелкогалечных конгломератов. В верхней и нижней частях толщи отмечаются знаки волноприбойной ряби. По данным Ф. Г. Маркова, из отложений участка р. Белянка А. М. Обут были определены редкие отпечатки граптолитов среднего-верхнего ордовика (лланвирн-карадок), т.е. с формальной точки зрения разрез по р. Белянка наращивает стратотипический разрез свиты по р. Пека.

Видимая мощность ордовикской толщи по р. Белянка составляет 80-100 м [38].

Фрагменты разреза пекинской свиты установлены на правом берегу нижнего течения р. Унга и в среднем ее течении, где из черноцветных глинистых извест-

няков были выделены единичные микрофоссилии *Leiosphaeridia* ex. gr. *parva* Ass. (определения В. В. Кирьянова).

Характерной особенностью темноцветных отложений пекинской свиты является повышенный радиометрический фон, который составляет 40-60 мкр/час в среднем течении р. Белянка, 70-80 мкр/час в среднем течении р. Широкая и от 60-70 до 150 мкр/час на левом берегу р. Гольцовая (напротив устья р. Дорожная). В зонах нарушений, по которым развиваются ярко-зеленые глинистые коры выветривания, радиометрический фон достигает 250 мкр/час.

Разрез пекинской свиты составлен на р. Широкая (в 13,0 км от устья) в 1995 г. при проведении стратиграфических работ ФГУП «ЦАГРЭ» Р.Ф.Соболевской, Ю.Г.Ахмадеевым, В.П.Матвеевым, В.Ю.Поповым. Разрез свиты на этом участке представлен в следующем виде (снизу-вверх):

1. Алевролиты окремненные черные с бурой корой выветривания. Мощность 30-40 м

2. Аргиллиты черные листоватые сильно пиритизированные с прослоями черных пиритизированных окремненных алевролитов. Мощность 20-25 м

3. Алевролиты окремненные черные тонкогоризонтальнослоистые с прослоями черных аргиллитов и кремней. В алевролитах – граптолитах – лланвирна – *Expansograptus* sp., *Phyllograptus* sp., *Pseudotrigrionograptus ensiformis* (J. H a l l), “*Glyptograptus*” sp. Мощность 20 м

4. Аргиллиты черные листоватые, сильно пиритизированные. Мощность 10 м

5. Алевролиты темно-серые до черных с подчиненными прослоями рыхлых аргиллитов с редкими *Climacograptus* aff. *bicornis* (J. H a l l), *Hallograptus* (?) sp. Эти граптолиты свидетельствуют о лланвирнском возрасте пород.

Мощность 35 м

Суммарная мощность толщи не превышает 115-130 м.

На ручье Болотный вскрыта незначительная часть пекинской свиты, где она по разлому контактирует с каменной толщей раннесилурийского возраста. Здесь обнажены (снизу вверх):

1. Алевролиты окремненные черные тонкогоризонтальные с редкими тонкими (2-4 см) прослоями темно-серых окремненных известняков. Вблизи подошвы пачки – граптолиты *Leptograptus* sp., *Dicellograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Hustedograptus teretiusculus* (H i s.), а вблизи кровли – *Climacograptus peltifer* L a p w., свидетельствующие о лланвирнском возрасте пород.

Мощность 25 м

2. Алевролиты окремненные черные тонкогоризонтальнослоистые, переслаивающиеся с рыхлыми черными аргиллитами, содержащими режкие граптолиты *Dicellograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Hustedograptus* sp.

Мощность 20 м

Суммарная мощность вскрытого разреза составляет здесь всего 45 м.

На основании немногочисленных граптолитов возраст толщи на руч. Болотный, как и на р. Широкая, ограничивается аренигом-лланвирном [55].

Приведенный разрез ниже-среднеордовикских отложений по р. Широкая в 1997 г. был выделен авторами как стратотип астрономической толщи, название которой дано по руч. Астрономический, левому притоку р. Крутая (бассейн верхнего течения р. Гольцовая). Учитывая, что руч. Астрономический на всем своем протяжении протекает по гранитоидам Южного массива, авторы листов считают название толщи крайне неудачным. Предлагается выделить стратотип ниже-среднеордовикских отложений по р. Пека, где имеется их наиболее полный разрез, отдав право выделения пекинской свиты Р.Ф.Соболевской, В.Я.Кабанькову в 1989 г.

В 1998 году на правом берегу р. Незваная (левый приток р. Жданова) в 12,4 км от устья Ю. Г. Ахмадеевым, В. П. Матвеевым и В. Ю. Поповым был составлен разрез нижней части пекинской свиты. В разрезе преобладают темно-серые, черные листоватые алевролиты, известковисто-доломитистые алевролиты, известняки доломитисто-глинистые темно-серые с желтовато-серой коркой выветривания, мергели темно-серые полосчатые тонкоплитчатые. Для пород характерна горизонтально-волнистая, реже косая, слоистость. В средней части толщи в алевролитах определены граптолиты *Adelograptus* sp., *Clonograptus* aff. *tenellus* Linnrs., *Thamnograptus* sp. indet., характерные, по заключению Р. Ф. Соболевской, для аренигского яруса нижнего-среднего ордовика. Видимая мощность нижней части свиты составляет около 65 м.

Более высокая часть разреза свиты была установлена этими же геологами по правому берегу р. Жданова в 2,5 км ниже устья р. Безымянная, где прослежены в переслаивании серые, темно-серые мергели тонкослоистые, известняки глинистые, черные окремненные алевролиты и аргиллиты. В средней части этой толщи установлены граптолиты верхнего аренига *Didymograptus* ex. gr. *bifidus* Hall., *Expansograptus* sp., *Tetragraptus* sp. indet. [102].

Мощность пекинской свиты составляет 105-130 м.

Гольцовская толща выделена в 1997 г. Р.Ф.Соболевской, Н.И.Соболевым, В.П.Матвеевым по материалам стратиграфических работ ФГУП «ЦАГРЭ», проведенными в 1995 г. Стратотипическая местность толщи – р. Широкая (левый приток р. Гольцовая) в 13,0 км от ее устья. Название толщи дано по р. Гольцовая. Нижняя граница толщи проводится по подошве пачки черноцветных алевролитов и сланцев с прослоями кремней.

На р. Широкая стратиграфически выше пекинской свиты после перерыва в обнаженности (мощность не установлена) залегают (снизу вверх):

1. Алевролиты окремненные темно-серые тонкоплитчатые до листоватых с прослоями темно-серых среднеплитчатых известняков. В алевролитах установ-

лены граптолиты: *Expansograptus* sp., *Glossograptus robustus* H s ü, *Dicellograptus* aff. *alabamensis* Rued., *D. parallelus* O b u t et S o b., *Dicranograptus bungei* O b u t et S o b.

Мощность 20 м

2. Алевролиты окремненные, переслаивающиеся с углеродисто-глинистыми сланцами и аргиллитами.

Мощность 20-35 м

3. Алевролиты черные горизонтальнослоистые, переслаивающиеся с кремнисто-глинистыми сланцами.

Мощность 20-30 м

4. Доломитизированная кремнисто-глинистая пятнистоокрашенная порода зеленовато-серого и зеленоватожелтовато-черного цвета, переслаивающаяся с черными сланцами и аргиллитами с граптолитами зоны *supernus*: *Climacograptus supernus* E. et W., *C. longispinus* T. H a l l , *Paraorthograptus pacificus kimi* (K o r e n'), *Arachniograptus chuchlensis* (P ř i b y l.).

Мощность 25-30 м

Нижняя часть толщи известна на кл. Степаново Ущелье, левом притоке р. Ленинградская, впадающего в 10 км ниже р. Заозерная, где она сложена исключительно одними сланцами. Ни нижняя, ни верхняя границы ее здесь не установлены. Разрез был изучен М.Н.Злобиным в 1954 г., а позднее (в 1958 г.) Р.Ф.Соболевской и В.П.Орловым.

Здесь снизу вверх по разрезу прослежены:

1. Сланцы глинистые, черные, тонколистоватые с граптолитами карадока, в том числе *Expansograptus* sp., *Glossograptus* ex gr. *hincksii* (H o p k.), *Nemagraptus gracilis* (J. H a l l).

Мощность 7-10 м

2. Сланцы глинистые черные листоватые с *Expansograptus* sp., *Glossograptus hincksii* (H o p k.), *Nemagraptus gracilis* (J. H a l l), *Diplograptus multithecatus* O b u t et S o b., «*Glyptograptus*» *euglyphus* (L a p w.).

Мощность 5-19 м

3. Сланцы глинистые, тонколистоватые с редкими граптолитами *Glossograptus fimbriatus* (H o p k.), *Climacograptus* sp., *Diplograptus foliaceus* (M u r c h.), «*Glyptograptus*» *euglyphus* (L a p w.).

Мощность 8-9 м

Возраст толщи на основании определений граптолитов принимается как позднеордовикский (карадок-ашгилл). Видимая мощность толщи стратитипической местности (р. Широкая) составляет 85-115 м [55].

Пекинская свита и гольцовская толща объединенные (O₁₋₃ pk + gl) выделяются в среднем течении р.р. Широкая, Жданова (2,5 км ниже устья р. Безымянная), Ленинградская (на участке кл. Степаново Ущелье)

в связи с невозможностью их раздельной рисовки в масштабе геологической карты. Состав объединенных отложений соответствует по составу пекинской свите и гольцовской толще. Суммарная мощность – 190-245 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний-верхний отделы

В пределах Пясинско-Фаддеевской геологической площади выделяется каменская и болотнинская толщи объединенные (S₁₋₂km+bl), которые развиты в верхнем течении р. Широкая, на руч. Болотный (правому притоку р. Тихая), по левому притоку р. Каменная (бассейн р. Ленинградская) и в среднем течении р. Жданова (2,5 км ниже руч. Безымянный).

Каменская толща выделена в 1995 г. Р.Ф.Соболевской, Ю.Г.Ахмадеевым, В.П.Матвеевым, В.Ю.Поповым и прослежена по элювиальными развалами и, реже, коренными выходами в верхнем течении р. Широкая, в истоках руч. Болотный и по левому притоку в нижнем течении р. Каменная. Составной стратотип толщи находится на р. Широкой на участке 13-14 км от ее устья и на правой составляющей руч. Болотный. Название толщи дано по реке Каменная – правому притоку р. Ленинградская, впадающего в 3,0 км ниже устья р. Жданова. Каменская толща залегает, скорее всего, со скрытым стратиграфическим несогласием на гольцовской толще позднего ордовика (из разреза выпадают самые верхние горизонты ашгилла и самые нижние – силура).

Отложения каменной толщи, представленные тонко переслаивающимися черными и коричневато-серыми аргиллитами и алевролитами. На отдельных интервалах аргиллиты углеродистые (сажистые), иногда окремненные, с тонкой листоватой отдельностью. В нижней части толщи установлены граптолиты *Glyptograptus* ex gr. *tamariscus* Nich., *Monograptus marii* Perner., *Pritograptus* aff. *regularis* Toerng. и другие, характерные, по заключению Р. Ф. Соболевской, для средней части лландоверийского яруса (азрон) нижнего силура. В средней части разреза установлены граптолиты *Globosograptus* sp., *Monograptus* sp., *Monolimacis* sp., *Octavites spiralis* Gein., *Streptograptus plumosus* Baily., и другие, типичные для верхней части лландоверийского яруса (телич). В самой верхней части разреза определены граптолиты *Cyrtograptus* sp. indet., *Pristiograptus dubius* Suess., характерные уже для венлокского яруса (шейнвуд) нижнего силура. Таким образом, в разрезе отсутствуют отложения основания лландоверийского яруса (рудана), что связано, очевидно, с перерывом осадконакопления. Мощность толщи в составленном стратотипе – 110-135 м [55.102].

К отложениям нижнего силура условно отнесена пачка терригенно-карбонатных пород, установленных А. А. Макарьевым и Е. М. Макарьевой в 1984 г. в среднем течении р. Пека. Здесь, в 24 км от устья, на повороте реки с

широтного на меридиональное направление в береговых обрывах снизу вверх по разрезу установлены:

1. Конгломераты зеленовато-серые, мелкогалечные (1-4 см), плитчатые. Угловатые и угловато-окатанные гальки, представленные серым кварцем и уплощенными обломками черных алевролитов, сцементированы грубозернистыми серыми гравелитами. Мощность 6,0 м.

2. Известняки органогенные желтовато-кремовые, плотные, с тонкими, до 5 см, прослойками пепельно-серых известняков. В верхней части слоя известняки алевритистые, с многочисленными остатками плохо определимой фауны.

Мощность 6,5 м.

3. Аргиллиты черные, тонколистоватые, углистые (сажистые по поверхности), с желваками марказита до 2-3 см. В верхней части – прослой темно-серых плитчатых известняков мощностью 1,0 м с плохо определимой фауной, аналогичной п. 2.

Мощность 11 м.

Породы смяты в складки с общим простиранием осей к северо-востоку (45°) и падением на крыльях с углами $30-50^\circ$. Далее, вниз по течению реки, прослежена зона нарушения шириной около 35 м, за которой начинается опорный разрез пекинской свиты. Видимая мощность разреза 23,5 м [75].

Приведенный разрез интересен тем, что ранее на основании предполагаемых находок хиолитохельминтов, характерных для томмотского яруса нижнего кембрия (предварительное заключение В. А. Сыроева) и, возможно, археоциат (предварительное заключение С. Н. Розова), указанные отложения относились к нижнему кембрию. Дополнительный просмотр палеонтологических шлифов с этого участка, выполненный В. Столбовой в 2011 г, указывает на возможное наличие срезов табулят (сирингопорид).

Б о л о т н и н с к а я т о л щ а названа по ручью Болотный, правому притоку р. Тихая (бас. р. Ленинградская). Она была выделена Р. Ф. Соболевской, Ю. Г. Ахмадеевым, В. П. Матвеевым, В. Ю. Поповым в 1995 году.

Стратотипический район распространения болотнинской толщи находится на р. Широкая, левом притоке р. Гольцовая, в 14-15 км от устья, и на левом притоке этой реки, впадающего в 16 км от ее устья.

Залегает она, скорее всего, согласно на породах каменной толщи раннего силура и ее нижняя граница проводится по подошве пачки темно-серых алевролитов, а верхняя – по основанию пачки сильно окремненных нитчато- и ленточно-слоистых доломитов, содержащих прослой кремнистых сланцев, относящихся к устьясинской свите поздесилурийского (пржидолского) – среднедевонского (эйфельского) возраста. Следует заметить, что на р. Широкая взаимоотношения между каменной и болотнинской толщами не наблюдались. Их разделяет переувлажненный, составляющий по мощности не более 10 метров.

Разрез представлен (снизу-вверх):

1. Алевролиты темно-серые до черных тонкоплитчатые (0,5-1 см) тонкогоризонтальнослоистые, включающие граптолиты основания лудлова: *Heisograptus* sp., *Lobograptus progenitor* U r b., *Bohemograptus praecornutus* U r b., *Bohemograptus sujarkovae* sp.nov., *Bohemograptus tenuis* (B o u ě.).

Мощность 20-30 м

2. Аргиллиты черные листоватые, переслаивающиеся с темно-серыми нитчатослоистыми алевролитами; встречаются линзы черных кремней. В аргиллитах – редкие граптолиты горстийского подъяруса лудлова: *Monograptus* sp., *Pristiograptus dubius* (S u e s s), *Bohemograptus* ex gr. *bohemicus* (B a r r.).

Мощность 40 м

Возраст болотнинской толщи на основании определений граптолитов принимается позднесилурийским (ранний лудлов). Мощность толщи в стратотипическом районе составляет 60-70 м [55].

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

У с т ь п я с и н с к а я с в и т а выделена Ю.У.Погребицким в 1960 г. и названа по приустьевой части р. Пясины, однако стратотип ее не был указан. За лектостратотип принят разрез свиты в верховьях р. Ленивая в 15 км ниже устья руч. Прозрачный. На площади листа она установлена только в верхнем течении р. Широкая и по левобережью р. Каменная. В лектостратотипе, где устьепясинская свита обнажена наиболее полно, она делится на три подсвиты: нижнюю, сложенную темно-серыми окремненными доломитами с характерной нитчатой слоистостью, переслаивающимися с тонкими прослоями черных глинистых сланцев; среднюю, состоящую из кремнистых известняков, фтанитов, углеродисто-глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, переслаивающихся между собой, и верхнюю, представленную желтовато-серыми алевролитами, серыми глинистыми сланцами с прослоями гипсов и песчаников с флорой. Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки серых окремненных нитчатослоистых доломитов, переслаивающихся с черными кремнисто-глинистыми сланцами.

На площади листа Т-45-48 свита, закартированная геологами ФГУП ЦАГРЭ в 1995 г., вскрыта почти исключительно в элювиально-делювиальных осыпях пород; коренные выходы встречаются спорадически, поэтому составить целостное представление о ее строении не представляется возможным.

Нижняя подсвита наблюдается в истоках р. Широкая, в 15-16,0 км от устья, где ее нижняя часть подтверждается наличием в элювиально-делювиальных развалах серых, коричневатых окремненных нитчатослоистых доломитов, переслаивающихся с черными глинистыми сланцами. Доломиты включают желва-

ки черных кремней и тонкие прослои последних. В сланцах, преслаивающихся с доломитами, встречаются редкие граптолиты *Saetograptus* ex gr. *leitwardinensis* (Н о г к.). Мощность около 50 м.

Позднесилурийский-среднедевонский возраст свиты обосновывается данными по площадям к западу листов. Пржидолский-эйфельский возраст определен на основании дакриоконарид, редких аммонитов, граптолитов и растительных осадков. В нижней подсвите встречены только граптолиты *Monograptus* sp., *Pristiograptus* sp. позднелудловского облика. Средняя подсвита включает раннедевонский (пражский-раннеэмсский) комплекс дакриоконарид: *Turkestanella acuaria* (Richter), *Nowakia* ex gr. *barrandei* Boucek et Prantl, *N.* ex gr. *zlichvensis* Boucek, *Styliolina fissurella* Hall, и др. В верхней подсвите встречены растительные остатки, отвечающие верхней части нижнего девона – нижней части среднего девона – *Taenioocrada decheniana* (Goepf.) Kr. et Weyl., *Protocthalopteris* sp., *Psilophyrites* sp.

Предполагаемая мощность свиты в пределах листа Т-45-48 составляет 150-200 м, а на западном Таймыре увеличивается до 380-440 м [18,55].

Фрагмент разреза нерасчлененных отложений среднего-верхнего девона был установлен А. А. Макарьевым и Е. М. Макарьевой в 1984 году в нижнем течении р. Жданова при проведении ревизионных работ. По левому борту реки в 19, 0 км от устья в береговых обрывах высотой 10-12 м в верхней части склона прослежены следующие пачки:

1. Известняки темно-серые мелкозернистые, мраморизованные, сильно рассланцованные, с прослоями темно-серых хлорит-серицитовых сланцев, перетертых по зоне нарушения до дресвы. Мощность 45 м.

2. Сланцы карбонат-хлорит-серицитовые темно-серые (по известковистым алевролитам), по зоне нарушения милонитизированные. В сланцах отмечаются прослои (до 5 см) черных песчанистых известняков, будинированных вплоть до образования псевдоконкреций размером 3-5 на 50-60 см. В этих известняках установлены споры *Stenozonotriletes* div. sp., *Acanthotriletes* div. p., *Dictyotriletes* (?) sp., *Lophotriletes* div. Sp., *Hymenozonotriletes* div. sp., которые, по заключению В. В. Кирьянова, указывают на средне-позднедевонский возраст отложений. Мощность 30 м.

Породы смяты в мелкие изоклиналильные складки с размахом крыльев 10-15 м. Оси складок ориентированы в северо-восточном направлении (50°) с углами падения на крыльях 50-75°. Общая мощность средне-верхнедевонских отложений составляет 75 м.

В связи с фрагментарностью выходов устьепясинская свита и нерасчлененные отложения среднего-верхнего девона на участке нижнего течения р. Жданова на геологической карте не показаны.

ЛЕНИВЕНСКО-КЛЮЕВСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПЛОЩАДЬ

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Нижний-средний отделы

Весеннинская толща (O₁₋₂vs) выделена Р. Ф. Соболевской в 1985 г. и названа по р. Весенняя, левому притоку р. Траутфеттер. Стратиграфический район ее распространения – р.р. Останцовая, Устремленная, левые притоки этой же реки. В бырангском геологическом районе весеннинская толща приурочена к Преградной грабен-антиклинали и прослежена от среднего течения р.р. Русловая, Жданова на юго-западе полосой шириной 20-25 км до среднего и нижнего течения р. Преградная. В стратотипическом районе нижняя граница весеннинской толщи согласная и проводится по кровле пачки косослоистых алевроитовых известняков верхнекембрийской-раннеордовикской грустнинской толщи. В стратотипе нижняя часть толщи сложена дымчатыми, голубовато-серыми доломитами косо- и горизонтальнослоистыми в переслаивании с серыми известняками, темно-серыми и черными глинистыми и углеродисто-глинистыми аргиллитами, единичными пластами внутриформационных серых конгломерато-брекчий. Верхняя часть разреза толщи более монотонна и представлена серыми и темно-серыми известняками с желваками кремней, зеленовато-серыми аргиллитами и мергелями с тонкой горизонтальной слоистостью и единичными прослоями черных граптолитовых аргиллитов. Возраст толщи определяется главным образом граптолитами, характерными для верхнего аренига. По заключению Р. Ф. Соболевской здесь установлены *Tetragraptus (Eotetragraptus) quadrigrachus* I. Hall, *Isograptus (Eotetragraptus) quadribrachiat* Nich., *Undulograptus austrodentatus* Harr. et Keble и другие. В верхней части разреза установлены граптолиты *Pseudoclimacograptus schaenbergi* Lapw., *Bergstroemigraptus crawfordi* Harr., *Glossograptus hincksii* Норк., по заключению Р. Ф. Соболевской, типичные для лланвирского яруса среднего ордовика. Возраст толщи определяется ранним ордовиком (аренигом) – средним ордовиком. Мощность толщи в стратотипическом разрезе составляет 180-200 м [18].

В пределах Бырангского геологического района схематичные разрезы весеннинской толщи составлены по притокам в среднем и верхнем течении р. Преградная, реках Перевальная и Проня. На р. Проня (левый приток р. Преградная) разрез толщи представлен известняками темно-серыми, черными, переслаивающимися серыми и черными тонкослоистыми аргиллитами. В верхней части разреза отобраны граптолиты *Paraglossograptus tentaculatas* I. Hall., *Climagraptus* sp., *Glossograptus fimbriatus* Норк. характерные, по заключению Р. Ф. Соболевской, для лланвирского яруса среднего ордовика. Мощность вскрытого разреза по р. Проня составляет 185 м [92].

Верхний отдел

Барковская свита (*O_{3br}*) выделена М. Н. Злобиным в 1956 г. и названа по р. Баркова, левому притоку р. Ленинградская (южное обрамление площади работ), но точное положение стратотипа не было указано. Кроме того, М. Н. Злобиным в барковскую свиту были отнесены черноцветные глинисто-карбонатные породы, в которых впоследствии были найдены граптолиты среднего ордовика.

В связи с этим Р. Ф. Соболевской и др. в 2000 году был предложен сводный разрез свиты, который состоит из трех частных разрезов. Первый из них расположен на правом берегу р. Нижняя Таймыра в 7-8 км выше устья р. Траутфеттер; второй – на р. Останцовая, левом притоке р. Траутфеттер, в 18-18,5 км от ее устья; третий – по береговым обрывам в верховьях р. Ленинградская. Здесь, в интервале 0,3-2,0 км ниже устья руч. Апрельский, составлен детальный разрез свиты.

В нижней части разреза (52,0 м) преобладают окремненные известняки пелитоморфные, известняки доломитовые серые, темно-серые, тонко-среднеплитчатые и черные окремненные алевролиты, аргиллиты с единичными прослоями (до 0,25 м) известково-доломитовых мергелей голубовато-серых. В средней части этого интервала отмечается пласт (19,0 м) пятнистых (зеленовато-серых, желто-черных) кремнисто-доломитовых мергелей с тонкой слоистостью.

В средней части свиты (65,0 м) преобладают черные алевролиты известковистые, тонколистоватые, с редкими прослоями зеленовато-серых глинистых известняков и темно-серые глинистые известняки с тонкой горизонтальной слоистостью. Мощность пачек колеблется от 5-8 м до 20 м. В верхах этой толщи (15,0 м) преобладают черные, темно-серые кремнистые алевролиты, мергели, окремненные доломиты.

В верхней части свиты (64,0 м) преобладают известняки серые крупнозернистые с голубовато-серой корочкой выветривания, известняки глинистые темно-серые с тонкой горизонтальной слоистостью с единичной пачкой (20 м) пятнистых (зеленовато-серых, желто-черных) кремнисто-доломитовых мергелей.

В нижней части разреза свиты в верхнем течении р. Ленинградская установлены граптолиты *Dicellograptus ulabamensis* Hiss., *D. paralelus* Obut et Sov., *Lep- tograptus* sp. и другие, характерные, по заключению Р. Ф. Соболевской, для переходной зоны лланвирского яруса среднего ордовика к карадокскому ярусу верхнего ордовика (лландейла). В верхней части свиты в среднем течении р. Жданова (2,5 км ниже по течению от устья р. Безымянная) определены граптолиты *Arachniograptus* sp., *Climacograptus tubuliferus* Lapw., *Rectograptus* ex. gr. *aplexicaulis* J. Hall. и другие, типичные для ашгиллского яруса верхнего ордовика. Мощность барковской свиты 180 м [92].

Весеннинская толща и барковская свита объединенные ($O_{1-3} vs+br$). Фрагмент объединенных отложений показан в юго-восточной части листа в связи с недостаточной изученностью этой площади. По составу отложения соответствуют указанным стратиграфическим подразделениям. Мощность – 385-395 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний-верхний отделы

Двойнинская толща и миддендорфская свита объединенные ($S_{1-2} dv+md$) в связи с их незначительными мощностями показаны на геологической карте совместно.

Двойнинская толща выделена Р. Ф. Соболевской в 1985 г. и названа по р. Двойная, левому притоку р. Траутфеттер, впадающему в 10 км от устья последней. На площади листов Т-45-48 выходы пород двойнинской толщи установлены на р. Жданова (2,5 км ниже устья р. Безымянная) и, возможно, в среднем течении р. Пека, а также прослеживаются в виде прерывистой полосы от верховьев р. Ленинградская (участок руч. Апрельевский) до среднего течения р. Преградная.

Двойнинская толща залегает, как правило, со стратиграфическим несогласием на барковской свите верхнего ордовика, и граница ее проводится по подошве пачки (10 м) черных окремненных известняков и алевролитов с прослоями черных кремней. Детальный разрез свиты был составлен на левом притоке р. Левая Каменная (4,5 км к северо-востоку от оз. Арктикразведка) и в истоках самой реки при проведении ревизионных стратиграфических работ на площади листов Т-45-48 ЦАГРЭ в 1995 г. (геологи Р.Ф.Соболевская, Ю.Г.Ахмадеев, В.П.Матвеев, Ю.В.Попов). Здесь, снизу вверх прослежены:

1. Известняки доломитизированные, серые, светло-серые с прослоями водорослевых известняков и редкими линзами черных кремней. В известняках отмечаются редкие брахилподы *Parastrophinella* (?) sp., распространение которых, по мнению Т.Л.Моздалевской, ограничено поздним ордовиком-ранним силуром. Видимая мощность – 10 м.

2. Известняки темно-серые, черные с тонкой горизонтальной слоистостью с прослоями черных глинистых сланцев, органогенно-обломочных известняков и черных кремней (2-3 см). В органогенно-обломочных известняках собраны брахилподы и табуляты, характерные для нижней части лладоверийского яруса (руддана). Мощность 15 м.

3. Известняки органогенно-обломочные (преимущественно криноидные) серые, массивные с прослоями темно-серых доломитовых известняков с редкими

брахиоподами *Alispiragracilis* Nikif., *Metifodia recta* Nikif., характерными для средней части лlandoверийского яруса (аэрон). Мощность 80-90 м.

4. Известняки органогенно-обломочные с прослоями доломитов серых, желтовато-скрых, по поверхности обхренных. В известняках найдены брахиоподы *Hindella* () sp., табулянты *Favosites prominens* Zhizh. И другие, которые определяют возраст отложений средним лlandoвери (аэрон). Мощность 20 м.

5. Известняки органогенно-обломочные темно-серые с прослоями темно-серых тонкоплитчатых известняков с включениями кремней. В органогенно-обломочных известняках – редкие брахиоподы *Pentamerus* (?) sp., которые, по заключению Т.Л.Модзалевской, характерны для лlandoверийского яруса нижнего силура. Мощность 25 м.

6. Известняки серые, криноидные с прослоями темно-серых черных мелкозернистых известняков с тонкими прослоями черных кремней. В нижней части пачки (20 м) известняки доломитистые с аналогичными прослоями черных известняков с кремнями. В верхней части пачки (10 м ниже кров) прослежен пласт (5,0 м) известняковой конгломерато-брекчии. Обломки размером до 7,0 см состоят из темно-серых известняков, сцементированных светло-серым известковистым материалом. Конгломерато-брекчии отчетливо слоистые, а по слоистости отмечается окремнение пород. В брекчиях установлены редкие брахиоподы *Pentamerus* (?) sp., и гратолиты *Monograptus* sp., *Streptograptus exiguous* Lapw., которые, по заключению Р.Ф.Соболевской характерны для верхней части лlandoверийского яруса (телича). Мощность 40 м [92].

Видимая мощность двойнинской толщи 190-200 м.

Фрагмент разреза толщи составлен в верхнем течении р. Ленинградская в 1995 году геологами ЦАГЭ Р.Ф.Соболевской, Ю.Г.Ахмадеевым, В.П.Матвеевым, Ю.Г.Поповым. По береговым обрывам реки в интервале 2,0-2,3 км ниже устья руч. Апрельский прослежена толща серых и темно-серых известняков с прослоями темно-серых известковистых алевролитов, черных глинистых сланцев и единичными прослоями карбонатных конгломерато-брекчий мощностью до 1,0 м. В верхней части толщи отмечаются тонкие прослой и линзы черных кремней. В средней части пачки в известняках встречены симметричные знаки ряби. Из пород нижней части толщи собраны граптолиты *Normalograptus angustus* Pern., *N. lubricus* Chen., *Paraclimacograptus killiani* Legg. и другие, характерные, по заключению Т.Н.Корень, для самой нижней части лlandoверийского яруса (рудана), которые на Таймыре собраны впервые. Выше по разрезу толщи определены многочисленные граптолиты *Globosograptus tenuissimus* Obut. et Sob., *Monograptus* sp., *Cephalograptus* sp., *Normalograptus* sp., и другие, характерные, по заключению Р. Ф. Соболевской, для верхней части лlandoверийского яруса (телич). Мощность толщи на этом участке составляет 115-120 м [92].

Миддендорфская свита выделена Р. Ф. Соболевской в 1985 г. на правом берегу р. Нижняя Таймыра со стратотипом, расположенным в 11,0 км выше устья р. Траутфеттер. Название свиты дано по пещерам Миддендорфа, которые расположены на этом участке русла реки. Свита расположена в бассейне рек Нижняя Таймыра, Двойная, а на площади листов Т-45-48 в верховьях р. Ленинградская, в среднем течении р. Жданова и нижнем течении р. Преградная (20-25 км от устья). Свита согласно залегает на двойнинской толще лландоверийского возраста и ее нижняя граница проводится по подошве пачки темно-серых известняков и сланцев с граптолитами основания венлока. В бассейне р. Левая Каменная (левого притока р. Преградная) в связи с раннесилурийским поднятием миддендорфская свита размыта и выпадает из разреза, и на двойнинской толще нижнего силура с размывом залегает верхнесилурийская пряминская свита. Амплитуда размыва составляет 150-200 м. На площади работ разрез свиты составлен В.П. Матвеевым в 1994 г. по левому берегу р. Преградная в 20 км от устья. В разрезе преобладают темно-серые до черных известняки, тонко-среднеплитчатые с большим количеством органического вещества и прослоями черных глинистых сланцев, черных кремней. В средней части разреза встречен единичный пласт (до 11,0 м) черных глинистых и углеродисто-глинистых сланцев с прослоями темно-серых известняков (до 0,25 м) и черных кремней. Завершается разрез пачкой дымчато-серых толстоплитчатых доломитов (11,0 м). Мощность составленного разреза составляет 75-80 м.

Возраст свиты определяется многочисленными находками граптолитов *Monograptus flemengii* Salt., *Testograptus testis* Barr., *Cyrtograptus lundgreni* Tullb. и др., характерных для верхней части венлока (гомер) нижнего силура. В верхней части разреза отмечаются граптолиты *Bohemograptus bohemicus* Barr., *Pristiograptus* sp., *Saetograptus linearis* Vouč., которые по заключению Р.Ф. Соболевской типичны для нижней части лудловского яруса (горсти) верхнего силура.

Фрагмент разреза свиты составлен по береговым обрывам в верхнем течении р. Ленинградская в 4,2 км ниже устья руч. Апрельский. Здесь в разрезе преобладают известняки серые, неяснослоистые с тонкими прослоями темно-серых, черных алевролитов и аргиллитов. В нижней части свиты (10 м выше подошвы) прослежен пласт черных окремненных пиритизированных алевролитов до 10 м мощностью с прослоями черных углеродистых аргиллитов. В средней части отмечается прослой алевролитов, содержащих каравеобразные конкреции серых пиритизированных известняков, из которых определены граптолиты *Bohemograptus* ex. gr. *bohemicus* Barr., *Pristiograptus* sp., *Saetograptus* sp. Указанный комплекс граптолитов, по заключению Р. Ф. Соболевской, характерен для нижней части лудловского яруса (горсти) верхнего силура. Видимая мощность свиты на этом участке составляет 100 м [92].

Мощность свиты в стратотипическом разрезе по р. Нижняя Таймыра составляет 195 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

На площади работ к указанным нерасчлененным отложениям относятся пряминская и приморская свиты объединенные (S_2-D_2pr+pm).

П р я м и н с к а я с в и т а выделена взамен нижнетаймырской свиты М. Н. Злобина в соответствии с кодексом стратиграфической номенклатуры. Свита названа по р. Прямая – левому притоку р. Нижняя Таймыра, впадающему в 3,0 км ниже устья р. Бунге. Стратотип свиты составлен по р. Нижняя Таймыра к югу от пещер Миддендорфа.

На площади работ свита установлена в верхнем течении р. Ленинградская (район руч. Апрельевский), на р. Левая Каменная и в среднем течении р. Преградная. Свита разделяется на две подсвиты, литологически достаточно схожие. На р. Преградная (20,0 км от устья) разрез свиты составлен в 1994 г. В. П. Матвеевым и Н. Н. Якименко, где установлено согласное залегание ее на миддендорфской свите. Далее, вниз по течению, на расстоянии около 2,0 км прослежена пряминская свита.

Нижняя подсвита в нижнем течении р. Преградная сложена преимущественно доломитами мелкозернистыми светло-голубовато-серыми, темно-серыми, серыми, иногда брекчвидными, которые ритмично (пачки по 50-70 м) чередуются с серыми и светло-серыми доломитизированными известняками. Отмечаются строматолитовые постройки и выщелоченные колонии табулят. Мощность подсвиты в составленном разрезе – 620 м.

На левобережье р. Левая Каменная (левый приток р. Преградная) разрез нижней части пряминской свиты отличается от описанного выше. Здесь свита трансгрессивно залегает на двойнинской толще нижнего силура (лландовера). Из разреза выпадает полностью миддендорфская свита и базальные пачки пряминской. Характерны многочисленные прослои серых карбонатных конгломерато-брекчий с обломками темно-серых известняков с криноидеями *Crotalocrinites dorealis* Yelt. и неопределимыми табулятами. Конгломерато-брекчии переслаиваются со светло-серыми и желтовато-серыми доломитами, а выше – полностью сформированы аналогичными доломитами. Мощность подсвиты на этом участке составляет 240 м.

Коренные выходы пород нижней подсвиты были установлены в верхнем течении р. Ленинградская в интервале 4,3-8,0 км ниже устья руч. Апрельевский. На данном участке они представлены чередованием крупных пачек серых и темно-серых тонкослоистых доломитов, редких кораллово-криноидно-водорослевых

биогерм протяженностью до первых сотен метров и мощностью до 30-40 м, редких прослоев внутриформационных карбонатных брекчий и темно-серых органо-генно-обломочных известняков. Мощность подсвиты на этом участке – 140-200 м.

Возраст нижней подсвиты фаунистическими находками обоснован слабо. В верхнем течении р. Жданова, в 15 км вверх по реке от устья р. Горная, к свите условно отнесена пачка темно-серых доломитизированных известняков со строматопоридоидеями *Ecolimadictyon quasifastigiatum* Bogoyavl., *Gerronostroma* ex gr. *Eoncentricum* Javog., которые, по заключению О. В. Богоявленской, известны из бобриковского горизонта восточного склона Урала (пржидольский ярус верхнего силура). В нижнем течении р. Преградная (18,6 км от устья) из отложений свиты определены табуляты *Favosites socialis* Sok. et Tes., *Squameofavosites* sp., *Syringopora* cf. *shmidtii* Tchern., которые, по заключению В. Н. Дубатолова, типичны для лоховского – эмского ярусов нижнего девона азиатской части России.

Мощность нижней подсвиты изменчива и колеблется от 240 до 350 м.

Верхняя подсвита прослежена по р. Преградной ниже по течению от выходов нижней подсвиты. В разрезе преобладают темно-серые, черные доломитизированные известняки с коралловыми, кораллово-водорослевыми биостромами с прослоями (2-10 см) органо-генных известняков. К нижней части разреза (70 м от подошвы) приурочены редкие пласты (1-3 м) серых кавернозных доломитизированных известняков. В верхах разреза (150 м ниже кровли) преобладают темно- и светло-серые доломитизированные известняки битуминозные, кавернозные с прослоями темно-серых глинистых известняков. В нижней части подсвиты (100-110 м выше подошвы) определены многочисленные табуляты: *Adetopora* sp., *Pachifavosites* sp., *Favosites* aff. *sublaut* Dubat. и др., которые, по заключению В. Н. Дубатолова, характерны для лоховского-эйфельского ярусов нижнего-среднего девона восточного склона Урала. К этому же стратиграфическому уровню приурочены находки строматопоридей *Amfipora* sp., *Stelleopora barbara* Bogoyavl., *S. analoga* Bogoyavl. и др., которые, по заключению О.В. Богоявленской, типичны для лоховского-пражского горизонтов нижнего девона западного склона Южного Урала. Мощность верхней подсвиты – 480-500 м.

Суммарная мощность пряминской свиты на участке р. Преградная составляет 720-850 м без учета мелких изоклинальных складок [92].

Пряминская свита была выделена в 1956 г. М. Н. Злобиным, которым был описан ее стратотип по р. Нижняя Таймыра в 8-9 км выше устья р. Траутфеттер. На площади листов свита фрагментарно установлена в среднем-нижнем течении р. Преградная и верхнем течении р. Городкова, где она согласно (?) залегает на пряминской свите. Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки светло-серых толсто-среднеплитчатых известняков. На р. Преградная про-

слежена, очевидно, только нижняя часть приморской свиты видимой мощностью всего 70 м, которая представлена светло-серыми толсто-среднеплитчатыми известняками, содержащими остатки ругоз, ампифор, строматопорат, остракод и фораминифер. Из подошвы свиты определены фораминиферы *Parathuramina* ex gr. *paulis* Вук., *Auroria* cf. *singularis* Pojark., *Irregularina* sp., которые, по заключению Т. И. Степановой, характерны для среднего-позднего девона. В 10 м от подошвы определены строматопороидеи *Simplexodicion carnicum* Vin. de Regny и табуляты *Favosites goldfussi* Orb., которые не дают достаточно точного определения я возраста. По мнению О.В. Богоявленской и В. Н. Дубатолова указанные строматопороидеи впервые появляются в позднем эмссе, а вторые – в раннем, но более характерны для эйфельского яруса среднего девона. В верхней части разреза толщи известняков (40 м) определены среднедевонские строматопораты *Strachioides* sp. indet., *Dendostroma* sp. indet. и табуляты *Caliopora* cf. *graciosa* Yapanet., типичные представители которых распространены в эйфельском ярусе среднего девона Восточного Урала. В связи с этим остается открытым вопрос о возможном стратиграфическом несогласии между пряминской и приморской свитами на Восточном Таймыре – в разрезах отсутствуют достоверные определения фауны эмского яруса нижнего девона. Возраст приморской свиты на листах Т-45-48 принимается раннедевонским (поздний эмс) – среднедевонским (эйфель). Видимая мощность свиты на участке р. Преградная – 70 м [92].

Мощность приморской свиты в стратотипическом разрезе по р. Нижняя Таймыра, по данным Р. Ф. Соболевской, составляет 680-760 м [18].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел

Фаддеевская свита (*D_{3fd}*) была выделена М. Н. Злобиным в 1962 г. Стратотип свиты составлен по р. Нижняя Таймыра в 9-10 км выше устья р. Траутфеттер. В стратотипическом разрезе свита согласно залегает на приморской свите; по кровле последней пачки светлоокрашенных доломитов проводится граница между свитами. На площади листа Т-45-48 свита прослежена широкой полосой северо-восточного простирания от устья р. Горная через левые притоки р. Левая Каменная и верховья р. Городкова к истокам руч. Гигант (левого притока р. Преградная). Схематичные разрезы свиты по элювиально-делювиальным развалам были составлены в 1994 и 1999 г.г. В. П. Матвеевым и В. Ю. Поповым на участке нижнего течения р. Городкова и в истоках р. Рубежная.

В основании разреза залегает пачка (50 м) темно-серых доломитизированных известняков с прослоями черных глинистых известняков и внутриформационных карбонатных конгломератобрекчий. Вышележащая часть разреза (200 м) пред-

ставлена чередованием пачек по 40-50 м темно-серых мелкокристаллических известняков, черных окремненных известняков с прослоями серых органогенно-обломочных и темно-серых глинистых известняков.

В верхнем течении р. Городкова (южный склон в. о. 314,0) в отложениях свиты были определены брахиоподы *Desquamatia* sp., *Carinatina* sp., *Hypothyryna* sp., характерные, по заключению С. В. Черкесовой, для средней части франкского яруса верхнего девона. В междуречье истоков р. Рубежная – руч. Гигант (левого притока р. Преградная) из нижней части свиты был собран комплекс брахиопод *Adolfspirifer* sp., *Desquamatia* sp., *Lazutkina* (?) sp., *Carinatina* sp., *Theodossia* (?) sp., *Tenuiatrupa* sp., характерный, по заключению С. В. Черкесовой, для франкского яруса верхнего девона и, возможно, для самых верхов эйфельского яруса среднего девона. Здесь же, впервые на восточном Таймыре, были установлены дакриоконариды (тентакулититы) *Stiliolina* sp., *Stratostiliolina paucicjstata* Bouček, которые, по заключению А. А. Егоровой, имеют достаточно широкий возрастной интервал – от пражского яруса нижнего девона до франкского яруса верхнего девона. Мощность свиты не менее 250 м [92].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Нижний – средний отделы

Впервые каменноугольные отложения на восточном Таймыре были выделены в 1950 г. Г. П. Вергуновым при проведении геологической съемки масштаба 1:1 000 000 по южному побережью залива Фаддея. Они были установлены в истоках правых притоков р. Становая, в верхнем течении р. Городкова, по левым притокам р. Преградная. К востоку, за пределами площади листа Т-45-48, указанные отложения картировались в истоках р. Ключевка и в верхнем течении р. Географов.

В о л ь н и н с к а я с в и т а (C₁₋₂vI) была выделена Н. Н. Соболевым в 1999 г. на Центральном Таймыре и названа по р. Вольная, правому притоку р. Шренк. Стратотип свиты расположен в междуречье рек Песчаная – Вольная (правые притоки р. Шренк), а парастратотип – в верховьях р. Нюнькаракутари.

По данным Ф. Г. Маркова, в истоках рек Становая и Преградная нижнекаменноугольные отложения с размывом залегают на отложениях верхнего девона. В основании разреза отмечаются маломощные конгломераты, а выше их расположена толща грубослоистых серых доломитов и доломитизированных известняков мощностью до 400 м. В известняках обнаружены брахиоподы, характерные, по заключению О. Л. Эйнора, для визейского яруса нижнего карбона [38].

За пределами площади, к юго-востоку от верхнего течения рек Жданова, Преградная, Проня, по данным М. Н. Злобина, турнейские известняки с размывом залегают на различных горизонтах верхнего девона. На границе верхнего девона и нижнего карбона в верхнем течении рек Жданова, Ключевка, Нюнькаракутари,

руч. Бокситовый встречаются прослои бокситов тиманского типа, представленные красноцветными аллитами. На отдельных участках они образуют пять пластов суммарной мощностью 7-8 м. Нижний пласт мощностью 1,7 м близок к железистым бокситам с повышенным кремневым модулем. Выше залегают известковистые конгломераты, мощность которых меняется от 2,0 до 25 м. Возраст конгломератов является спорным. Р. Ф. Соболевская, ссылаясь на М. Н. Злобина, относит их к турнейскому ярусу нижнего карбона [18]. Ф. Г. Марков, по данным Г. П. Вергунова, описывает по правой составляющей истоков р. Ключевка толщу (600 м) темно-серых глинистых известняков, которые с угловым несогласием (?) залегают на мраморизованных доломитизированных известняках с фауной визейского яруса среднего карбона. В основании толщи глинистых известняков располагается пачка крупногалечных серых конгломератов мощностью от 1-2 до 25 м. Гальки в конгломератах плохо окатаны и состоят из разнообразных известняков нижнего карбона, серых известковистых песчаников и филлитов, диабазов, цементированных карбонатным материалом. Размер галек колеблется от 1-2 до 5-7 см.

Схематический разрез вольнинской свиты был составлен в 1995 г. В. П. Матвеевым и В. Ю. Поповым в верхнем течении р. Городкова (участок руч. Сетевой, в. о. 377,0 – 314,0). По их данным, свита без видимого несогласия (наблюдения по элювию) перекрывает породы фаддеевской свиты верхнего девона и представлена чередованием пачек по 5-20 м серых, голубовато-серых тонкоплитчатых, черных глинистых известняков с прослоями органогенных известняков, включениями кремней. В верхней части разреза (50 м) отмечаются прослои по 1-2 м серых конгломератобрекчий и тонкие прослои кремней.

Из нижней части разреза свиты определены немногочисленные брахиоподы *Eudoxina media* Leb., *Plicochonetes* cf. *tuberculatus* Coy., характерные, по заключению В. П. Матвеева, для раннего-позднего турне нижнего карбона. Более высокие уровни разреза охарактеризованы брахиоподами *Gigantoproductus tenuitestis* Janis., *Latiproductus* ex. gr. *latipriscus* Saryt., *Dictyoclostus* cf. *pinguis* Dedok, типичными, по заключению В. П. Матвеева, для позднего визе – раннего серпухова нижнего карбона. На участке северного склона в. о. 377 в 900 м к востоку от участка составления разреза и на 100 м гипсометрически выше, среди элювиальных развалов органогенно-обломочных известняков были определены брахиоподы башкирского яруса (макаровский горизонт) среднего карбона: *Eomarginifera* cf. *rugosa* Lichar., *E. migai* Tschern., *Reticulatia byrangi* Einor. и другие [92].

Видимая мощность свиты на этом участке составляет 100-150 м. На Центральном Таймыре суммарная мощность вольнинской свиты составляет 500-700 м.

Южнобыррангский геологический район

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ – ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Турузовская свита (C_2 - P_{1tr}) была выделена Л. А. Чайкой в 1952 году на северном берегу оз. Таймыр. Стратотип свиты расположен в восточной части озера на м. Туруза-Мола. В качестве парастратотипа свиты и турузовского горизонта И. С. Грамбергом в 1975 году был предложен участок в среднем течении р. Фадьюкуда, между ручьями Волчий и Железный. В стратотипическом разрезе нижняя граница свиты проводилась по подошве серых мелкозернистых песчаников.

На ГКК-1000/2 выходы турузовской свиты показаны в истоках рек Проня, Русловая и по северному подножью в.о. 848. В разрезе свиты преобладают темноцветные алевролиты и аргиллиты, а песчаники играют подчиненную роль. В нижней части свиты собраны брахиоподы *Jakutoproductus heraskovi* Kash., которые, по заключению В. И. Устрицкого, распространены в московском ярусе среднего карбона и верхнем карбоне [18]. Пермский возраст отложений обосновывается определениями мшанок из разреза в верховьях р. Клюевка к востоку от площади работ, где, по заключению В. П. Нехорошева, установлены *Reteporida taimyrensis* Nekhor., *Batostomella* sp. и другие, характерные для артинского яруса нижней перми. По данным Ф. Г. Маркова, в верхнем течении р. Клюевка нижнепермские отложения со стратиграфическим несогласием залегают на отложениях верхнего карбона [38]. Учитывая, что описание разреза турузовской свиты в верховьях рек Проня и Русловая отсутствует в Легенде Госгеолкарты-200, а в списках фаунистических остатков с этого участка нет определений фауны среднего карбона – нижней перми, отложения турузовской свиты на геологической карте показываются условно. Мощность свиты изменяется от 250 на севере Центрального Таймыра до 500-1100 м на юге [17].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения развиты на локальном участке в юго-восточной части площади в верховьях рек Русловая, Преградная, ручьев Старый и Июльский (правые притоки р. Преградная). Они включают нижний-верхний отделы – быррангскую, соколинскую и байкурскую свиты.

Нижний отдел

Быррангская и соколинская свиты нерасчлененные (P_{1br-sk}) выделяются на локальном участке в юго-восточной

части листа в основании северо-западного склона в.о. 848, расположенной в верхнем течении р.р. Русловая, Преградная.

Быррангская свита выделена Л. А. Чайкой в 1952 году на восточном берегу оз. Таймыр и названа по горам Бырранга. Лектостратотип свиты и горизонта установлен В. И. Устрицким и Г. Е. Черняком по ручьям Рудный и Аргиллитовый, притокам р. Северная (район оз. Таймыр). Описание разрезов свиты на листе Т-45-48 отсутствует, а наиболее полный разрез составлен к востоку от площади работ в верховьях р. Ключевка, где, по данным Ф. Г. Маркова, известняки верхнего карбона со стратиграфическим несогласием перекрыты горизонтом известняковых конгломератов. Выше залегает немая толща нижнепермских (?) белесых песчаников среднезернистых, кварц-полевошпатовых, толсто-плитчатых мощностью 45-50 м, которые сменяются пачкой мощностью 50 м темно-серых, черных песчанисто-глинистых сланцев с кремнистыми стяжениями. Завершается разрез толщей (200 м) серых мелкозернистых песчаников известковистых с тонкими линзовидными прослоями известняков в верхней части. По всему разрезу отмечаются отпечатки волноприбойной ряби, что свидетельствует о морском генезисе пород. Мощность нижней части разреза свиты составляет 300 м. Выше согласно залегает мощная толща (до 700 м) темно-серых разномзернистых песчаников с тонкими прослоями серых известняков и мергелей. Из этой толщи собраны многочисленные остатки брахиопод, мшанок, пелеципод и криноидей. По заключению О. Л. Эйно и В. П. Нехорошева, комплекс фаунистических остатков характерен для артинского яруса нижней перми и встречается в верхах этого яруса на западном Таймыре и в Печорском бассейне [38]. Мощность свиты – 400-1000 м.

Соколинская свита была выделена Л. А. Чайкой в 1952 году и названа по р. Соколиная, которая впадает в оз. Таймыр с востока. Позднее С. Б. Шишловым в 1991 году был предложен лектостратотип свиты по руч. Скалистый, правому притоку р. Красная. Свита распространена на тех же участках, что и быррангская – в верховьях рек Преградная и Ключевка, где залегает согласно на последней. Нижняя граница свиты проводится по подошве 25-метровой пачки буровато-серых разномзернистых песчаников с прослоями углистых аргиллитов. В нижней части свиты отмечаются линзы и прослой мелкогогалечных конгломератов мощностью до 1,0 метра. Средняя и верхняя части свиты представлены серыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, темно-серыми до черных глинистыми сланцами с маломощными прослоями каменных углей (антрацитов). В аргиллитах обнаружены многочисленные отпечатки крупных листьев кордаитовых, представленные, по определению Н. А. Шведова, *Rufloria tajmyrica* (Schwed.) S. Meyen, *R. aff. derzavinii* (Neub.) S. Meyen, *R. Aff. Theodori* (Zal. Et Tchirk) S. Meyen., известными из верхов балахонской серии нижней перми Кузбасса [38].

В верховьях р. Преградная, на левобережье (2,8 км к востоку от в. о. 848), растительные остатки, собранные из соколинской свиты, по заключению Ю. Г. Гора, представлены крупными листьями кордаитовых, которые наиболее характерны для соколинского горизонта Таймыра и бургуклинской свиты кунгурского яруса нижней перми Тунгусского бассейна [92]. Мощность соколинской свиты в верховьях р. Клюевка составляет не менее 800 м.

Мощность нерасчлененных отложений быррангской и соколинской свит в верховьях р.р. Преградная, Русловая, возможно, сокращается до 400-500 м.

Б а й к у р с к а я с в и т а (*P₁bk*) была выделена Л. А. Чайкой в 1952 году и названа по заливу Ям-Байкура озера Таймыр. Лектостратотип свиты установлен в 1963 году В. И. Устрицким и Г. Е. Черняком по притокам р. Цветочная (северный берег оз. Таймыр). В пределах листа Т-45-48 свита закартирована в самой юго-восточной части в истоках ручьев Старый и Июльский (правые притоки в верховьях р. Преградная) – участок в.о. 597 и 740. В объяснительных записках к листам Т-48-50 Госгеолкарты-1000/2 и к Легенде ГГК-200 описание разреза свиты по указанной площади отсутствует, в связи с чем описание ее дается по лектостратотипу на р. Цветочная, где она согласно залегает на соколинской свите.

В основании разреза свиты залегает пачка черных рассланцованных аргиллитов мощностью 15 м, по подошве которой проводится граница между свитами. В нижней части разреза чередуются пачки по 10-15 м черных аргиллитов, алевролитов и светло-серых разномерных песчаников. К югу от границы листов, в истоках р. Каменная, в разрезе свиты преобладают темноцветные алевролиты и аргиллиты, в которых определены брахиоподы *Paechalmanica* cf. *omolonensis* Lich., *Strophalosia multuberchalata* Ustr., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm. и другие, характерные, по заключению В. И. Устрицкого, для уфимского яруса нижней перми. Мощность нижней части свиты составляет 190 м [18].

В средней и верхней частях свиты преобладают черноцветные алевролиты с прослоями серых кварц-полевошпатовых песчаников, в которых отмечаются отпечатки брахиопод. В самой кровле (20-30 м) преобладают черные углистые аргиллиты с отпечатками листьев кордаитовых. Очевидно, с этого уровня в истоках руч. Июльский (2,6 км к северо-востоку от в.о. 740) был определен обширный комплекс растительных остатков кордаитовых: *Cordaites kuznetskiana* (Gorel.) S. Meyen., *Rufloia* cf. *olzerassica* (Gorel.) S. Meyen., *Paracalamites* cf. *viccinalis* Radcz. и другие, характерные, по заключению Ю. Г. Гора, как для соколинского, так и для байкурского горизонтов Таймыра [92].

Мощность свиты 400-500 м.

Средний-верхний отделы

Черноярская свита ($P_{2-3}čr$) выделена Л. А. Чайкой в 1952 году и названа по р. Черные Яры – правому притоку р. Нижняя Таймыра. Лектостратотип свиты установлен Р. В. Соломиной и М. В. Дуранте в 1991 году в среднем течении р. Черные Яры. Свита является стратотипом одноименного регионального горизонта Таймыра. Наиболее полные разрезы свиты составлены по рекам Кыйда, Фалабигай, Цветочная, Заячья. На площади листа Т-45-48 свита закартирована в верхнем течении р. Преградная и занимает межгорную впадину между в. о. 848 (на северо-западе) и в.о. 740. Описание разреза свиты приводится по стратотипу, в котором свита достаточно четко разделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена ритмичным переслаиванием темноцветных песчаников и алевролитов с единичными прослоями каменного угля мощностью по 0,1-0,5 м. В песчаниках и алевролитах встречены морские лагунные двустворки, а в верхней части подсвиты отмечаются отпечатки кордаитовых *Cordaites insignis* (Radcz.) S. Meyen., *Candalepensis* (Zal.) S. Meyen., *Cassinervia abaschevensis* Gorel. и другие. Нижняя подсвита соответствует нижнему подгоризонту черноярского горизонта (нижней части татарского яруса).

Верхняя подсвита прослежена по мелким притокам в среднем течении р. Черные Яры и представлена ритмичным чередованием темноцветных алевролитов, аргиллитов, многочисленных пластов угля рабочей мощности (1,3–6,0 м), светло-серых полимиктовых и кварц-полевошпатовых песчаников с линзовидными прослоями полимиктовых конгломератов. Мощность чередующихся пачек (ритмов) составляет 50-60 м. Пласты углей сложены неяснополосчатыми блестящими и полублестящими разностями с маломощными прослоями углистых аргиллитов и алевролитов. Угли представлены смешанными дюрено-кларенами с переходом к кларено-дюрену. Наиболее мощные прослои углей приурочены к средней части подсвиты. Комплекс флористических остатков практически идентичен таковым из нижней подсвиты. Дополнительно появляются виды *Tungussocarpus tychtsensis* (Zal.) Such., а из двустворок отмечаются *Concinella ambita* Lob., которая характерна для верхней части разрезов бражниковской свиты и черноярского горизонта Таймыра [38].

В верхнем течении р. Преградная из отложений свиты был определен обширный комплекс флористических остатков: *Cordaites* cf. *clercii* Zal., *C.* cf. *kuznetski-anus* (Gorel.) S. Meyen, *Lepeophyllum actaeonelloides* (Gein.) Radcz., *Ruflorea* cf. *taimyrica* (Schwed.) S. Meyen, *Tungussocarpus tychtsensis* (Zal.) Such. и мелкие двустворки *Najadites* sp. По заключению Ю. Г. Гора, комплекс растительных остатков является типичным для черноярского горизонта (низы татарского яруса верхней перми). Отличием является отсутствие остатков папоротников, которые широко распространены в стратотипическом разрезе свиты [92].

Мощность свиты изменчива и колеблется от 1000 м на западном Таймыре до 500 м на Центральном Таймыре.

СЕВЕРОТАЙМЫРО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Западно-Челюскинская геологическая площадь

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения кембрийского возраста наиболее широко развиты в западной части полуострова Челюскин и прослежены от м. Челюскин на севере до островов и акватории архипелага Норденшельда на юго-западе.

По данным предыдущих исследований, указанные отложения картировались по-разному. По материалам геологической съёмки масштаба 1:1 000 000 под руководством Б.Х.Егиазарова, флишоидная серия пород относилась к *ждановской* свите верхнего протерозоя [16]. На аэрофотогеологической карте масштаба 1 : 500 000 Таймырской складчатой области В. В. Беззубцев эти отложения на западе п-ва Челюскин отнес к нерасчленённым верхнерифейским-кембрийским отложениям [3]. А. И. Забияка, на основании определений абсолютного возраста по галениту из кварцевых жил в чёрных сланцах м. Челюскин (1050 млн. лет), отнёс флишоидные отложения западной части полуострова к харитоновской серии верхнего протерозоя Западного Таймыра.[23]. При проведении геологической съёмки масштаба 1 : 200 000 полуострова Челюскин в 1980 – 1985 г.г. А. А. Макарьев и Е. М. Макарьева флишоидную серию пород отнесли к нижнему-среднему кембрию и выделили 4 толщи (снизу – вверх): паландерскую, челюскинскую, свердрупскую и куйбышевскую. Возраст этих отложений обосновывался находками микрофоссилий венда – нижнего кембрия в подстилающих флишоидную серию отложениях.

В рамках проведения работ по объекту Госгеолкарты – 1000/3 по листам Т–45–48 в 2008 г. из флишоидных отложений западной части полуострова Челюскин (паландерская, челюскинская толщи) были отобраны пробы на определение изотопного возраста детритовых цирконов (7 проб). Результаты этого анализа подтвердили раннепалеозойский возраст этих отложений и правильность стратиграфической схемы, разработанной при проведении геологической съёмки масштаба 1 : 200 000 [75].

Нижний отдел

Нижнекембрийские отложения западной части полуострова Челюскин разделяются снизу вверх на две толщи – паландерскую и челюскинскую.

П а л а н д е р с к а я т о л щ а (ϵ_{1pl}) наиболее широко развита в юго-западной части п-ова Челюскин на участках р.р. Олай, Мелкая, оз. Ураган. Локальные выходы толщи, приуроченные к антиклинальным структурам в поле развития ниже-среднекембрийских отложений, закартированы в среднем тече-

нии р. Тессема, верховьях р.р. Берга, Анжелика, Летняя, Серебрянка. Для толщи характерен песчанистый состав пород, зеленовато-серая окраска, ритмичное строение.

Стратотипический разрез толщи составлен в 1982-1983 г.г. А. А. Макарьевым на участке бухты Паландера в среднем течении р. Мелкая (7,5 км от устья) и нижнем течении р. Олай (5,0 км от устья). Взаимоотношения с подстилающими отложениями в стратотипическом районе не установлены, и нижняя граница толщи условно проводится по подошве пачки тёмно-зелёных, пятнистых кварцевых алевролитов с тонкой, косой, волнисто-горизонтальной слоистостью. В кровле этой пачки (мощность 10,0 м) отмечается прослой (0,15 м) внутриформационных тёмно-зелёных конгломератов, состоящих из уплощенных галек (обломков) чёрных глинистых сланцев, сцементированных песчано-алевритистым материалом. По зонам нарушений породы легко разрушаются и переходят в зелёные глины с мелкой дресвой алевролитов.

Для нижней части разреза толщи характерно ритмичное чередование зеленовато-серых, реже серых мелко-среднезернистых песчаников и зеленовато-серых, зелёных алевролитов кварцевых, полевошпатово-кварцевых. Мощность прослоев песчаников колеблется от 1,0 м до 4,5-5,2 м, а алевролитов – от 0,2 до 1,2 метра. Отмечаются единичные прослои тёмно-серых гравелитистых песчаников мощностью до 1,3 м, а в верхах разреза – прослой песчаников до 3,0 м мощности, содержащий многочисленные уплощенные, овальные конкреции светло-серых, бурых по поверхности выветривания, полевошпатово-кварцевых песчаников с базальным карбонатным цементом. Этот горизонт конкреций является хорошим маркером при картировании толщи на участке бухты Паландера. Для гравелитистых песчаников характерен полимиктовый состав обломочной части: кварц – 40%, пелитизированные плагиоклазы – 10-15%, песчаники, кварцито-песчаники, алевролиты – 20%; серицитовые сланцы – 5-7%, андезиты, андезито-дациты – 15%, гранитоиды – 2-3%. Цемент в песчаниках слюдисто-хлорит-кварцевый, базальный, реже поровый. Видимая мощность нижней части разреза паландерской толщи по р. Мелкая составляет 85 м.

Вышележащая часть разреза составлена в нижнем течении р. Олай (5,0 км от устья). Здесь, по береговым обрывам левого берега реки высотой до 5-7, прослежена аналогичная толщина ритмичного чередования зеленовато-серых, серых мелко-среднезернистых песчаников и алевролитов кварцевых, полевошпатово-кварцевых, зеленовато-серых, зелёных. В отличие от нижней части разреза, отмечается уменьшение мощности прослоев песчаников до 0,2-0,7 м, алевролитов до 0,2-0,4 м и появление в разрезе прослоев серых глинистых сланцев (хлорит-серицит-кварцевых). В верхах толщи отмечаются прослои до 1,0 м мощностью светло-зеленовато-серых гравелитистых песчаников, переходных к гравелитам, полимиктитовых с базальным хлорит-серицит-кварцевым цементом. В составе

обломочной части гравелитов происходит уменьшение обломков кварца до 25-30%, увеличение количества зёрен метаандезитов, андезитов-дацитов до 20% и появление зерен гранитоидов с мирмекитовой структурой – до 5%. Видимая мощность верхней части разреза паландерской толщи на участке р. Олай составляет 125 м.

Из отложений паландерской толщи на участке побережья в 12 км к северу от м. Вездеход в 2008 году была отобрана проба для определения изотопного возраста детритовых цирконов. Из 35 зёрен цирконов, для которых определён возраст, 3 зерна (9%) имеют возраст 528 млн. лет (нижняя часть Є_1) и 5 зёрен (14%) – 606 млн. лет (граница верхнего рифея – нижнего венда). На основании этого возраст паландерской толщи условно принимается раннекембрийским. Видимая мощность толщи составляет 210 м.

Челюскинская толща ($\text{Є}_1\text{ц}$) объединяет темноцветные породы – преимущественно песчаники и гравелиты с подчинённым количеством черноцветных алевролитов и глинистых сланцев. Отложения толщи широко развиты на северной оконечности полуострова Челюскин (мысы Челюскин, Вега, устье р. Кунар, о. Зари), в средней части полуострова Челюскин (среднее течение р. Серебрянка на участке от т. Аструпа до устья р. Летняя) и в районе бухты Паландера (нижний каньон р. Мелкая, р.р. Олай, Разветвлённая, оз. Ураган). Стратотипический разрез толщи составлен в 1980 г. А. А. Макарьевым, Е. М. Макарьевой на м. Челюскин на участке побережья от о. Зари до м. Магнитный. Нижняя часть разреза толщи на о. Зари составлена в 2008 г. в рамках проведения работ по составлению Госгеолкарты-1000/3 на площадь листов Т-45-48. Нижняя граница челюскинской толщи прослежена в нижнем течении р. Олай (в 5,0 км от устья) и проводится по появлению в разрезе черноцветных песчаников и алевролитов. Залегание челюскинской толщи на нижележащей паландерской – согласное, а переход от сероцветно-зеленоцветных отложений к черноцветным – постепенный, в связи с чем проведение нижней границы между двумя толщами достаточно условно.

В нижней части разреза челюскинской толщи по р. Олай прослеживается пачка ритмичного переслаивания серых среднезернистых песчаников с прослоями чёрных алевролитов и глинистых сланцев. Мощность прослоев песчаников колеблется от 0,3 м до 0,6 м; алевролитов и глинистых сланцев – от 5 до 10 см. Ритмы двухчленные, чётко выраженные, мощностью 0,4-0,7 м. Все породы интенсивно пиритизированы. Мощность пачки – 30 м. В северной части полуострова Челюскин нижняя часть толщи прослежена по восточному побережью о. Зари. Непосредственных взаимоотношений с нижележащей паландерской толщей на этом участке не установлено.

Вышележащая часть толщи прослежена по морским береговым обрывам м. Челюскин и представлена преимущественно тёмно-серыми песчаниками, разно-

зернистыми до гравелитистых, с прослоями тёмно-серых алевролитов и чёрных аргиллитов. Мощность прослоев песчаников колеблется от 0,6 м до 1,2 м; гравелитов и гравелитовых песчаников – от 5 до 10 см; алевролитов – 0,1-0,2 м; аргиллитов – 0,05-0,3 м. Для всех разновидностей пород характерна тонкорассеянная вкрапленность мелкого пирита, которая составляет иногда до 3-5% от объёма породы. В песчаниках и алевролитах отмечаются тонкие нитевидные прослойки углистого (?) графитизированного материала. В верхней части пачки разнозернистых – грубозернистых песчаников отмечаются крупные линзовидные прослои (0,5 м x 2-3 м) известняков чёрных, песчанистых (5-10%), глинистых с тонкими нитевидными прослойками графитизированного углистого (?) материала. Кроме того, для верхней части пачки в цементе разнозернистых песчаников характерно резко повышенное содержание (иногда до 10%) агрегатов ильменита и новообразованного эпидот-цоизита. Состав обломочной части гравелитов и гравелитистых песчаников: кварц – 65%; плагиоклазы – 10%; калиевые полевые шпаты – 7-10%; сланцы хлорит-слюдистые-кварцево-слюдистые – 5-7%; микрокварциты – 5-7%; глинистые сланцы (аргиллиты) – 2-3%. Таким образом, из области сноса, по сравнению с паландерской толщей, исчезают андезиты, андезито-дациты, гранитоиды. Мощность песчанисто-гравелитовой пачки на участке от о. Зари до м. Магнитный составляет 145 м.

Верхняя часть разреза челюскинской толщи составлена по береговым обрывам м. Челюскин в 1,0 км к северо-западу от м. Магнитный. Здесь прослежены преимущественно песчаники разнозернистые, тёмно-серые до чёрных, с подчинённым количеством прослоев чёрных кварцевых алевролитов. Прослои черноцветных аргиллитов практически отсутствуют. Мощность прослоев песчаников и алевролитов колеблется от 0,2 до 0,6 м. Для всех разновидностей пород характерны тонкие (0,1-0,2 мм) нитевидные прослойки графитизированного углисто(?) глинистого материала. Акцессорные минералы представлены единичными зёрнами турмалина, эпидот-цоизита, сфена. Видимая мощность верхней части разреза толщи на этом участке составляет 80-85 м.

По данным Е. Ю. Голубковой (ИГГД РАН, 2009 г.), в 1 пробе из отложений челюскинской толщи (р. Мелкая, нижний каньон) установлены микрофоссилии *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.) emend Jank. Род *Leiosphaeridia* широко распространён в отложениях рифея, венда, кембрия России. Голотип формы *Leiosphaeridia minutissima* Naum. выделен С. Н. Наумовой в 1949 г. из отложений лонтоваской свиты нижнего кембрия Прибалтики [46].

Из нижней части челюскинской толщи (р. Мелкая, нижний каньон) проведено определение изотопного возраста детритовых цирконов. Из 79 зёрен – для 11 зёрен (14%) определен возраст 530 млн. лет (нижний кембрий); 12 зёрен (15%) – возраст 559 млн. лет (верхний венд). Необходимо отметить, что 4 зерна (5%) по-

казали возраст 433 млн. лет (нижний силур) и 501 млн. лет (граница верхнего кембрия – ордовика).

Сходные результаты определения возраста детритовых цирконов были получены для нижней части челюскинской толщи с о. Зари. Из общего количества 100 зёрен возраст установлен: 36 зёрен (36%) – 536 млн. лет (нижняя граница нижнего кембрия) и 15 зёрен (15%) – 563 млн. лет (граница нижнего – верхнего венда). Кроме того, отмечаются 7 зёрен (7%) с возрастом 514 млн. лет (средняя часть нижнего кембрия) и 1 зерно с возрастом 357 млн. лет (нижний карбон – очевидно, засорение).

Из верхней части разреза челюскинской толщи (м. Челюскин) отобраны 2 пробы для определения изотопного возраста детритовых цирконов. Из 92 зёрен цирконов определён возраст: 38 зёрен (34%) – 541-551 млн. лет (верхний венд, граница венда – нижнего кембрия); 26 зёрен (24%) – 593-598 млн. лет (нижняя часть нижнего венда). Это хорошо согласуется с данными по стратиграфии: при омоложении разреза в размыв начинают поступать более древние отложения и интрузии (в частности граниты).

На основании определения микрофоссилий и детритовых цирконов возраст челюскинской толщи принимается раннекембрийским. Видимая мощность челюскинской толщи составляет 255-260 м.

Средний отдел

Среднекембрийские отложения включают в себя (снизу – вверх) свердрупскую и куйбышевскую толщи.

С в е р д р у п с к а я т о л щ а ($E_2 sv$) картируется на участках среднего течения р. Серебрянка (от г. Аструпа до г. Свердрупа), верхнего течения р. Берга, на м. Вега и по северной оконечности полуострова Челюскин от м. Куйбышева до м. Магнитный. Стратотип толщи составлен в 1980 г. А. А. Макарьевым, Н. П. Лазаренко по обрывам северо-западного склона г. Свердрупа. Нижняя часть разреза прослежена по морским береговым обрывам м. Вега, где отмечается согласное залегание сероцветных отложений свердрупской толщи на черноцветных породах челюскинской толщи.

Нижняя граница толщи установлена на м. Вега и проводится по подошве пачки серых крупнозернистых до гравелитистых песчаников, залегающих с незначительным размывом на черноцветных пиритизированных алевролитах челюскинской толщи. Для сероцветных песчаников характерны линзовидные прослои и конкреции (2-3 x 10 см) известняков песчаных (до 40%) серых, по поверхности выветривания бурых, которые могут служить маркером при картировании толщи на других участках. Состав обломочной части гравелитистых песчаников: кварц – 60%, полевой шпат – 20%, кварциты, кремнистые породы – 10%, кислые эффузивы с фельзитовой структурой – 5-7%, хлоритовые микросланцы, угли-

сто(?) – глинистые сланцы – 3-5%, эпидозиты – 1-2%, единичные зёрна плагиогранитов. Из акцессорных минералов преобладает эпидот-цоизит, реже отмечаются единичные зёрна турмалина, циркона, апатита, чёрных рудных. Мощность пачки – около 10м.

Вышележащая часть разреза толщи составлена по обрывам северо-западного борта г. Свердрупа (в 5,7 км к северо-западу от высотной отметки 190). Здесь, по коренным выходам и элювиальным развалам, прослежена сероцветная толща крупнозернистых до гравелитистых песчаников и гравелитов с линзовидными прослоями (5-10 x 20-60 см) светло-серых кварцевых, полевошпатово-кварцевых среднезернистых песчаников (по поверхности буровато-охристых) с базальным карбонатным цементом. Состав обломочной части гравелитов: кварц – 15%, полевой шпат – 7%, кварциты, микросланцы – 15%, измененные кремнистые породы, кислые эффузивы – 25%, измененные эффузивные породы среднего состава – 15%, измененные плагиограниты – 10-15%, эпидозиты – 7%, глинисто-углистые (?) графитизированные сланцы – 5%. Вышележащая часть разреза толщи составлена по обрывам северо-западного склона г. Свердрупа в 4,5 км к северо-востоку от высотной отметки 190,0 м, и представлена пачкой серых алевритистых песчаников с маломощными (5-10 см) прослоями серых гравелитов. Для этой пачки характерны двухчленные, реже трёхчленные ритмы (гравелит – песчаник, гравелит – песчаник – алевритистый песчаник) мощностью 0,2-0,8 м. Видимая мощность составленного разреза по г. Свердрупу составляет 175-180 м.

Верхняя часть разреза толщи составлена на м. Вега в 0,8 км к северо-западу от высотной отметки 18,0 на морских береговых обрывах и представлена преимущественно серыми песчаниками средне-крупнозернистыми, полевошпатово-кварцевыми с прослоями серых, тёмно-серых кварцевых алевролитов. В основании пачки залегает прослой зеленовато-серых полимиктовых гравелитов с размером зёрен от 2,0 до 5,0 мм. Для пачки характерны двухчленные ритмы мощностью 0,25-1,6 м (песчаник – алевролит), и только в средней части пачки появляются полные флишоидные трёхчленные ритмы (песчаник – алевролит – известняк), в которых верхний элемент ритма представлен прослоями (0,1-0,7 м) серых песчанистых известняков или линзовидными прослойками (2-3 x 7-10 см) светло-серых мраморизованных известняков. Состав обломочной части гравелитов в нижней части пачки представлен: кварцем – 30%, кварц-микроклиновыми гранитами – 25%, кварцитами – 20%, полевыми шпатами – 15%, эффузивными породами среднего состава – 10%. Акцессорных минералов очень мало – единичные зёрна сфена и эпидот-цоизита. Видимая мощность верхней части разреза свердрупской толщи по м. Вега составляет 60 м. Возраст свердрупской толщи принимается условно среднекембрийским на основании согласного перекрытия ею черноцветных отложений челюскинской толщи.

Общая мощность свердрупской толщи составляет 245-250 м.

К у й б ы ш е в с к а я т о л щ а (E_2 cb) завершает разрез флишоидной серии пород на полуострове Челюскин и развита на локальных участках на м.м. Вега, Куйбышева, в среднем течении р.р. Серебрянка, Пахра, по обрывам северо-западной части г. Аструпа, к югу от бух. Оскара. Толща сложена пёстрым по составу набором пород: зеленовато-серые песчаники с единичными прослоями светло-зеленовато-серых гравелитистых песчаников, тёмно-серых до чёрных алевролитов и глинистых сланцев. Характерной особенностью толщи является наличие прослоев песчаников и алевролитов с мелкими включениями бурых магнезиально-железистых карбонатов.

Стратотипический разрез толщи составлен А. А. Макарьевым в 1980 г. по морским береговым обрывам в северо-западной части мыса Куйбышева (полуостров Челюскин). Нижняя часть разреза толщи составлена в 1984 г. на мысе Вега в 0,8 км к северо-западу от высотной отметки 18,0, где установлено согласное залегание отложений куйбышевской толщи на породах свердрупской. В основании разреза прослежена пачка тёмно-серых кварцевых алевролитов с тонкими прослойками серых песчаных известняков и чёрных глинистых сланцев. В алевролитах и глинистых сланцах отмечаются включения магнезиально-железистых карбонатов (буровато-охристых по поверхности) размером 1-2 мм, что придаёт породам «пёстрый» цвет. Видимая мощность пачки 12 м.

Вышележащая часть разреза толщи составлена на мысе Куйбышева по морским береговым обрывам и представлена преимущественно светло-зеленовато-серыми, зеленовато-серыми песчаниками, кварц-полевошпатовыми с тонкими прослойками (1-2 см) тёмно-серых кварцевых песчаников, алевролитов, и мелкими уплощенными конкрециями чёрных глинистых сланцев. В верхней части пачки (20 м) в разрезе начинают преобладать тёмно-серые, чёрные алевролиты с подчинённым количеством светло-зелёных, зеленовато-серых олигомиктовых песчаников. Для всех разновидностей пород отмечаются прослои, обогащённые мелкими включениями (1-2 мм) новообразованных железистых карбонатов, реже тёмно-зелёного хлорита и цеолитов. Акцессорные минералы представлены мелкими окатанными зёрнами турмалина (значительное количество), реже – апатита, циркона, сфена, мелкими зёрнами магнетита, лейкоксенизированного ильменита. Видимая мощность пачки – около 70 м.

Разрез верхней части толщи мощностью около 150 м составлен по морским береговым обрывам на м. Сакко и практически идентичен разрезу средней части на м. Куйбышева. В зеленоцветных песчаниках отмечаются прослои (0,5-1,0 м) охристо-бурых, пятнистых среднезернистых рассланцованных песчаников с базальным кварцево-железисто-карбонатным цементом. По карбонатному материалу в цементе развиваются гидроокислы железа (лимонита), которые составляют иногда 10-15% от объёма породы. Кроме того, по зонам нарушения отмечается

рассланцевание пород с образованием кристаллов пирита (до 1,0 см) и тонкорасеянной вкрапленностью сульфидов.

Куйбышевская толща является фаціальным аналогом *конечнинской* свиты, которая входит в ленивенскую серию Западного Таймыра. Стратотип свиты составлен в бухте Конечная В.Я.Кабаньковым в 1977 году [27]. В связи с тем, что в отложениях куйбышевской толщи на м. Челюскин определение микрофоссилий не проводилось, список их приводится по разрезу бухты Конечная. Здесь из разреза конечнинской свиты было отобрано 13 проб, в которых установлен достаточно обширный комплекс микрофоссилий: *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. jacutica* Tim., *K. sinica* Tim., *Leiominuscula minuta* Norm., *Leiosphaeridia bituminosa* Tim., *Protosphaeridium cavernosum* Tim., *P. densum* Tim., *P. pusillum* Tim., *P. flexuosum* Tim., *P. alluaris* It., *Trachysphaeridium lamiaritum* Tim., *T. attenuatum* Tim., *T. Holvedahlia* Tim.

По данным Т. В. Янскаускаса, типовой вид *K. hyperboreica* Tim. является младшим синонимом вида *Leiosphaeridia crassa* Naum., голотип которого выделен С. Н. Наумовой из отложений лонтоваской свиты нижнего кембрия Эстонии. К виду *L. crassa* Naum. относится и вид *Protosphaeridium densum* Tim. Вид *T. holvedahlia* Tim. является младшим синонимом вида *Leiosphaeridia holvedahlia* Tim. *emend* Jank., установленного в верхнем рифее Южного Урала. Вид *T. lamiaritum* Tim. является младшим синонимом вида *Leiosphaeridia lamiarita* Tim. *emend*. Jank., голотип которого выделен из отложений котлинского горизонта (ламнаритовые слои, верхний венд). Как видно из приведённого списка, возрастной интервал выделенных видов микрофоссилий достаточно широк: от позднего рифея до раннего кембрия [46]. По соотношению с нижележащими среднекембрийскими отложениями паландерской, челюскинской, свердрупской толщ полуострова Челюскин, возраст куйбышевской толщи принимается среднекембрийским.

Видимая мощность куйбышевской толщи составляет 230 м, а общая мощность флишоидной серии пород на полуострове – 945-950 м.

Л е н и в е н с к а я с е р и я (Є₁₋₂ln) была выделена Ю. Е. Погребницким [48] и включала весь комплекс преимущественно терригенных флишоидных отложений к западу от р. Ленивая, вплоть до шхер Минина и Пясинского залива. Возрастной объем этого подразделения точно не был определен; оно целиком включалось в состав докембрия.

Позже это название, но только для свиты, было использовано в Объяснительной записке к геологической карте Горного Таймыра масштаба 1:500 000 [3], причем возрастной объем ее был ограничен поздним рифеем.

В Легенде предлагается использовать данное подразделение как стерлеговская и воскресенская толщи нерасчлененные. Нижняя граница ленивенской серии не вскрыта, верхняя – определяется подошвой мининской толщи. По составу

породы, входящие в серию, отвечают метапесчаникам, метааргиллитам и метавеллитам, зонально метаморфизованным в амфиболитовой фации. Мощность ленивеновской серии около 3000 м.

В настоящей работе, на площади листов Т-45-48, в ленивеновскую серию объединены метатерригенные породы, развитые преимущественно на акватории, северном побережье п-ова Таймыр и на арх. Норденшельда среди гранитоидов еремеевско-бирулинского комплекса, где они образуют мелкие останцы, изолированные в тектонических блоках. По простиранию к север-северо-востоку на западном побережье п-ова Челюскин данные образования сменяются флишоидными отложениями ранне-среднекембрийского возраста, метаморфизованными аналогами которых, предположительно, и являются образования ленивеновской серии.

По данным определения изотопного возраста (U/Pb) цирконов в 29 пробах кристаллических сланцев, охватывающих все выходы ленивеновской серии на нашей площади, возраст пород не может быть древнее кембрийского, поскольку во всех пробах присутствует большое количество поздневендских цирконов и заметное – раннекембрийских [36]. Возраст серии принимается ранне-среднекембрийским в соответствии с возрастом флишоидных отложений западной части п-ова Челюскин. Данному возрасту не противоречат результаты определения изотопного возраста цирконов из кристаллических сланцев. Мощность ленивеновской серии на площади листа составляет 945- 950 м.

Мининская толща (Є₂ mp) была выделена Ю. Е. Погребницким в 1961 на Западном Таймыре в ранге свиты. Стратопической местностью мининской толщи является юго-восточный берег зал. Минина (за пределами листа Т-45-48), в 2,2 км к юго-востоку от мыса Угловой и на берегу зал. Ирины, в 1,8 км к северо-востоку от зимовья Хутуда. Толща широко распространена также на п-ве Минина, по берегам одноименного залива и в нижнем течении р. Хутудабигай.

Залегает мининская толща на стерлеговской и, хотя непосредственный контакт между ними не наблюдался, не исключается стратиграфический перерыв. Верхняя граница толщи согласная и проводится по подошве первого пласта (или ритма) пестроцветных пород нижнехутудинской толщи.

Сложена мининская толща ритмично переслаивающимися песчаниками серого, зеленовато-серого и серовато-зеленого цвета и зеленоцветными алевролитами и аргиллитами. В обломочной части песчаников широко развиты обломки туфов и вулканогенных пород. Характерно обилие в ней мелких (до 5-6 см в диаметре) известковистых стяжений. Для толщи характерна неравномерная ритмичность. Ритмы, в которых пласты песчаников достигают 2-3 и даже 6 м, а мощность алевролитов и аргиллитов не превышает 1-7 см, закономерно чередуются с ритмами, в которых мощность песчаников не превышает 3-30 см, а второго элемента – 1-10 см [91].

В. В. Беззубцев относил мининскую толщу к нижнему кембрию на основании определения микрофоссилий и наличия в ее составе шарообразных карбонатных конкреций с повышенным содержанием фосфатов и скелетных остатков, которые В. В. Миссаржевский определил как «табулярные образования», сходные с представителями рода *Coleolides*, описанного из нижнего кембрия Северной Америки и Польши [3].

В объяснительной записке к листам S-44-46 (Усть-Тарей) и в серийной Легенде возраст мининской толщи принимается позднерифейским-ранневендским (R_3 - V_1) на основании определений микрофитоцитов, микрофоссилий и положения в разрезе [17, 91].

На площади листов Т-45-48 к мининской толще на ГТК-1000/2 были отнесены породы локального участка на северо-западном побережье бухты Книповича, представленные кварцевыми метапесчаниками с известковистыми конкрециями и прослоями и единичными прослоями углистых алевролитов. По нашим данным, аналогичные породы, но сильно ороговикованные, слагают и юго-западный берег бухты Книповича. Около 40 % детритовых цирконов из пород северо-западного побережья бухты Книповича (т.н. 35 и 156) имеют изотопный (U/Pb) возраст от 528 до 600 млн. лет.

Еще ранее Ю. Е. Погребицким при описании островов Таймырского мелководья [13] к мининской и даже низам хутудинской свиты были отнесены эпидот-хлорит-кварцевые и кварц-серицитовые сланцы с покровами метафельзитов и фельзит-порфиоров о. Петерсен, северо-западного побережья о. Русский, о.о. Цивольки (арх. Норденшельда). Изотопный возраст детритовых цирконов из опробованных в ходе ГДП-1000 пород юго-запада о. Русский (т.н. 624-629) для 20-30% зерен отвечает раннему кембрию-венду (от 520 до 600 млн. лет). По данным ГДП-1000 (2008 г.), сходные сланцы с маломощными покровами метаэффузивов зафиксированы также на юго-западном берегу о. Тыртов (т.н. 34). Изотопный (U/Pb) конкордантный возраст для 40% зерен цирконов из сланцев о. Тыртов отвечает интервалу 539-572 млн. лет.

Возраст мининской толщи определяется также находками акритарх (микрофоссилий), среди которых палинологом Л. Н. Смирновой определены: *Baltisphaeridium orbiculare* Volk., *B. cerinum* Volk., *B. papillosum* Volk., *Tasmanites tennelus* Volk., *T. variabilis* Volk., *Granomarginata squamacea* Volk. [54], характерные для фаунистически охарактеризованных кембрийских отложений полуострова Таймыр и архипелага Северная Земля.

Непосредственных взаимоотношений ленивенской серии и мининской толщи на площади листов Т-45-48 не установлено. Предполагаемая граница с ленивенской серией проводится по проливу Матисена, к северу от которого выделяется поле развития мининской толщи, а к югу – ленивенской серии. От пролива Матисена к западу границу проходит условно в широтном направлении, а к северо-

востоку – приблизительно по направлению к островам Гейберга (оглябая с востока), где в контакте с гранитоидами раннекаменноугольного возраста присутствуют ороговикованные фрагменты сходных сланцев и известковистых песчаников. Изотопный (U/Pb) возраст цирконов из метапесчаников на о.о. Гейберга колеблется от раннего кембрия до раннего карелия, причем около 50% составляют зерна венд-кембрия (516-597 млн. лет).

Мощность толщи в стратотипической местности не менее 500 м.

На основании определения возраста микрофоссилий и изотопных исследований детритовых цирконов возраст мининской толщи условно принимается среднекембрийским, хотя может быть и более молодым.

Силурийская система

Реликты силурийских отложений в северо-западной части полуострова Челюскин были установлены А. А. Макарьевым и Е. М. Макарьевой в 1984 г. при проведении ревизионных работ ГГС-200. В русле правого притока р. Серебрянка (8,5 км выше слияния р.р. Летняя – Серебрянка) на протяжении 100 м отмечаются глыбовые развалы размером до 1,0-1,5 м угловато-окатанных валунов тёмно-серых известняков с многочисленной фауной табулят. По определению М. А. Смирновой (ВНИИОкеангеология, 1984 г.), в известняках установлены следующие виды: *Favosites urvancovi* Tchern., *F. aff. disolatus* Klaaman, *Palaeofavosites cf. paulus* Sok., *Subalveolites cf. sokolovi* Klaaman и определены *Stromatoporata*, единичные мелкие остракоды, гастроподы, указывающие на позднеелландоверийский – ранневенлокский возраст отложений.

По левому борту ручья в 100-150 м от устья в невысоких береговых обрывах установлены коренные выходы нижнеюрских конгломератов кунарской свиты (J₁kn) с гальками аналогичных серых известняков с фауной, что свидетельствует о размыве коренных выходов силурийских пород на этом участке.

БОЛЬШЕВИСТСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Впервые стратиграфическое расчленение осадочных пород о. Большевик было выполнено Б. Х. Егiazаровым и С. В. Воскресенским в 1948-1949 г.г. по результатам геологической съёмки масштаба 1:1000 000. Верхнепротерозойские метаморфизованные отложения разделялись на две с в и т ы: *тельмановскую* и *партизанскую*. Стратотипы свит располагались в фиордах Тельмана и Партизанский, но точное их положение на этих участках не указывалось [13].

Приведённое в Легенде Таймыро-Североземельской серии листов Госгеолкарты–1000/3 стратиграфическое расчленение осадочных пород о. Большевик дано по результатам геологической съёмки масштаба 1:200 000 архипелага Се-

верная Земля, выполненной НОМТЭ (ЦАГРЭ) ПГО «Севморгеология» в 1973-1980 г.г. [74].

Верхнепротерозойские отложения острова были расчленены на 5 толщ (снизу – вверх): голышевская, краснореченская, сложнинская, тельмановская и касаткинская, с указанием мест расположения стратотипов, обоснованием их геологического возраста по данным определения микрофитофоссилий. Эта стратиграфическая схема была использована и при выпуске листов Т-45-47, Т-48-50 Госгеолкарты-1000 (новая серия). [18].

Полученные за последние годы определения изотопного возраста детритовых цирконов из осадочных пород о. Большевик, выполненные в рамках проведения работ «Европроба» и при подготовке к изданию листов Т-45-48 Госгеолкарты-1000/3, позволили перевести осадочные верхнепротерозойские отложения острова в нижний палеозой. Уточнение видового состава микрофитофоссилий, выявленных в процессе проведения ГГС-200 и тематических работ из фаунистически охарактеризованных отложений о. Октябрьской Революции, Западного Таймыра, и последующее сравнение их с видовым составом из немых отложений о. Большевик подтвердили полученные выводы о более молодом возрасте толщ.

К нерасчленённым отложениям среднего-верхнего палеозоя условно относятся вновь выделяемая алексеевская толща. Верхний палеозой представлен ахматовской толщей позднекарбонного-раннепермского возраста.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний–средний отделы

К нижнему-среднему отделам относятся объединённые голышевская и краснореченская толщи, которые на востоке острова картируются нерасчленёнными вследствие невозможности показать их раздельно в масштабе карты. В центральной и западной частях острова краснореченская толща картируется отдельно. Голышевская толща как самостоятельное подразделение показана только на разрезах.

Г о л ы ш е в с к а я т о л щ а (E_{1gl}) наиболее широко развита в восточной части о. Большевик в бассейне р.р. Голышева, Последняя, их притоков, и по восточному побережью острова от мыса Вайгач до бухты Круглая. На остальных участках острова толща встречена локально и приурочена к ядрам антиклинальных структур или к мелким тектоническим блокам в бассейнах рек Каменка, Красивая, Лагерная, Нора, Пятиуголка, Сложная, Тора. Нижняя граница толщи на острове Большевик не установлена.

Стратотипический разрез голышевской толщи составлен в среднем течении р.р. Голышева, Последняя в 1977 г. А. А. Макарьевым при проведении работ ГГС-200. Нижняя часть разреза мощностью до 30 м прослежена по правому при-

току р. Последняя, в 12,0 км от её устья. В основании разреза залегает пачка преимущественно песчаного состава с маломощными прослоями (0,1-0,15 м) черноцветных слоистых алевритов. Песчаники тёмно-серые, мелко-среднезернистые, толстоплитчатые. В основании пачки отмечается прослой тёмно-серых мелкогалечных конгломератов, толстоплитчатых. Размер галек конгломератов составляет 1,0-2,5 см; по петрографическому составу гальки представлены молочно-белым кварцем и серыми кварцитовидными песчаниками. В верхней части пачки (10,0 м) прослежен пласт песчаников тёмно-серых, крупнозернистых с единичным прослоем гравелитов (до 1,8 м) и прослоями тёмно-серых алевролитов (0,1-0,15 м). Вышележащая часть разреза мощностью до 300 м составлена по береговым обрывам р. Гольшева в 8,0 км от устья и представлена ритмичным чередованием тёмно-серых разнозернистых песчаников с примесью гравийного материала, и тёмно-серых до чёрных алевролитов и аргиллитов.

В верхней и нижней частях толщи отмечаются пласты тёмно-серых до чёрных аргиллитов мощностью до 7-8 м. В нижней части толщи (60 м выше подошвы) прослежен прослой аргиллитов, содержащих овальные конкреции (10 x 15 см) серых среднезернистых песчаников с карбонатным цементом. Аналогичные конкреции установлены в верхней части толщи (в 100 м ниже кровли) и приурочены к десятиметровому пласту тёмно-серых алевролитов. К верхам разреза к прослоям черноцветных алевролитов и аргиллитов приурочена интенсивная пиритизация пород. Кристаллы пирита размером от 0,1 до 0,5 см составляют до 10% от объёма пород. В самой кровле пачки появляются прослои (0,2-0,6 м) тёмно-серых крупнозернистых полимиктовых гравелитов.

Верхняя часть разреза толщи мощностью до 170 м составлена в береговых обрывах левого берега р. Гольшева в 5-6 км от устья. В нижней части пачки преобладают песчаники (мощностью 2,0-10 м) с прослоями (0,1-0,2 м) черноцветных алевролитов и аргиллитов. Постепенно вверх по разрезу мощность прослоев этих пород увеличивается до 3,0-5,0 м. В прослоях песчаников и аргиллитов отмечаются многочисленные овальные конкреции (10 x 15 см) тёмно-серых среднезернистых песчаников с карбонатным цементом, что может служить маркировочным признаком при картировании верхней части гольшевской толщи. Завершается разрез толщи пачкой ритмичного чередования тёмно-серых и серых крупнозернистых песчаников с прослоями гравелитов. Мощность прослоев колеблется от 1,0 до 2,2 м. Для крупнозернистых песчаников и гравелитов характерны мелкие внутрiformационные размывы – «карманы заполнения» в подошве в основании ритма.

Комплекс микрофоссилий, выявленных в 8 пробах, отобранных из отложений толщи, по определению Л. Н. Смирновой (ВНИИОкеангеология, 1979 г), содержит следующие формы: *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. jacutica* Tim., *K. nordica*

Tim., *Leiosphaeridia bituminosa* Tim., *L. palticularum* Andr., *Protosphaeridium densum* Tim., *P. clarum* Andr., *P. parvulum* Tim., *P. fulvastrum* Andr., *P. duricorim*.

По данным Т. В. Янскаускаса, формы *Kildinella hyperboreica* Tim. и *K. nordica* Tim. являются младшими синонимами вида *Leiosphaeridia crassa* Naum., голотип которого описан из отложений лонтоваской свиты нижнего кембрия Эстонии и встречается в вендских отложениях редкинского горизонта Башкирии. Виды *Protosphaeridium densum* Tim., *P. clarum* Andr. также являются младшими синонимами вида *L. crassa* Naum. с голотипом из лонтоваской свиты нижнего кембрия Эстонии. Виды *P. densum* Tim., род *Leiosphaeridia* являются руководящими для редкинского – котлинского горизонтов венда и ровенского – лонтоваского горизонтов нижнего кембрия Восточно-Европейской платформы [46].

Этому не противоречит возраст детритовых цирконов из отложений гольшевской толщи на левобережье р. Гольшева (проба – 98/019). Из 60 проанализированных зерен – 6 (10%) имеют возраст 517-532 млн. лет (нижний кембрий), а еще 7 зерен (11,5%) – 536-549 млн. лет (верхний венд) [64].

Мощность гольшевской толщи на участке стратотипического разреза составляет 490 – 500 м.

Краснореченская толща (С_{1,2} кг) выделена Ю. Г. Rogozовым и В. Я. Кабаньковым в 1978-1979 г.г. при проведении ревизионных стратиграфических исследований на о. Большевик. Выходы толщи установлены в восточной и центральной частях острова на участках бухты Туманная, рек Красивая, Ледяная, Последняя и приурочены к краевым частям антиклинальных складок. На западе острова толща закартирована на участках рек Обрывистая, Студёная, в западной части ледника Герасимова и встречается в тектонических блоках. Стратотип толщи составлен по береговым обрывам правого притока р. Красивая (7,0 км от устья), а основание разреза прослежено по р. Последняя (9,0 км от устья). Нижняя граница толщи условна и проводится по появлению в разрезе сероцветных прослоев песчаников. Залегание отложений краснореченской толщи на отложениях гольшевской – согласное. В береговых обрывах р. Последняя нижняя часть толщи представлена пачкой ритмичного чередования песчаников серых, пепельно-серых, мелкозернистых, кварц-полевошпатовых и тёмно-серых до чёрных алевролитов и аргиллитов. Мощность прослоев колеблется от 0,1 до 0,5 м. Видимая мощность пачки – 50 м.

Вышележащая часть разреза прослежена по береговым обрывам первого правого притока р. Красивая (7,0 км от её устья) и представлена пачкой ритмичного чередования серых, пепельно-серых мелкозернистых песчаников и тёмно-серых алевролитов и аргиллитов. Мощность прослоев колеблется от 0,5 до 0,8 м. В средней и верхней частях пачки отмечаются единичные прослои (2,0-3,0 м) темноцветных алевролитов и аргиллитов, содержащих массовые вкрапления кристаллов пирита размером до 1,0-1,5 см. Пирит, как правило, окислен, что придаёт

породам бурый цвет по поверхности. Мощность пачки – 60 м. Разрез верхней части толщи мощностью 140-150 м составлен по фрагментарным выходам и состоит из ритмичного чередования серых до белесых разномерных песчаников и тёмно-серых, серых аргиллитов. В песчаниках отмечаются линзовидные прослои серых гравелитов мощностью до 0,1 м.

Для краснореченской толщи, в отличие от голышевской, характерен флишидный характер ритмичности. Ритмы двухчленные (песчаник – алевролит, песчаник – аргиллит). Чётко выраженные трёхчленные ритмы (песчаник – алевролит – аргиллит) крайне редки. Мощность ритмов колеблется от 0,3 м до 0,9-1,0 м, постепенно увеличиваясь к кровле пачки. Нижняя граница ритма (подошва прослоя песчаников) чёткая, прямая, реже со слабым размывом. Для песчаников и алевролитов характерна слабоволнистая, реже косая слоистость. В песчаниках отмечаются многочисленные уплощенные мелкие стяжения (0,5x3-4 см) карбонатного материала, которые неравномерно распределены по всему разрезу.

На западе о. Большевик разрез краснореченской толщи видимой мощностью 200-220 м составлен по левому притоку р. Студёная (7,5 км от устья). На этом участке толща имеет несколько иное строение и представлена ритмичным чередованием сероцветных разномерных песчаников, часто массивных, с прослоями темноцветных аргиллитов и алевролитов. В нижней части толщи преобладают сероцветные песчаники с мелкими линзовидными стяжениями (5 x 10 см) белесых известковистых песчаников. В верхней части разреза преобладают алевролиты и аргиллиты, а песчаники находятся в подчинённом количестве. Следует отметить, что повышенная пиритизация темноцветных алевролитов и аргиллитов на участке р. Студёная отсутствует.

Из отложений краснореченской толщи на участках р.р. Красивая, Пятиуголка, Студёная, нижнего течения р. Каменка, установлен крайне обеднённый комплекс микрофоссилий: *Kidinella hyperboreica* Tim., *K. nordica* Tim., *K. sinica* Tim., *Stictosphaeridium patellare* Tim., *Trachysphaeridium patellare* Tim., а также флористические (?) остатки неясной систематической принадлежности (определения Л. А. Смирновой, 1979 г.). Возрастная привязка указанных видов к фаунистически охарактеризованным отложениям смежных районов приведена в таблице 1.

На основании наличия этих форм и учитывая чётко установленные согласные взаимоотношения нижележащей голышевской и краснореченской толщ, возраст последней принимается ранне-среднекембрийским. Видимая мощность краснореченской толщи в стратотипической районе (реки Последняя, Красивая) составляет 250 – 260 м.

Средний отдел

С л о ж н и н с к а я т о л щ а (Є₂sl) пользуется широким развитием практически на всей площади о. Большевик от восточного побережья до западно-

Таблица 1

Виды микрофоссилий в фаунистически охарактеризованных отложениях нижнего и среднего палеозоя западного Таймыра, полуострова Челюскин и о. Октябрьской Революции

| N/N п/п | Виды микрофоссилий | Географическое положение | | | | | |
|-------------------------|--|--|-----------------------------------|---------------------------------|---|--|---|
| | | Восточно-европейская платформа (голотип) | | Западный Таймыр | | Арх. Северная Земля, о.Октябрьской Революции | |
| | | Возраст | Горизонт | Возраст | Свита, толща | Возраст | Свита, толща |
| 1. | <i>Asperatosophoshaera bavlensis</i> Schep. | | | Є ₃ -O ₁ | м. Поспеева - грустнинская | Є ₂ , O ₁ , S ₁ | Университетская, ушаковская, самойловичская |
| 2. | <i>Asperatosophoshaera magna</i> Schep. | | | | | Є ₂ , O ₁ , S | Университетская, ушаковская, самойловичская |
| 3. | <i>Asperatosophoshaera partialis</i> Schep. | | | Є ₃ -O ₁ | м. Поспеева, р. Тревожная – грустнинская | Є ₃ , O ₁ | Курчавинская, ушаковская |
| 4. | <i>Baltisphaeridium cerinum</i> Volk. | Є ₁ | Доминопольский (Эстония) | Є ₃ -O ₁ | м. Поспеевам - грустнинская | Є ₃ , O ₁ | Курчавинская, ушаковская |
| 5. | <i>Baltisphaeridium orbiculare</i> Volk. | Є ₁ | Доминопольский (Эстония) | Є ₃ -O ₁ | м. Поспеева - грустнинская | Є ₃ , O ₁ | Курчавинская, ушаковская |
| 6. | <i>Bavlinella faveolata</i> Schep. | | | V ₂ - Є ₁ | р.р. Ленивая, Хутуда-Бита – хутудинская | | |
| 7. | <i>Granomarginata prima</i> Naum. | Є ₁ | Лонтоваский (Эстония) | Є ₃ -O ₁ | м.м. Поспеева, Пиритовый - грустнинская | Є ₂ , Є ₃ | Университетская, курчавинская |
| 8. | <i>Granomarginata squamacea</i> Volk. | Є ₁ | Лонтоваский (Эстония) | Є ₃ -O ₁ | м. Поспеева - грустнинская | Є ₃ , O ₁ , S ₁ | Курчавинская, ушаковская, самойловичская |
| 9. | <i>Granomarginata sibirica</i> Jet. | Є ₁ | Доминопольский (Эстония) | Є ₃ -O ₁ | м. Поспеева - грустнинская | Є ₃ , O ₁ , S ₁ | Курчавинская, ушаковская, самойловичская |
| 10. | <i>Kildinella jacutica</i> Tim. | R3 | Нерюенская (р. Мая) | | | Є ₁ | Маратовская |
| 11. | <i>Kildinella nordia</i> Tim. | Є ₁ | Лонтоваский (Эстония) | | | | |
| 12. | <i>Kildinella sinica</i> Tim. | Є ₁ | Лонтоваский (Эстония) | | | Є ₁ | Маратовская |
| 13. | <i>Kildinella hyperboreica</i> Tim. | Є ₁ | Лонтоваский (Эстония) | | | | |
| 14. | <i>Leiomarginata corpuscula</i> Jet. | | | Є ₃ -O ₁ | м. Поспеева - грустнинская | Є ₃ , O ₁ , S ₁ | Курчавинская, ушаковская, самойловичская |
| 15. | <i>Leosphaeridia minutissima</i> Jank. | V ₂ - Є ₁ | Древлянский (Эстония) | | | Є ₁ | Некрасовская (м. Некрасова) |
| 16. | <i>Leosphaeridia ex. gr. parva</i> Ass. | V ₂ - Є ₁ | Котлинский, Ровенский (Эстония) | O ₁₋₂ | м. Челюскин, р. Пека – пекинская | | |
| 17. | <i>Micrhystridium lubamlense</i> Kirj. | Є ₁ | Доминопольский (Эстония) | | | | |
| 18. | <i>Micrhystridium tornatum</i> Volk. | Є ₁ | Доминопольский (Эстония) | Є ₃ -O ₁ | м. Поспеева - грустнинская | | |
| 19. | <i>Orygmato-sphaeridium rubuginosum</i> Andr. | | | Є ₃ -O ₁ | м.м. Поспеева, Пиритовый - грустнинская | Є ₃ , O ₁ | Курчавинская, ушаковская |
| 20. | <i>Orygmato-sphaeridium semireticula</i> Andr. | | | | | S ₁ | Самойловичская |
| 21. | <i>Protoshaeridium densum</i> Tim. | V ₂ - Є ₁ | Редкинский, Лонтоваский (Эстония) | V ₂ - Є ₁ | р.р.Продольная, Унга – продольнинская (м. Челюскин) | | |
| 22. | <i>Protoshaeridium cavernosum</i> Tim. | | | | | | |
| 23. | <i>Protoshaeridium flexuosum</i> Tim. | V ₂ - Є ₁ | Редкинский, Лонтоваский (Эстония) | V ₂ - Є ₁ | р. Продольная – продольнинская (м. Челюскин) | | |
| 24. | <i>Tasmanites tenellus</i> Volk. | V ₂ - Є ₁ | Лонтоваский (Эстония) | | | Є ₃ , S ₁ | Курчавинская, самойловичская |
| 25. | <i>Tasmanites variabilis</i> Volk. | | | Є ₃ -O ₁ | м. Поспеева - грустнинская | Є ₃ | Курчавинская |
| Литературные источники: | | [46] | | [54] | | [74] | |

го. От подстилающих её голышевской (черноцветной) и краснореченской (сероцветной) толщ она отличается преимущественно зеленоцветным составом пород и однообразием литологического состава по всему острову. Нижняя граница толщи проводится по подошве зеленоцветных песчаников, залегающих согласно (или, возможно, с угловым несогласием на востоке) на сероцветных породах краснореченской толщи.

Стратотип сложнинской толщи составлен В. А. Марковским в 1977 г по реке Сложная в её среднем течении (разрез 12 с) и на участке крутого разворота русла в верхнем течении (разрез 26 с), соответственно, в 5,0 и 13,0 км от устья. Парастратотипическими считаются разрезы по северному борту фиорда Тельмана (участки 2Т, 4Т, 6Т), составленные группой геологов Североземельской партии НОМТЭ (В. А. Марковский, А.А. Макарьев, К. С. Агеев, Н. А. Егоров), проводивших в весенний период 1977 г. стратиграфические исследования. По береговым обрывам северного борта фиорда на протяжении 3,0 км (с востока на запад) были составлены послонные разрезы сложнинской, тельмановской и касаткинской толщ.

В стратотипическом разрезе толщи по р. Сложная отсутствует нижняя часть разреза. Переход от краснореченской к сложнинской толщам установлен на участках р. Красивая и среднего течения р. Последняя (в 10,0 км от устья), по которому приводится описание нижней части разреза. По р. Последняя в краевой части синклиальной структуры отмечается переход от сероцветных пород краснореченской толщи к зеленоцветным породам сложнинской. Породы смяты в мелкие (15-20 м) изоклинальные складки с углами падения от 45° до 80°. В основании сложнинской толщи прослежена пачка до 30 м мощности зеленовато-серых мелко-среднезернистых песчаников с прослоем тонкослоистых зеленовато-серых алевролитов. В песчаниках отмечаются овальные конкреции (5 x 10-15 см) серых (по поверхности белесых) известковистых песчаников, а в алевролитах – отпечатки знаков ряби. В целом для нижней части разреза характерно ритмичное строение с преобладанием первых элементов ритмов: мощность пластов песчаников колеблется от 1,0 до 5,25 м, алевролитов – от 0,3 до 1,0 м. Мощность первичных ритмов составляет 1,3-6,25 м, что совсем не характерно для флишидных отложений о. Большевик.

Вышележащая часть разреза толщи мощностью 550-560 м приводится по описанию Ю. Г. Рогозова, В. Я. Кабанькова, выполненному в 1979 г. в верхнем течении р. Сложная. Разрез сложнинской толщи по всему острову настолько одноипен и однообразен, что приводить его полностью по отдельным участкам не имеет смысла. Сложнинская толща представлена чередованием мелкоритмичных пачек с мощностью первичных ритмов 0,2-0,3 м и груборитмичных пачек с мощностью ритмов до 6,0-7,0 м. Нижние элементы ритмов представлены зеленовато-серыми разнозернистыми песчаниками (реже гравелитовыми песчаниками),

верхние – тёмно-зеленовато-серыми, тёмно-зелёными алевролитами и аргиллитами. Ритмы, как правило, двухчленные (песчаник – алевролит, песчаник – аргиллит). Реже отмечаются трёх-четырёхчленные ритмы, в которых нижний элемент ритма представлен гравелитом или гравелитистым песчаником (гравелит – песчаник – аргиллит), либо песчаник – алевролит – аргиллит – глинистый известняк. Для песчаных разностей пород характерны округлые, овальные стяжения (до 5-8 см) известковистого состава. Мощность верхних элементов ритмов (глинистых известняков – мергелей) колеблется от 1,0 см до 15,0 см.

В разрезе толщи в верхнем течении р. Сложная, в отличие от остальной части острова, присутствуют 10 прослоев пестроцветных разностей пород, представленных коричнево-красными мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями более светлых красно-коричневых (по выветрелой поверхности белесовато-розовых) мергелей. Мощность прослоев колеблется от 0,2 до 1,1 метра. Для пестроцветных пачек пород характерны трёхчленные ритмы (песчаник – алевролит – аргиллит; песчаник – аргиллит – мергель; алевролит – аргиллит – мергель). Следует отметить, что на других участках развития сложнинской толщи о. Большевик пестроцветные прослои пород отсутствуют, и это является специфической особенностью участка р. Сложной.

Возраст сложнинской толщи по восточной части о. Большевик обосновывается определениями микрофоссилий (Л. Н. Смирнова, 1979 г), отобранных из отложений толщи на участках бухт Закрытая, Круглая, Туманная, р.р. Красная, Незаметная, Неожиданная, Пятиуголка. Здесь определён комплекс микрофоссилий: *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. nordia* Tim., *Leiosphaeridium bituminosa* Tim., *Protosphaeridium densum* Tim., *P. parvulum* Tim., *P. duricorium* Andr., *P. fulvastrum* Andr., *P. patelliforme* Tim., *Strictosphaeridium pectinale* Tim., *Synsphaeridium sorediforme* Tim., *S. conglutinatum* Tim., *Trachysphaeridium patellare* Tim., *T. detilum* Tim., *T. laminaritum* Tim. Кроме того, отмечается наличие многочисленных обрывков растительных нитей и трихом.

По заключению Л. Н. Смирновой, по восточному побережью о. Большевик выявленные формы *Kildinella*, как правило, единичные и плохой сохранности (возможно, перекрытые). В стратотипическом разрезе толщи по р. Сложная и в верховьях р. Студёная выявлен обеднённый комплекс микрофоссилий: *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. sinica* Tim., *K. nordia* Tim., *Leiosphaeridia bituminosa* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum., *Tremetosphaeridium holtedahlii* Tim., *Synsphaeridium conglutinatum* Tim., *S. corediforme* Tim., и единичные обломки неопределимых слоевищ водорослей.

По данным Т. В. Янскаускаса, формы *Kildinella hyperboreica* Tim. и *K. sinica* Tim. являются младшими синонимами вида *Leiosphaeridia crassa* Naum. (С. Н. Наумова, 1949). Голотип этого вида описан в нижнекембрийских отложениях лонтоваской свиты Эстонии, хотя возрастной интервал встречаемости этого вида

колеблется от верхнего рифея до кембрия в разных регионах. Формы *Stratosphaeridium pectinale* Tim. встречены в верхнерифейских отложениях мироедихинской свиты Туруханского района, а формы *Synsphaeridium conglutinatum* Tim. и *S. solediforme* Tim. впервые описаны Б. В. Тимофеевым в 1959 г. из ордовикских отложений Прибалтики [46].

В западной части о. Большевик на участках северного борта фиорда Тельмана (разрез 6-Т) и в среднем течении рек Студёная и Скалистая из отложений сложнинской толщи выявлен комплекс микрофоссилий, отличный от восточного побережья о. Большевик и верховьев р. Сложная (определения Л. А. Смирновой по 12 пробам, 1979 г). Из достаточно обширного списка приводятся только руководящие формы, определяющие возраст: *Asperatosophaera bavlensis* Schep., *A. partialis* Schep., *Bavlinella faveolata* Schep., *Cranomarginata squamacea* Volk., *Orygmatosphaeridium rubiginosum* Andr. (Таблица 1).

По данным Т. В. Янскаукаса, формы рода *Asperatosophaera* на II и III совещаниях по микрофоссилиям были признаны младшими синонимами рода *Leiosphaeridia*. Возраст отложений, в которых встречаются все указанные выше формы – это венд-нижний кембрий (редкинский – котлинский горизонты Восточно-Европейской платформы, вендская верхнетавлинская серия Волго-Уральской области, нижний кембрий – лонтоваский, доминопольский горизонты Эстонии) [46].

В южной части о. Большевик на левобережье р. Каменка (район горы 8 Марта) по скважине С-100 глубиной до 100 м из отложений сложнинской толщи было проведено определение изотопного (U/Pb) возраста детритовых цирконов по 9 пробам с общим количеством проанализированных цирконов 240 шт. [36]. Из этого количества цирконов определены следующие возрастные интервалы (в млн. лет):

- 509-535 (Є₁) – 15 зерен (6% от общего количества);
- 535-570 (V₂) – 62 зерна (26%);
- 570-600 (V₁) – 38 зерен (16%);
- 600-743 (PF₃) – 56 зерен (23%),

Кроме того, из верхней части сложнинской толщи в рамках проведения работ «Европроба» на участке верхнего течения р. Светлой была отобрана проба G-98/018. Всего был определён абсолютный возраст 114 зёрен цирконов, но в выборку при расчётах взято 75 зёрен, погрешность определения возраста которых не превышала 2,0%. Из этого количества 15 зёрен (20%) показали возраст 505-541 млн. лет (нижний кембрий-верхний венд) [64]. Исходя из этого, на данном этапе изученности возраст сложнинской толщи принимается среднекембрийским. Мощность толщи в стратотипическом районе (верховья р. Сложная) составляет 590-600 м.

Верхний отдел

Тельмановская толща (E_{3tl}) имеет широкое площадное распространение в центральной (от бух. Солнечная до зал. Ахматова) и западной (р. Студёная, фиорды Тельмана, Спартак, Партизанский, залив Микояна) частях о. Большевик. В восточной части острова отложения толщи закартированы на локальных участках в районе бухты Неудач, в верхнем течении р. Красивая и к востоку от зал. Ахматова, где приурочены к грабенообразным тектоническим блокам. Тельмановская толща пестроцветностью пород чётко отличается от подстилающих и перекрывающих её зеленоцветных отложений сложнинской и касаткинской толщ и может служить маркером при картировании этих отложений. Граница с нижележащей сложнинской толщей согласная, наблюдалась в непосредственном контакте по северному борту фиорда Тельмана и проводится по появлению в разрезе красноцветных прослоев пород (песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей). Стратотипический разрез толщи составлен А. А. Макарьевым в 1977 г. по северному борту фиорда Тельмана (разрез 5-Т). В стратотипическом разрезе, составленном по северному борту фиорда Тельмана в 2,0 км к северо-западу от его кутовой части, тельмановская толща представлена ритмичным чередованием пестроцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов в соотношении 1:2:5, соответственно. Для нижней части толщи (120 м) характерен более песчанистый состав отложений – прослои зеленоцветных и, реже, красноцветных мелко-среднезернистых песчаников имеют мощность 3,2-5,5 м, а один пласт зеленоцветных песчаников с прослоями (0,1-0,2 м) алевролитов достигает мощности до 18,0 м. Здесь же, среди зеленоцветных разностей пород, встречены 20-25 прослоев красноцветных (вишнёво-красных, кирпично-красных и пятнистых-зеленовато-красных) песчаников, алевролитов, реже аргиллитов. В красноцветных песчаниках отмечаются отпечатки мелких знаков волновой ряби, иероглифы. Мощность прослоев песчаников в обычных ритмах составляет 0,5-0,6 м, алевролитов и аргиллитов – 0,1-0,2 м.

В средней части толщи (100-110 м) среди зеленоцветных разностей пород отмечается всего 6 красноцветных прослоев алевролитов, аргиллитов и единичный пласт (1,5 м) красноцветных песчаников. В верхней части толщи (120 м) количество красноцветных прослоев (песчаников, алевролитов, аргиллитов) снова увеличивается до 12-14. Мощность их колеблется от 0,1 м до 0,5 м.

Следует отметить, что, несмотря на устойчивый характер разреза тельмановской толщи по площади о. Большевик в целом, отмечаются довольно резкие фациальные изменения цветовой гаммы и зернистости по простиранию пород. В береговых обрывах северного борта фиорда Тельмана, высота которых составляет 200 м, при идеальной обнажённости, пласты крупнозернистых до гравелитистых песчаников мощностью 1,5-2,0 м на расстоянии 100 м по простиранию (вверх по склону) разветвляются на 3-4 прослоя, а затем исчезают полностью. То

же самое отмечается и для цветовой гаммы пород. Пестроцветные (красноцветные) прослои на расстоянии 30-40 м приобретают смешанную (пятнистую) зеленоцветную – красноцветную окраску, а на расстоянии 70-100 м переходят в зеленоцветную.

Отдельно надо остановиться на характере ритмичности толщи, особенно пестроцветных пачек. Нижние элементы ритмов представлены, как правило, разнотекстурными песчаниками, которые с размывом (с «карманами заполнения») залегают на нижнем ритме. Второй элемент ритма представлен обычно алевролитом, а верхний – третий (или четвёртый) элемент – состоит из тонкого чередования (по 0,5-1,0 см) красноцветных аргиллитов и вишнево-красных (по поверхности выветривания белесовато-розовых) мергелей или алевролитистых известняков. Мощность верхнего (терригенно-карбонатного) ритма редко превышает 0,1-0,15 м. Иногда вместо прослоев мергели и известняки образуют линзовидные удлиненные включения (1,0 x 5-7 см) в кровле аргиллитов. Таким образом, отложения тельмановской толщи – это типичный пример формирования флиша в прибрежно-морских условиях осадконакопления.

Тельмановская толща на о. Большевик охарактеризована довольно большим количеством определений микрофоссилий. В стратотипическом разрезе (5-Т) по северному борту фиорда Тельмана по 13 пробам был выделен и определён следующий комплекс: *Archacodioscina umbonulata* Volk., *Baltisphaeridium orbiculare* Volk., *Micrhystridium* sp. («шиповатые формы»), *Granomarginata squamucea* Volk., *G. sibirica* Pt., *Tasmanites tenellus* Volk., *T. variabilis* Volk. Все приведённые формы (кроме рода *Tasmanites*) характерны для доминопольского горизонта нижнего кембрия Эстонии [46], а виды *Tasmanites tenellus* Volk., *T. variabilis* Volk. установлены в породах курчавинской свиты верхнего кембрия с о. Октябрьской Революции и нерасчленённых отложений верхнего кембрия – нижнего ордовика (грустнинская толща) Западного Таймыра (определения Л. А. Смирновой, 1979 г). Результаты определений микрофоссилий приведены в таблице 1. Аналогичный комплекс микрофоссилий выявлен по 7 пробам из отложений тельмановской толщи в среднем течении р. Студёная и на востоке острова в среднем течении р. Пятиуголка, по восточному обрамлению ледника Гастелло. Кроме указанных форм отмечаются многочисленные обрывки растительных тканей и флористические остатки (?) неясного систематического положения (Л. А. Смирнова, 1979 г.) [54, 74].

По формам *Tasmanites*, присущим фаунистически охарактеризованным отложениям верхнего кембрия о. Октябрьской Революции и верхнего кембрия – нижнего ордовика Западного Таймыра и, учитывая ее согласное залегание на породах сложнинской толщи, возраст тельмановской толщи принимается верхнекембрийским. Мощность толщи в стратотипическом разрезе равна 300-320 м, а на других участках о. Большевик достигает 450 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

К а с а т к и н с к а я т о л щ а ($O_1 ks$) завершает разрез отложений о. Большевик и представляет собой довольно однообразный комплекс зеленоцветных пород, внешне схожих со сложнинской толщей, отличаясь более грубозернистым составом. Стратотип толщи составлен в 1976 г. А. А. Макарьевым по береговым обрывам двух нижних левых притоков р. Студёная (в 4,5 и 7,5 км от устья реки).

Паростратотипами толщи можно считать разрез 8-Т, составленный А. А. Макарьевым в 1977 г. по северному борту фиорда Тельмана (в 7,0 км к северо-западу от его кутовой части), и разрезы 15-С, 16-С, составленные В. А. Марковским в 1977 г в верхнем течении р. Сложная (в 13,5 км от устья). Взаимоотношения тельмановской и касаткинской толщ согласные, что установлено в разрезе 8-Т по северному борту фиорда Тельмана. Граница проводится по подошве пласта зеленоцветных полимиктовых гравелитов, мелкогалечных конгломератов и по исчезновению в разрезе пестроцветных (красноцветных) пород.

Касаткинская толща наиболее широко развита в западной части о. Большевик, где ее породами сформированы все береговые обрывы восточного борта пролива Шокальского от м. Острый Нос на юге до м. Визе на севере. Высота береговых обрывов в районе м. Тельмана составляет 200-250 м. В северо-западной части острова (от фиорда Спартак до м. Баранова) практически повсеместно закартированы отложения касаткинской толщи, а выходы тельмановской приурочены к ядрам мелких антиклинальных складок, либо встречаются в тектонических блоках. Нижняя часть толщи прослежена в береговых обрывах м. Касаткин Нос и представлена пачкой разнозернистых зеленоцветных песчаников с линзовидными прослоями (мощностью до 1,0 м) гравелитистых песчаников и гравелитов. В подошве и, реже, в кровле гравелитов и гравелитистых песчаников отмечаются мелкие (до 0,15 м) размывы («карманы заполнения»), свидетельствующие о многочисленных внутриформационных перемыках. В основании пачки залегает прослой (до 0,8 м мощности) крупногалечных – мелкогалечных конгломератов, гальки которых представлены молочно-белым кварцем и серыми известковистыми песчаниками. Размер галек колеблется от 3 до 12 см. Видимая мощность этой пачки – около 15 м.

Вышележащая часть разреза мощностью до 100 м прослежена по береговым обрывам ручья, впадающего с севера в фиорд Тельмана (5,0 км к северо-востоку от м. Тельмана – участок парастратотипического разреза 8-Т). Здесь установлена пачка светло-зелёных, зеленовато-серых разнозернистых песчаников, ритмично переслаивающихся с зеленовато-серыми аргиллитами. В песчаниках отмечаются многочисленные линзовидные прослои мощностью 0,5-0,6 м крупнозернистых

гравелитов с «карманами заполнения» (размывами) в подошве. Наиболее мощный пласт (до 10,0 м) разнозернистых песчаников с прослоями розовато-серых гравелитов приурочен к основанию этой пачки. Розоватый цвет пород обусловлен большим включением ярко-красных угловатых гравийных зёрен полевого шпата, которые могут служить маркирующим признаком толщи.

Практически полный разрез касаткинской толщи составлен в 1977 г В. А. Марковским в верхнем течении р. Сложная на крутом повороте русла к северо-востоку (разрезы 15-С, 16-С в 13,5 км от устья). Толща на этом участке имеет неравномерно-ритмичное строение и содержит прослойки красноцветных алевролитов, аргиллитов, реже песчаников мощностью от 0,1 м до 2,0 м, что не характерно для касаткинской толщи западного побережья о. Большевик. Прослойки грубозернистых до гравелитистых песчаников приурочены к нижней части разреза (100 м). На верхней поверхности пластов песчаников отмечаются отпечатки крупных знаков ряби, борозды течения, гиероглифы, оплывины, что свидетельствует о прибрежно-морских условиях осадконакопления.

Из стратотипического разреза по северному борту фиорда Тельмана (1 проба) определён комплекс микрофоссилий: *Tasmanites tenellus* Volk., *T. variabilis* Volk., *Granomarginata squamacea* Volk. Более обширный комплекс был выявлен из отложений толщи в нижнем течении р. Бурная и по южному борту фиорда Партизанский (4 пробы). Здесь, кроме вышеуказанных, установлены формы: *Asperatosophosphaera magna* Scher., *A. portialis* Scher., *A. bavlensis* Scher., *Bavlinella faveolata* Scher., *Granomarginata sibirica* Itt., *G. prima* Naum.

В верхнем течении р. Сложная и в истоках р. Пятиуголка выявлен по 2 пробам обеднённый комплекс микрофоссилий: *Baltisphaeridium papillosum* Tim., *Orygmatosphaeridium rubiginosum* Andr., единичные *Tasmanites tenellus* Volk., но зато отмечаются многочисленные флористические остатки (?) неясного систематического положения (заключение Л. А. Смирновой, 1979 г).

Как уже указывалось выше, при обосновании возраста сложнинской и тельмановской толщ, формы *Asperatosophosphaera portialis* Scher., *A. bavlensis* Scher являются младшими синонимами вида *Leiosphaeridia otava* Naum., которые характерны для вендского редкинского горизонта Восточно-Европейской платформы (скв. Редкино, валдайская серия). К этому же уровню относятся и формы *Orygmatosphaeridium rubiginosum* Andr., *Bavlinella faveolata* Scher (редкинский – котлинский горизонты). Форма *Granomarginata* встречается в нижнекембрийских отложениях лонтоваского, доминопольского горизонтов Эстонии.

Виды *Tasmanites tenellus* Volk., *T. variabilis* Volk., по данным Т. В. Янкаускаса, впервые появляются в нижнекембрийском лонтоваском горизонте Восточно-Европейской платформы [46]. Указанные виды *Tasmanites* отмечаются на западном Таймыре в верхнекембрийских – нижнеордовикских отложениях грустнинской толщи, а на о. Октябрьской Революции встречены в фаунистически охарак-

теризованных отложениях (3 пробы) нижнесилурийской самойловичской свиты (определения Л. А. Смирновой, 1979 г). На основании всего вышеизложенного возраст касаткинской толщи принимается условно раннеордовикским, хотя он может быть и моложе.

Общая мощность касаткинской толщи составляет 450-600 м.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН – НИЖНИЙ КАРБОН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчленённые отложения верхнего девона – нижнего карбона о. Большевик условно выделяются в ранге алексеевской толщи в нижнем и среднем течении р. Сложная (район залива Ахматова).

А л е к с е е в с к а я т о л щ а (D₃-C_{1al}) как самостоятельное подразделение на о.Большевик выделяется впервые. Стратотипический разрез толщи составлен в нижнем и среднем течении р. Сложная В. А. Марковским в 1977 г. в ходе ГГС-200.

В связи с тем, что полевые дневники В. А. Марковского за 1977 г утрачены, описание разреза толщи приводится крайне схематично. Стратотип толщи расположен в нижнем и среднем течении р. Сложная по береговым обрывам реки и выходам коренных пород в русле в 4,5-5,8 км напрямую от устья. В нижней части разреза (разрезы 3-С, 4-С) в береговых обрывах реки при её развороте на запад прослежена ритмичная толща черноцветных аргиллитов и алевролитов с тонкими прослоями (5-7 см) темно-серых глинистых известняков. Толща прослежена в береговых обрывах на расстоянии 300-400 м, и мощность её, учитывая складчатость, составляет 100-110 м. Вышележащая часть разреза мощностью до 120-150 м (разрезы 1-С, 12-С, 19-С) составлена в среднем течении р. Сложная на участке её меридионального течения. В разрезе преобладают черноцветные тонкоплитчатые аргиллиты, иногда рассланцованные до дресвы, чёрные и тёмно-серые алевролиты, тёмно-серые мелкозернистые песчаники. Мощность прослоев алевролитов и песчаников составляет 0,1-0,2 м, аргиллитов – 0,5 м, реже – до 1,0 м. Породы смяты в мелкие изоклинальные складки с углами падения 50-60° к северо-западу. Следует отметить, что в алексеевской толще (в отличие от нижнекембрийской гольшевской) отсутствуют грубозернистые разности пород.

Возраст толщи определяется наличием в её породах обрывков тканей высших (трахеидных, лестничных) растений с окаймлёнными порами, многочисленными мелкими обломками (0,5-0,7 мм) чёрного обугленного органического вещества, содержание которого в некоторых пробах достигает 1,0% от объёма. В одной пробе (1-С/61а), кроме обрывков тканей высших растений, установлены единичные экземпляры трёхлучевой споры *Sinomonozotriletes samariforma* Keda, которые известны из визейских отложений Восточно-Европейской платформы (бобриковский горизонт). На о. Октябрьской Революции тонкие прослои угленосных

пород были выявлены В. В. Меннером в отложениях верхнего девона р. Матусевича [56].

Наличие обрывков тканей высших растений в большом количестве проб, присутствие многочисленных мелких обломков угля и выявленные единичные трехлучевые споры визейского возраста позволяют условно отнести алексеевскую толщу к позднему девону – раннему карбону.

Мощность толщи – 220-260 м.

ОКТАБРЬСКО-ПИОНЕРСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Октябрьско-Пионерская геологическая площадь является составной частью Карской плиты и охватывает острова Пионер, Октябрьской Революции и прилегающие к ним острова архипелага Седова, Самойловича, Воронина, Краснофлотские, Сергея Кирова. В пределах листа Т-45-48 в геологическом строении указанной площади участвуют кембрийские, ордовикские, силурийские, девонские, верхнекаменноугольные – нижнепермские, четвертичные стратифицированные отложения и образования, и разновозрастные интрузивные породы.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения развиты в восточной части о. Октябрьской Революции и входят в состав складчатого фундамента Карской плиты. По литологическим особенностям и комплексам фаунистических остатков выделяются отложения всех трёх отделов кембрия, разделённые (снизу – вверх) на некрасовскую толщу и маратовскую, университетскую и курчавинскую свиты.

Нижний отдел

Отложения нижнего кембрия развиты в северо-восточной и восточной частях о. Октябрьской Революции на участках м. Некрасова – м. Лагерный и далее к югу прослеживаются узкой полосой вдоль берега пролива Шокальского до района бух. Медвежья – фиорд Марата – о. Сторожевой, а на крайнем юго-востоке острова охватывают мысы Массивный и Оловянный. По литологическим особенностям в составе нижнего кембрия выделяются некрасовская толща и маратовская свита. Контакт с подстилающими отложениями докембрия на о. октябрьской Революции не установлено.

Некрасовская толща ($\text{Є}_1 \text{нк}$) прослеживается в пределах восточной части острова на участках бухта Собачья – мыс Берга – мыс Лагерный, в кутовой части фиорда Марата и на мысах Массивный и Оловянный. Стратотипический разрез толщи составлен в 1979 г. А. А. Макарьевым, Н. П. Лазаренко по береговым морским обрывам от мыса Некрасова до бухты Собачья. Выходы толщи приурочены к сводовой части осложнённой разломами антиклинальной

структуры, краевые части которой сложены отложениями среднего и верхнего кембрия. По характеру ритмичности и по составу пород толща подразделяется на две части.

Нижненекрасовская подтолща ($\text{Є}_1\text{пк}_1$) вскрывается широкой полосой от бухты Некрасова к югу до озера Спокойное на севере и далее к востоку до бухты Отдыха и мыса Лагерный. Наиболее полный её разрез составлен в долине безымянной речки, впадающей с запада в бухту Отдыха. Толщу слагают песчаники от светло- до тёмно-серых, иногда зеленовато-серые с желтовато-буровой коркой выветривания, мелко- и среднезернистые, местами алевритистые, ритмично переслаивающиеся с алевролитами преимущественно тёмно-серыми, среднезернистыми. Ритмы двучленные, флишоидного типа мощностью 0,3-0,7 м. По составу песчаники и алевролиты полевошпатово-кварцевые с базальным слюдисто-кварцевым цементом. В верхней части подтолщи на участках озер Светлое, Спокойное, м. Некрасова, бух. Отдыха установлены прослой грязно-зеленовато-серых туфопесчаников мощностью 0,2-0,4 м. В составе обломочной части пород преобладают кварц и микрокварциты, риолиты, девитрифицированное, реже – практически не раскристаллизованное вулканическое стекло. Все зерна хорошо окатаны. Цемент базальный, очевидно пирокластический, но очень сильно карбонатизированный, хлоритизированный, серицитизированный. В отдельных шлифах отмечается тонкое переслаивание по 1-2 мм туфоалевролитов, туфопесчаников и пепловых туфов, нацело хлоритизированных с включениями фьямме. Здесь и далее определения шлифов Т. Г. Говердовской (ФГУП «ВНИИ Океангеология»).

Видимая мощность подтолщи до 410 м.

Верхненекрасовская подтолща ($\text{Є}_1\text{пк}_2$) прослеживается на северо-востоке острова широкой полосой от бухты Собачья до бассейна р. Тихая, а на юго-востоке – в районе мысов Массивный и Оловянный. Наличие окатанных галек кварца, прослоев конгломератов и гравелитов во всех разновидностях пород, слагающих толщу, позволяет картировать её в разрозненных выходах и элювиальных развалах.

Граница между нижней и верхней подтолщами проводится условно по появлению прослоев туфогравелитов и туфоконгломератов в пачках ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, что наблюдалось в районе бухты Собачья. Толщу слагают алевролиты тёмно-зеленовато-серые, крупнозернистые, кварцевые и полевошпатово-кварцевые в переслаивании с песчаниками полимиктовыми светло-серыми и зеленовато-серыми, средне- и крупнозернистыми до гравелитистых, с линзами и с прослоями туфогравелитов и туфоконгломератов мощностью от 0,1 до 1,3 м. С северо-запада на юго-восток от бух. Собачья до бух. Закрытая, м. Лагерный на расстоянии 20-25 км наблюдается последовательная смена вулканических гравелитов туфогравелитами с пепловым материалом в цементе и далее литовитрокластическими псаммитовыми, псефитовыми

туфами. В вулканических гравелитах и туфогравелитах обломочные зерна размером 0,5-1,0 см хорошо окатанные и представлены в разном соотношении: риолитами, дацитовыми порфирами, андезитами, кварцитами, туфами кислого состава, раскристаллизованным кислым стеклом, плагиогранитами. Цемент, как правило, туфовый песчаный с включениями пеплового материала, реже буроватый стекловато-пепеловый с песчанистой кварц-полевошпатовой примесью.

Литовитрокристаллокластические туфы кислого состава представлены линзовидными, уплощенными (вытянутыми по сланцеватости) обломками кислого стекла, риодацит-порфиров, андезитов и кварцем, полевыми шпатами. Цемент (матрикс) представлен тонкой пирокластической стекловатой массой.

Туфогравелиты и туфоконгломераты особенно многочисленны в верхней половине разреза. Для нижней половины характерно преобладание алевролитов и включения единичных, хорошо окатанных галек (0,5-1,0 см) полевого шпата и микрокварцитов. Мощность 300 м.

Из отложений некрасовской толщи с мысов Некрасова, Массивный быдо проведено определение изотопного возраста детритовых цирконов по 4 пробам. Из 131 определения – 18 зерен (14%) показали возраст 535-570 млн. лет (поздний венд) [36]. Кроме того, по результатам палинологических исследований 5 проб из отложений некрасовской толщи (палинолог Е. Ю. Голубкова, ИГГД РАН), во всех пробах были обнаружены обрывки растительных пленок, а в одной пробе – сфероморфные микрофоссилии *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.) Jank. По данным Т. В. Янкаускаса указанный вид характерен для поздневендских-раннекембрийских отложений Эстонии (древлянский горизонт) [46]. На основании указанных материалов возраст некрасовской толщи принимается раннекембрийским.

Общая мощность толщи не менее 710 м.

Маратовская свита (C_1mr) названа по месту её стратотипического развития в районе фиорда Марата. Стратотипические разрезы толщи составлены в 1979 г. А. А. Макарьевым, Н. П. Лазаренко в районе фиорда Марата (бухта Медвежья, о. Сторожевой) на восточном побережье о. Октябрьской Революции. Соотношение с некрасовской толщей предполагается согласное, и граница между ними проводится условно по подошве пачки темно-серых до черных тонкослоистых аргиллитов. Свита сформирована аргиллитами темно-серыми до черных в тонком переслаивании с алевролитами темно-серыми, светло-зеленовато-серыми, тонкоплитчатыми. Для этих разновидностей пород характерна тонкая зернистость, базальный слюдисто-кварцевый, реже карбонатно-слюдисто-кварцевый цемент, а также наличие большого количества крупных известняковых конкреций с многочисленными остатками трилобитов.

Нижняя часть разреза маратовской свиты вскрыта на юго-западном побережье о. Сторожевой и в его северной части. В серии коренных выходов здесь просле-

живается переслаивание аргиллитов тёмно-серых, тонколистоватых с алевролитами тёмно-серыми, тонкозернистыми, кварцевого состава, причём последние преобладают в верхней половине разреза. По всему разрезу рассеяны караваяобразные конкреции светло-серых, мраморизованных известняков размерами от 3-5 см до 0,5-0,8 м в поперечнике. В конкрециях встречены многочисленные отпечатки трилобитов *Nevadella* sp., *Fallotaspis* (?) sp., *Hebeliscus* sp., характерные для зоны *Nevadella* верхней трети алданского яруса Северной Америки (здесь и далее заключения Н. П. Лазаренко). Мощность около 60 м.

Верхняя часть разреза маратовской свиты составлена по долинам ручьёв северного борта бухты Медвежья и представлена алевролитами светло-зеленовато-серыми разномзернистыми с базальным слюдисто-кварцевым, реже слюдисто-карбонатно-кварцевым цементом, в тонком переслаивании (от миллиметров до 2-3 см) с аргиллитами тёмно-зеленовато-серыми до чёрных, слюдисто-глинисто-кварцевыми, листоватыми. По всему разрезу присутствуют овальные конкреции мраморизованных известняков (0,2 x 0,4 x 0,6 м), количество которых возрастает вверх по разрезу. В конкрециях верхней половины разреза выявлены многочисленные отпечатки панцирей трилобитов *Pagetiellus* cf. *lenaicus* (Toll.), *Palaeolenides* (?) sp., характерные для зоны *Judomia* – верхней в объёме алданского яруса Сибирской платформы. Мощность 260-350 м.

Верхи разреза маратовской свиты и её контакт с перекрывающими отложениями среднего кембрия наблюдались на небольшом мысе и по склону южного берега бухты Медвежья. Здесь вскрыта пачка аргиллитов чёрных, тонколистоватых, слюдисто-кварцевых, карбонатизированных с большим количеством конкреций чёрных мраморизованных известняков и прослоями (2-5 см) песчаников серых, кварцевых, мелкозернистых. В конкрециях встречены многочисленные остатки трилобитов семейства *Ellipsocephalidae*, в равной мере характерного для верхов нижнего и низов среднего кембрия, а в аргиллитах вблизи кровли пачки найдены остатки трилобитов рода *Galahetes*, характеризующего в Австралии переходные слои от нижнего к среднему кембрию. Мощность 60 м.

Суммарная мощность отложений маратовской свиты по изученным разрезам определяется в 440 м.

Средний отдел

Университетская свита (*C₂ un*). В пределах о. Октябрьской Революции отложения свиты прослеживаются узкой полосой вдоль восточного края ледника Карпинского от фиорда Марата – мыс Афонина до бухты Ледниковой. На северо-востоке острова, в пределах г. Базарная и бухты Собачья, породы свиты вскрываются в изолированных блоках в поле развития отложений нижнего кембрия, ордовика и силура. На участке бухты Снежная в юго-восточной части острова выходы университетской свиты приурочены к центральной части сне-

жинской антиклинали. Название свиты дано по леднику Университетскому, к юго-западу от которого располагается её стратотипический разрез, составленный А. А. Макарьевым в 1978 г. по береговым обрывам двух безымянных речек к востоку от р. Курчавой.

Нижняя граница университетской свиты согласная и проводится по подошве пачки переслаивания зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов, залегающих на чёрных аргиллитах нижнего кембрия. По южному борту бухты Медвежьей установлена непосредственная смена фаунистически охарактеризованных отложений нижнего кембрия породами среднекембрийского возраста. Для университетской свиты в целом характерны зеленовато-серый тон и тонко- мелкозернистый состав пород. В стратотипическом разрезе преобладают светло-зеленовато-серые алевролиты песчанистые, с поровым слюдисто-кварцевым и карбонатно-кварцевым цементом. Значительно в меньшей степени присутствуют песчаники алевролитистые, кварцевые, по составу и типу цементации аналогичные алевролитам. Переходы между этими типами пород очень постепенные. В песчаниках наблюдается тонкая горизонтальная, горизонтально-волнистая слоистость, реже косая с клиновидными слойками. На плоскостях напластования наблюдаются многочисленные знаки симметричной ряби, фукоиды. Редкие линзы и линзовидные прослои известняков присутствуют в нижней части разреза. Вблизи кровли залегают пласт серых мраморизованных известняков (до 10 м по мощности), который перекрывается пачкой (15 м) алевролитов тёмно-серых до чёрных, тонкоплитчатых, по литологическим особенностям близких аргиллитам верхнего кембрия.

В нижней и средней части разреза, в прослоях песчаников и известняков встречены многочисленные остатки трилобитов, среди которых преобладают представители семейства *Ellipsocerphalidae*, наиболее характерные для низов среднего кембрия. Выше по разрезу в алевролитах встречены редкие остатки трилобитов из семейства *Paradoxididae*, а также *Anomocarina* (?) sp., *Peronopsis* (?) sp., *Phalagnostus* ex gr. *Glandiformis* (Ang.) и массовые скопления раковин брахиопод, сходных с *Nisusia* sp. Вблизи кровли разреза были найдены остатки трилобитов *Oidalagnostus* cf. *trispinifer* Wgard, *Proceratopyge* sp., *Lomsucaspis* (?) sp., входящих в комплекс руководящих форм для верхов среднего кембрия Сибирской платформы.

Мощность отложений университетской свиты в стратотипическом разрезе составляет 240 м. Подсчёт в этом разрезе усложняют многочисленные нарушения с амплитудой смещения по 5-10 м и отсутствие маркирующих прослоев при монотонности строения толщи.

На востоке, в районе мыса Афонина, в парастратотипическом разрезе университетской свиты преобладают аргиллиты слюдисто-кварцевые и слюдисто-глинисто-кремнистые, темно-зеленовато-серые, тонко ритмично переслаиваю-

щиеся с кварцевыми алевролитами той же тональности с базальным кварцево-карбонатным и карбонатным цементом и единичными прослоями зеленовато-серых песчаников. Ритмы преимущественно двучленные. По всему разрезу отмечаются многочисленные конкреции и линзовидные прослои известняков серых мраморизованных с остатками трилобитов, реже – брахиопод. Из нижней половины разреза определены *Paradoxides (Acadoparadoxides) sp.*, *Peronopsis (?) sp.*, наиболее характерные для амгинского – низов майского ярусов среднего кембрия. Породы на этом участке интенсивно ороговикованы, передроблены, сильно дислоцированы.

Мощность университетской свиты в этом районе определяется в 560 м.

На участке г. Базарной отложения университетской свиты вскрываются в мелких тектонических блоках. Несмотря на хорошую обнажённость отдельных частей свиты, разрез составлен схематично и контролируется лишь находками фаунистических остатков. Для разреза характерно ритмичное переслаивание зеленовато-серых алевролитов со светло-зеленовато-серыми песчаниками и в меньшей степени аргиллитами. По всему разрезу встречаются конкреции и линзовидные прослои тёмно-зелёных алевролитов мелкозернистых, кварцевых, с базальным кальцитовым цементом, содержащие остатки трилобитов, часто плохой сохранности, из семейства *Ellipsocephalidae*, *Paradoxididae* и агностиды *Diplagnostis (?) sp.*, которые в комплексе могут характеризовать нижнюю часть среднего кембрия. Особенностью разреза университетской свиты района г. Базарной является преобладание песчаников и песчаных алевролитов с базальным кальцитовым цементом и появление в верхней части прослоев (до 5 см) красноватых разновидностей пород. Общая мощность вскрытого разреза 440 м.

Своеобразен комплекс трилобитов университетской свиты. Представители семейства *Ellipsocephalidae* известны в отложениях среднего кембрия Западной Европы и Северной Америки, в последние годы найдены на о-вах Новой Земли, но крайне редко встречаются на остальной территории России. Однако присутствие в комплексе представителей семейства *Paradoxididae*, а также других трилобитов, являющихся руководящими для майского яруса, позволяет коррелировать отложения университетской свиты с одновозрастными отложениями в пределах амгинского и майского ярусов среднего кембрия Сибирской платформы.

Верхний отдел

Основное поле развития верхнекембрийских отложений располагается на юге и в центральной части о. Октябрьской Революции между ледниками Вавилова и Университетский в виде неравномерной широкой полосы, прослеживающейся от устья р. Курчавой на юге до озера Острое на севере. На северо-востоке острова выходы отложений установлены в узкой прибрежной полосе от р. Крутой до бухты Ледни-

ковой и мыса Камень, а также в изолированном блоке среди отложений ордовика к югу от бухты Раздолье.

Курчавинская свита ($C_3k\check{c}$) выделена А. А. Макарьевым и Ю. Г. Рогозовым в 1975 г. при проведении ГГС-200 в южной части острова [57]. Стратотип составлен по береговым обрывам р. Курчавая в интервале 6,0-8,5 км от устья. Нижняя граница свиты проводится по подошве мощной пачки черноцветных аргиллитов и светло-серых песчаных известняков. Литологически разрез свиты чётко разделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Стратотипический разрез нижнекурчавинской подсвиты ($C_3k\check{c}_1$) вскрыт в береговых обрывах р. Курчавой у петлеобразного поворота русла на юго-запад и двух безымянных рек непосредственно к востоку от р. Курчавой. Здесь разрез представлен аргиллитами тёмно-серыми до чёрных, тонкоплитчатыми до листоватыми, слюдисто-кремнистыми, местами карбонатизированными, с прослоями алевролитов (1-2 см) тёмно-серых мелкозернистых, кварцевых, с поровым и порово-базальным, кварцево-карбонатным цементом. По всему разрезу подсвиты присутствуют конкреции овальной формы (размерами от первых до 10 x 15 x 20 см) известняков или известняковых алевролитов тёмно-серых, мраморизованных, со скоплениями органических остатков. Вблизи основания разреза подсвиты в конкрециях встречены остатки трилобитов *Proagnostus* (?) sp., *Oidalagnostus* (?) sp., *Proceratopyge* sp., *Agnostus* sp., и ближе неопределимые *Plethopeltidae*, что в комплексе характерно для низов верхнего кембрия Сибирской платформы.

Примерно в 100 м и выше по разрезу в тонкоплитчатых аргиллитах найдены единичные *Glyptagnostus* sp., *Aspidagnostus* sp., *Palaeodotes florens* (Laz.), *Olenaspella* sp., типичные для верхов нижней половины верхнего кембрия.

В 30 м выше по разрезу из конкреций известняков определены трилобиты *Pseudagnostus* sp., *Cedarellus* (?) sp., *Irvingella* sp. и брахиоподы *Eoorthis wichitaensis* Walc., *Apheorthis* aff. *khantaiskiensis* Jadr., определяющие возраст вмещающих слоёв, как середина верхнего кембрия. Мощность отложений нижнекурчавинской подсвиты в стратотипическом разрезе составляет 300 м.

Верхнекурчавинская подсвита ($C_3 k\check{c}_2$) имеет значительно меньшую площадь распространения, чем нижняя, и прослеживается от устья рек Растущая – Бодрая до озера Острое. На крайнем востоке острова отложения подсвиты фиксируются в мелких изолированных блоках в бассейне р. Крутой, бухте Ледниковой, районе мыса Камень. Стратотипический разрез подсвиты составлен по береговым обрывам р. Курчавой в 6 км от устья, и реки Кружилиха в 7,5 км от устья. Верхнекурчавинская подсвита залегает согласно, с постепенным переходом, на нижнекурчавинской. Граница между подсвитами проводится по подошве пачки серых, тёмно-серых алевролитов с прослоями светло-серых песчаных известняков.

Разрез подсвиты слагают алевролиты светло-серые до тёмно-серых, местами зеленовато-серые, преимущественно крупнозернистые, с поровым и порово-

базальным слюдисто-кварцевым либо слюдисто-глинисто-кварцевым цементом, в ритмичном переслаивании с аргиллитами тёмно-серыми, слюдисто-кремнистыми, тонкоплитчатыми до листоватыми, либо с песчаниками светло-серыми и серыми, мелко- и среднезернистыми, кварцевыми, местами полевошпатово-кварцевыми, с цементом по типу и составу как в алевролитах. Ритмы двучленные (песчаник – алевролит), реже трёхчленные. Мощность ритмов колеблется от 0,2 до 1,5 м и достигает 2,5 м. По всему разрезу встречаются конкреции и линзовидные прослои карбонатизированных песчаников и песчанистых известняков светло-серых, с поверхности выветривания буроватых, горизонтально- или косослоистых, с включением органических остатков. Вверх по разрезу количество карбонатизированных линз и конкреций увеличивается до появления прослоев светло-серых мраморизованных известняков.

Отложения верхнекурчавинской подсвиты охарактеризованы разнообразными органическими остатками, среди которых особенно многочисленны трилобиты, брахиоподы и, на отдельных уровнях, криноидеи. Кроме того, выявлены гастроподы, конодонты, моноплакофоры и образования «con-in-con». Предварительные определения выполнены только для трилобитов, брахиопод, криноидей и конодонтов (определения брахиопод произведены А. Г. Ядренкиной и Ю. Л. Пельман, конодонтов – Г. П. Абаимовой, криноидей – Р. С. Елтышевой, трилобитов – Н. П. Лазаренко).

В нижней части верхнекурчавинской подсвиты выявлены трилобиты – *Irvingella* sp., *Cedarellus felix* Laz., *Agnostotes* sp., *Pseudagnostus* sp., *Anostus* sp., брахиоподы замковые *Eoorthis wichitaensis* Walc., *Apheorthis* aff. *Khantaiskiensis* Jadr., *Billingsella* sp., и беззамковые – *Ectenoglossa* sp., *Leptembolon* sp., *Lingulella* sp., конодонты – *Proconodontus* cf. *savitskyi* Abaim., *Torellella* sp., а также мелкие обломки криноидей и раковины гастропод. В средней части подсвиты собраны трилобиты *Protopeltura* sp., *Parabolina* sp., *Cedarellum felix* Laz., *Agnosus* sp., *Pseudagnostus* sp., и брахиоподы тех же родов и видов, что и ниже по разрезу. Для верхней трети подсвиты характерны трилобиты *Parabolinites* sp., *Parabolina* (?) sp. *Kujandaspis* (?) sp., *Geragnostus* sp., *Agnostus* sp., . Массовые брахиоподы *Eoorthis wichitaensis* Walc., *Apheorthis* aff. *khantaiskiensis* Jadr., *Lingulella* sp., криноидеи – *Exaesioidiscus terraborealis* Elt., *Dianthocoeloma markovskiyi* Elt.

Приведённые комплексы органических остатков позволяют уверенно датировать возраст вмещающих пород верхней половиной позднего кембрия. Мощность отложений верхнекурчавинской подсвиты – 500 м.

Мощность курчавинской свиты в стратотипическом районе составляет 800 м.

Университетская - курчавинская свиты нерасчлененные (Є_{2,3} un-kč) показаны на геологической карте в восточной части о. Октябрьской Революции на участке гор Приметная, Неприступная, Бык, восточный склон гор Туманных и южная часть о. Найденыш. На этих участках не установлено в от-

ложениях фаунистических остатков и их возраст является спорным. Они представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, в различной степени ороговикованными в зависимости от близости гранитоидных массивов восточно-октябрьского комплекса. Возраст этих отложений принимается условно как средне-позднекембрийский на основании их литологического сходства с породами университетской и курчавинской свит на смежных участках.

Мощность 600-700 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Нижний отдел ордовикской системы включает кружилихскую и ушаковскую свиты. Нижнеордовикские отложения широко развиты в южной и центральной частях острова и прослеживаются широкой полосой от устья р. Озёрная на юге до южного борта ледника Альбанова на севере. Фрагменты выходов нижнеордовикских отложений установлены по юго-восточному побережью фиорда Матусевича (участок р. Ровная) и по восточному побережью острова в истоках р. Крутая (район пролива Узкий).

К р у ж и л и х с к а я с в и т а ($O_1 kr$) впервые была выделена в 1954 г. С. В. Воскресенским под названием песчаниково – известняковой свиты, а позднее, в 1959 г., Б. Х. Егиазаровым [74] переведена в кружилихскую свиту. Стратотип свиты составлен В. А. Марковским в 1974 г. по береговым обрывам р. Кружилиха в нижнем её течении в интервале 0,5-10,0 км от устья. Фациальный состав свиты достаточно изменчив. В основании разреза отмечается пачка песчаников крупно-грубозернистых, светло-серых с линзовидными прослоями (10-15 см) гравелитов и мелкогалечных конгломератов с уплощенными гальками темноцветных алевролитов, кремнистых пород, эффузивных пород кислого и среднего состава. В нижней части пачки установлены остатки брахиопод *Angarella* плохой сохранности, а в верхах – скелетные остатки мшанок. Мощность пачки составляет 15-20 м. Вышележащая часть свиты на р. Кружилиха представлена ритмичным переслаиванием (0,1-0,5 м, реже – до 1,0 м) светло-серых, мелко-среднезернистых, полевошпатово-кварцевых песчаников с редкими прослоями (0,1-0,5 м) органогенных песчаных и алевролитовых известняков, глинисто-алевролитовых доломитов, алевролитов. В среднем течении р. Бодрая (10-12 км к югу от р. Кружилиха) в разрезе свиты преобладают серые, темно-серые, буровато-серые разномерные кварцевые песчаники с кальцитовым цементом. Размерность пород меняется от мелко- до крупнозернистых. Отмечаются прослои песчаных известняков с большим количеством раковинного детрита и отпечатками раковин брахиопод *Angarella*, колпачковых гастропод, криноидей, наутилоидей.

Мощность свиты в стратотипическом районе на участках рек Кружилиха – Бодрая составляет 200-250 м.

Отличным от стратотипа по р. Кружилиха является разрез нижней части свиты, составленный Ю. Г. Рогозовым в 1975 г. по левому притоку р. Каньон. В основании разреза залегает пласт серых, мелкощепнистых, до глыбовых, конглобрекчий мощностью 4,4 м. Угловатые, слабоокатанные обломки пород размерностью от 2-3 см до 15-30 см представлены мелкозернистыми окварцованными тёмно-серыми до чёрных и серыми слоистыми песчаниками. Контакт с подстилающими породами курчавинской свиты тектонический, но отмечается резкое азимутальное несогласие между кружилихской и курчавинской свитами. Азимут падения подстилающих пород 320° - 330° , угол 40° - 60° ; азимут падения конглобрекчий – 105° - 110° , угол 45° - 50° .

Выше залегает толща кварцевых песчаников мощностью до 18 м – мелкозернистых серых, буровато-серых с фиолетовым оттенком с прослоями полимиктовых гравелитов с единичными мелкими гальками и щепнистыми обломками пород. Мощность прослоев гравелитов – 0,5-0,9 м. В верхней части толщи песчаников установлены отпечатки брахиопод *Angarella* sp., и гастропод.

По участкам рек Сланцевая и Холодная в 1975 г. А. А. Макарьевым составлен несколько другой разрез кружилихской свиты. В нижней части (125 м) преобладают песчаники светло-серые средне-крупнозернистые, кварцевые, полевошпатово-кварцевые с поровым карбонатным цементом с единичными отпечатками очень крупных (до 5,0 см) брахиопод *Angarella* sp. Отмечаются прослой светло-серых полимиктовых гравелитов и тёмно-зелёных глауконитовых песчаников (3-5 м мощностью). Содержание глауконита в цементе песчаников колеблется от 5 до 30%. В основании пачки залегает прослой полимиктовых гравелитистых песчаников с единичными уплощенными гальками светло-зелёных эффузивных пород среднего и кислого состава. В нижней части пачки отмечен прослой мощностью 3,6 м светло-зелёных среднезернистых туфопесчаников, содержащих мелкие угловатые обломки вулканического стекла. Верхняя часть разреза (60 м) представлена тёмно-серыми мраморизированными известняками с прослоями серых органогенно-детритовых известняков с многочисленными плохоопределимыми остатками моноплакофор, замковых брахиопод, мшанок, трилобитов и остракод *Lepeditella* sp. Для песчаников и гравелитов нижней толщи кружилихской свиты характерна грубая косяя слоистость, многочисленные отпечатки симметричной ряби, отпечатки трещин усыхания по плоскостям напластования, фукоиды.

Мощность кружилихской свиты на этом участке составляет 185-190 м.

Возможно, фрагмент более высокой части разреза кружилихской свиты составлен Ю. Г. Рогозовым по нунатакам северного борта озера Острое в его западной части. Здесь, в сводовой части синклинальной структуры, прослежены (снизу – вверх):

1. Известняки тёмно-серые до чёрных, мраморизованные, сильно кальцитизированные, с вкрапленностью сульфидов (пирит, халькопирит), содержание которых составляет до 3-5%. В известняках установлены остатки брахиопод *Angarella* sp. плохой сохранности и неопределимых пелеципод. Мощность 11,0 м.

2. Алевриты тёмно-зеленовато-серые, кварцевые, тонкоплитчатые с прослоями (0,2-0,4 м) серых полевошпатово-кварцевых мелкозернистых песчаников с карбонатным цементом. В центральной части этих нунатаков в аналогичной пачке переслаивания установлены остатки брахиопод *Angarella* sp. и криноидей. Мощность пачки – 50-60 м.

Видимая мощность верхней части куржилихской свиты на участке р. Каньон – оз. Острое составляет 90-100 м, но этот район, в связи с его нахождением в зоне Главного Североземельского разлома, имеет очень сложное блоковое строение, и детальный подсчёт мощностей невозможен.

Таким образом, снизу вверх по разрезу свиты возрастает карбонатность пород и уменьшаются размеры кластических зёрен. Разрозненные небольшие выходы свиты обнаружены в пределах восточной части о. Октябрьской Революции (р. Крутая, бухта Ледниковая, бухта Собачья), где они встречены в тектонических блоках в поле развития верхне-среднекембрийских отложений.

Возраст кружилихской свиты определяется на основании остатков брахиопод *Angarella* ex gr. *Lopatini* Assat., *Angarella* sp., *Finkelburgia* sp., (определения В. И. Бондарева, О. И. Никифоровой) и гастропод *Ophileta* aff. *levata* Vanux. Этот комплекс органических остатков характерен для отложений аренигского яруса нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы.

По левому притоку р. Незаметная, в средней части кружилихской свиты обнаружены многочисленные остатки конодонтов: *Drepanodus homocurvatus* Lind., *D. suberectus* (Branson et Mehl.), *D. daltifer* Lind., *D. disymmetricus* Viira, *Prioniodina inflata* Lind., *Trichonodella longs* Lind., *Distacodus vernus* Mosk., *D. procerus* Eth., *Oistodus inclinatus* Stauf., *Cordylodus perlongus* Lind., *Paracordylodus lindst-roemi* Berg., *Lonchodus* sp., *Scandodus manifestus* Mosk., *S. rectus* Lindst., *Oistodus excelsus* Stauf. По заключению Г. П. Абаимовой, комплекс конодонтов в основном характерен для латорнского и волховского горизонтов (арениг) Прибалтики. На основании имеющихся материалов возраст кружилихской свиты определяется как раннеордовикский.

При проведении работ по программе «Европроба» сотрудниками Норвежского полярного института и университета г. Упсала в 1998-1999 г.г. проводилось геологическое изучение центральной части о. Октябрьской Революции [64]. В комплекс работ входил и отбор проб из палеозойских отложений (от среднего кембрия до верхнего девона включительно) для определения изотопного возраста детритовых цирконов. Из верхней части разреза кружилихской свиты была отобрана проба G-99-039, в которой определён возраст 54 цирконов, в том числе:

- 5 зёрен (9,2%) с возрастом 537-499 млн. лет (ранний-поздний кембрий)
- 3 зерна (5,5%) с возрастом 545-550 млн. лет (поздний венд)
- 8 зёрен (14,8%) с возрастом 607-1526 млн. лет (ранний-поздний рифей).

Мощность свиты меняется от 100 до 250 м.

Ушаковская свита (*O₁ us*) была выделена впервые Б. Х. Егизаровым и К. С. Агеевым в 1954 г. при проведении ревизионных работ на о. Октябрьской Революции как комсомольская свита, которая включала в себя две подсвиты. Для нижней пестроцветной подсвиты был характерен песчанистый и доломито-мергелистый состав вмещающих пород. В верхней, темноцветной подсвите преобладали известняки, мергели с маломощными прослоями и линзами гипсолинтов.

В 1974 г. В. А. Марковский из состава комсомольской свиты Б. Х. Егизарова выделил пестроцветную часть разреза в самостоятельную ушаковскую свиту. Стратотип свиты был составлен в 1975 г. по береговым обрывам среднего и нижнего течения р. Ушакова, впадающей на севере в бухту Сказочную.

Ушаковская свита широко распространена в центральной и юго-восточной части о. Октябрьской Революции. Здесь она прослеживается в виде узкой полосы от устья р. Озёрная к её истокам и далее на северо-запад к междуречью рек Стройная – Ледниковая, расширяясь до 15 км. В юго-восточной части острова на участках низовьев рек Холодная, Сланцевая, Растущая, отложения свиты приурочены к ядрам синклинальных структур в поле развития кружилихской и курчавинской свит. На участке от юго-западной оконечности ледника Университетский до мыса и острова Свердлова отложения свиты закартированы в тектоническом блоке и представлены преимущественно пестроцветными (красноцветными) осадочно-вулканогенными породами.

Ушаковская свита залегает согласно на кружилихской. Граница между ними проводится по подошве пачки пестроцветных (преимущественно красноцветных) песчаников с прослоями мергелей и аргиллитов. Разрез свиты сводный и составлялся на отдельных участках центральной части о. Октябрьской Революции между ледниками Вавилова и Карпинского. В разрезе свиты крайне условно выделяются три литологически различные подсвиты. Нижняя подсвита прослежена в южной части о. Фиордовое в верхнем течении р. Озёрная и представлена красноцветными песчаниками мелко-среднезернистыми кварцевыми, полевошпатово-кварцевыми с лимонит-глинисто-карбонатным, кремнисто-хлорит-слюдистым цементом. В нижней части пачки песчаники красноцветные, а выше по разрезу (50 м от подошвы) сменяются зеленоцветно-красноцветными пятнистыми, слоистыми. В нижней и средней частях пачки отмечается несколько покровов (0,5-3,0 м) пород кислого и среднего состава (липаритов, фельзитов, кварцевых кератофиринов), и прослои кристалло-витрокластических туфов кислого состава. В верхней части подсвиты прослежены единичные прослои (0,1-1,5 м) столбчатых

строматолитовых известняков. Мощность нижней подсвиты изменчива и составляет 250-300 м.

Средняя подсвита распространена на водораздельном участке между р.р. Озёрная и Ушакова и в среднем течении р. Книжная. Толща состоит из красноцветных (вишнёво-красных, кирпично-красных) и зеленоцветных мергелей, глинистых алевролитов, доломитов, песчанистых доломитов с мощностью пластов 0,5-10 м. Для отложений подсвиты характерны «мусорные» породы (хлидолиты) с переменным составом песчанистой, алевролитовой и глинистой фракции и резкопеременным составом карбонатных пород. По плоскостям напластования отмечаются трещины усыхания, псевдоморфозы доломита по галиту. В верхней части подсвиты довольно часто отмечаются прослои и линзовидные тела оранжевого и белого гипса (прослои 1-10 см, в раздувах до 0,3-08 м). К этой же части разреза в среднем течении р. Книжная приурочен пласт брекчевидных конгломератов мощностью 5-8 м, который прослежен по коренным выходам и элювиальным развалам на расстоянии до 5,0 км. Конглобрекчии состоят из угловато-окатанных пород средней подсвиты (красноцветные мергели и алевролиты составляют 50-90%), сцементированных глинисто-карбонатным и карбонатно-гипсовым материалом. Выше залегает пласт серых известняков (0,4-4,0 м) и желтовато-зеленовато-серых кварцевых порфиров. Наличие пластов конглобрекчий и поркров эффузивов явно указывает на внутриформационный (а может быть, и региональный) размыв. Мощность средней подсвиты крайне изменчива и колеблется от 300 до 600 м.

Разрез верхней подсвиты ушаковской свиты составлен в среднем течении р. Ушакова. Здесь она сложена вишнево-красными разнозернистыми песчаниками кварцевыми, полевошпатово-кварцевыми, плитчатыми с отпечатками ряби на поверхностях напластования. В верхней части (20-30 м) отмечаются прослои серых алевролитистых мергелей, глинистых доломитов и известняков, алевролитистых аргиллитов мощностью от 0,2 м до 1,0 м, редко – до 2,0 м. Мощность верхней подсвиты колеблется от 200 до 300 м.

Возраст ушаковской свиты устанавливается на основании немногочисленных остатков брахиопод и гастропод *Angarella* sp. (определения В. И. Бондарева), *Ophileta* aff. *Levata* Vanux., характерных для чуньского яруса верхней половины нижнего ордовика Сибирской платформы. В верховьях р. Незаметная песчаники нижней части нижней толщи содержат остатки брахиопод *Apheorthis submelita* Jadr., которые, по заключению А. Г. Ядрёнкиной, являются наиболее характерными для няйского горизонта нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы. На о. Свердлова в пестроцветных песчаниках средней толщи выше поркров эффузивов встречены остатки *Angarella* sp. и *Moyeronia* sp. Остатки *Moyeronia* sp. на Сибирской платформе встречаются в самой верхней части чуньско-

го яруса. Наличие таких форм, как *Angarella*, *Ophileta*, *Moyoronia* позволяет уверенно отнести ушаковскую свиту к верхам нижнего ордовика.

Мощность свиты колеблется в значительных пределах: от 300 м в приустьевой части р. Озёрной до 750-800 м между оз. Фиордовое и р. Стройная, и 1000-1100 м на участках рек Ушакова – Книжная.

СРЕДНИЙ – ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Озернинская и стройнинская свиты объединены ($O_{2-3} oz+st$) выделяются в южной части о. Октябрьской Революции на участке р. Озерная в связи с плохой обнаженностью коренных пород в краевой части ледника Вавилова. По составу отложений соответствует озернинской и стройнинской свитам.

Озернинская свита. К этой свите отнесена темноцветная известково-доломитово-гипсолитовая толща, выделенная ранее Б. Х. Егиазаровым, в гипсоносно-известняковую подсвиту комсомольской свиты. Озернинская свита распространена в центральной части о. Октябрьской Революции, где её полосы шириной от 1 до 4 км прослеживаются от устья р. Озёрная на северо-восток к устью р. Стройная, и затем к юго-восточному краю ледника Альбанова. Ещё одна полоса пород этой свиты протягивается от оз. Фиордовое на северо-запад в низовья р. Ушакова.

Озернинская свита выделена В. А. Марковским по результатам работ ГГС-200 в 1974 г. и соответствует верхней части комсомольской свиты Б. Х. Егиазарова. Стратотип озернинской свиты находится в среднем течении р. Озерная, а парастратотип расположен в среднем течении р. Ушакова. Озернинская свита залегает на ушаковской на одних участках согласно с постепенным переходом, на других – с небольшим размывом. Граница между ними проводится по кровле пестроцветных образований или по подошве тёмно-серых доломитов, известняков и гипсолитов. Свита сложена известняками, доломитами и переходными между ними разновидностями пород, в разной степени глинистыми и алевролитистыми, а также гипсолитами, количество которых в разрезе меняется от 20 до 50%. В подчинённом количестве (2-5%) находятся мергели и полевошпатово-кварцевые песчаники. Породы свиты имеют тёмно-серую до чёрной или пепельно-серую окраску.

На участках максимального распространения озернинской свиты по рекам Озерная, Бедная, Ледниковая, Кружилиха, нижняя её часть состоит из глинистых и глинисто-алевролитистых доломитовых известняков, водорослевых известняков с комковато-узловатой текстурой, глинистых доломитов и глинисто-алевролитистых доломитов, образующих пласты и серии сложного переслаивания мощностью от 2 до 15 м. В подчинённом количестве находятся пачки гипсолитов тёмно-серого до чёрного цвета, тонко- и среднеслоистые, тонко-среднеплитчатые. Последние

представляют собой гипсы, содержащие от 3 до 20% глинистого материала и реже алевроитовой примеси, а также органическое вещество, придающее породе тёмную окраску.

Средняя часть свиты сложена преимущественно гипсолитами с подчинённым количеством прослоев водорослевых и сгустково-комковатых глинистых известняков, реже доломитов, глинистых известковых доломитов и мергелей. Верхняя часть свиты представлена преимущественно доломитами и известковыми доломитами в разной степени глинистыми, алевроитистыми, реже водорослевыми и сгустково-комковатыми (микрофитолитовыми) известняками, мергелями, полевошпатово-кварцевыми песчаниками и алевролитами. Гипсолиты здесь отмечаются в незначительном количестве, а иногда вообще отсутствуют. При сравнении разрезов свиты по р. Озёрная с находящимся в 20 км к северо-западу по р. Ушакова, в последних отмечается значительно меньше прослоев гипсолитов и появляются прослои песчаников.

В нижней и средней частях свиты на участке верхнего и среднего течения р. Озёрная собраны остатки гастропод, наутилоидей и ветвистых трубчатых мшанок. Последние, по заключению Л. В. Нехорошевой, принадлежат семейству *Halloporidae* отряду *Trepostomata* и имеют некоторое сходство с представителями рода *Halloporina*, который известен только в ордовике. Остатки наутилоидей *Adamsoceras* sp., (определение З. Г. Балашова) известны из отложений яруса чези среднего ордовика США. В юго-западной части о. Комсомолец в озернинской свите найдены остатки остракод *Isochilina* sp., которые, по заключению А. Ф. Абушик, характерны для среднего ордовика. На основании приведённых выше данных озернинская свита относится к среднему ордовика.

Мощность озернинской свиты колеблется от 100 м в приустьевой части р. Озёрная до 300 м в её верхнем течении, по р. Книжная и в истоках р. Ледниковая. В среднем течении р. Ушакова мощность свиты уменьшается до 170 м, а на участке р. Матусевича – до 100 м.

Стройнинская свита была выделена в 1974 г. В. А. Марковским в процессе проведения ГГС-200 в центральной части о. Октябрьской Революции. К свите была отнесена толща слабо пестроцветных песчаников, доломитов и мергелей, залегающая между тёмно-серыми породами озернинской свиты и карбонатными породами силура. За стратотип свиты принят разрез в среднем течении р. Стройная, хотя в дальнейшем был составлен более полный разрез по р. Ушакова. Свита прослеживается в центральной части о. Октябрьской Революции, где её породы вскрываются узкими полосами шириной от 0,3 до 1,2 км. Стройнинская свита залегает согласно на озернинской. Граница между ними проводится по кровле пепельно-серых доломитов и известняков озернинской свиты или по подошве слабо окрашенных терригенных и терригенно-карбонатных пород.

Свита сложена слабо окрашенными песчаниками, доломитами, известковыми доломитами в разной степени глинистыми и алевролитистыми, реже мергелями, и известняками. Состав её существенно меняется на площади. В парастратотипическом разрезе стройнинской свиты, составленном в среднем течении р. Ушакова, преобладают пестроцветные песчаники с прослоями светло-серых доломитов и серых органогенных известняков мощностью от 0,2 до 3,0 м. В нижней части разреза (40 м выше подошвы) отмечается пачка зеленовато-серых доломитов (30,0 м) с прослоями известняков, мергелей, песчаников мощностью 0,3-0,5 м. В целом для разреза стройнинской свиты характерны зеленовато-серые средне-мелкозернистые кварцевые, полевошпатово-кварцевые песчаники с доломит-кальцитовым, глинисто-хлорит-серицитовым цементом. Прослой красноцветных (вишнёво-красных) песчаников единичны и отмечаются только в основании разреза. На р. Ушакова разрез свиты завершается маломощным прослоем (0,3 м) светло-серых гравелитистых песчаников с остатками мшанок и табулят *Palaeofavosites borealis* Tchern., *P. aff. schmidti var. borealis* Sok., *Tryplasma* sp.

Мощность отложений стройнинской свиты в парастратотипическом разрезе составляет 115 м.

На островах Оленьих (первый остров) отмечаются фрагменты выходов серых до тёмно-серых мелкозернистых песчаников свиты с остатками табулят *Palaeofavosites capax* Bill., *P. borealis* Tchern. По заключению М. А. Смирновой, эти отложения можно отнести к верхнему ордовику (ашгилл), хотя второй вид встречается как в верхах ордовика, так и в низах лландовери Таймыра и Сибирской платформы.

В среднем течении р. Ушакова, в самой верхней части стройнинской свиты собраны остатки табулят *Palaeofavosites borealis* Tchern., *P. aff. schmidti var. borealis* Sok., *Tryplasma* sp. (определение М. А. Смирновой), которые известны в верхах ордовика и низах лландовери.

В среднем течении первого правого притока р. Ушакова в породах свиты обнаружены остатки табулят *Parasarcinula* aff. *spinosa* Sok. et Tes., которые, по определению М. А. Смирновой, характерны для бурского горизонта верхнего ордовика Сибирской платформы. На основании имеющихся данных возраст стройнинской свиты принимается позднеордовикским.

Мощность стройнинской свиты меняется от 80 до 150-200 м.

Мощность объединенных озернинской и стройнинской свит сильно изменчива и колеблется от 180 до 500 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Впервые силурийские отложения на Северной Земле установлены Н. Н. Урванцевым во время работ в 1930-1932 гг. Советской Североземельской экспе-

диции. Коллекция фауны, собранная Н. Н. Урванцевым, была изучена Б. Б. Чернышёвым, и им впервые фаунистически обоснован возраст силурийских отложений Северной Земли. В 1948-1951 гг. при геологической съёмке Северной Земли под руководством Б. Х. Егизарова и на основании тематических работ Б. Х. Егизарова и К. С. Агеева, в 1954 г. силурийские отложения расчленены на свиты, с выделением отделов и ярусов. С 1973 г. по 1980 г. силурийские отложения архипелага изучались геологами Норильской экспедиции В. А. Марковским, А. А. Межвилком, Е. Н. Ленькиным, Ю. Г. Самойловичем, Д. А. Патруновым в процессе выполнения ГГС-200 архипелага.

Летом 1978 г. Межведомственная стратиграфическая группа (далее МСГ) в составе В. В. Меннера, Р. Г. Матухина, В. М. Куршса, В. Н. Талимаа изучала разрезы силурийских и девонских отложений в центральной части о. Октябрьской Революции.

После внесенных изменений и дополнений стратиграфические схемы силурийских и девонских отложений были представлены совместно на Всесоюзное стратиграфическое совещание по разработке унифицированных схем в ноябре 1983 г. в г. Новосибирске, где и приняты в качестве рабочих [51]. Исходя из различия состава, силурийские отложения расчленены на пять свит: снежинскую, среднинскую, самойловичскую, устьспокойнинскую, краснобухтинскую. Они содержат многочисленную и разнообразную фауну, которая во все годы съёмочных и тематических работ определялась специалистами палеонтологами: строматопороидеи – Н. А. Флеровой, табуляты – М. А. Смирновой, ругозы – Н. Я. Спаским, А. Г. Кравцовым и В. А. Сытовой, брахиоподы – Т. П. Меркурьевой и Т. Л. Мадзалевской, криноидеи – Р. С. Елтышевой, остракоды – А. Ф. Абушик, наutilus-лоидеи – Э. Г. Балашевым, остатки рыб – В. Н. Кратаюте-Талимаа и Э. Ю. Курик.

Нижний отдел

Снежинская свита ($S_1 sn$). Стратотип свиты составлен В. А. Марковским в центральной части о. Октябрьской Революции на участке среднего течения р.р. Ушакова и Матусевича. Отсюда свита прослеживается на северо-запад вдоль межледниковой долины ледников Альбанова и Русанова. Изолированные выходы свиты закартированы к северу от ледника Альбанова, между бухтами Красная и Сказочная, на правом берегу р. Озёрная в её нижнем течении, в южной части острова по р. Снежинка (название взято для наименования свиты), в западной части о. Пионер и на островах арх. Седова. Снежинская свита согласно (возможно, с незначительным стратиграфическим несогласием) залегает на стройнинской свите верхнего ордовика. Граница между ними проводится по подошве серых водорослевых известняков с остатками табулят и брахиопод лландоверийского яруса.

Снежинская свита разделяется на нижнеснежинскую и верхнеснежинскую подсвиты, которые соответствуют водопадной и голомянной свитам в схеме В. В. Меннера [56].

Нижнеснежинская подсвита представлена известняками, доломитовыми известняками, преимущественно органогенно-детритовыми (табулятовыми, в меньшей степени брахиоподовыми), реже водорослевыми, в том числе строматолитовыми и онколитовыми разновидностями. Среди известняков отмечаются единичные прослои (0,2-1 м) доломитов вторичного генезиса. Это обычно тёмно-серые, толстоплитчатые до массивных породы, с бугристыми, ноздреватыми и шероховатыми поверхностными напластованиями. В верхней части подсвиты отмечаются кремнистые стяжения. Подобное строение подсвиты характерно для центральной части о. Октябрьской Революции, в частности для бассейнов рек Ушакова и Матусевича. В среднем течении р. Ушакова в разрезе подсвиты преобладают известняки серые, тёмно-серые, органогенно-детритовые с прослоями (пачками) желтовато-серых водорослевых известняков. Мощность прослоев (пачек) колеблется от 16 до 50-60 м. В средней части подсвиты присутствуют горизонты с большим количеством кремнистых стяжений. По всему разрезу отмечаются многочисленные отпечатки табулят и ругоз, криноидей, строматопорат, реже брахиопод. Мощность подсвиты в среднем течении р. Ушакова составляет 275-290 м.

Бликие по строению разрезы подсвиты изучены в 7 км к югу по р. Стройная, а также в южной части острова по р. Снежинка, на северном побережье бухты Красная.

На север от центральной части острова к о. Комсомолец, и, особенно, на запад к арх. Седова в разрезе возрастает роль доломитов, а также глинистой, алевроитовой и песчаной примесей. На островах Средний, Голомянный, Домашний и Фигурный подсвита сложена доломитами и известковыми доломитами в основном вторичного генезиса. Мощность нижнеснежинской подсвиты меняется от 100 м на архипелаге Седова до 250-320 м в центральной части о. Октябрьской Революции.

Верхнеснежинская подсвита в центральной части о. Октябрьской Революции сложена неравномерно переслаивающимися известняками с подчинённым количеством доломитов, известковых доломитов с единичными прослоями (0,1-1 м) кварцевых песчаников и алевролитов с известковисто-доломитовым цементом. Известняки слабо глинистые, слабо доломитовые, зеленовато-серые и серые, с остатками брахиопод, остракод, криноидей, реже табулят и ругоз. В подчинённом количестве отмечаются строматолитовые и микрофитолитовые известняки.

В среднем течении р. Ушакова изучен один из наиболее полных разрезов подсвиты, в котором серые слабоглинистые известняки, органогенно-детритовые известняки с прослоями водорослевых известняков (0,1-0,5 м) равномерно пере-

слаиваются с зеленовато-серыми глинистыми доломитами с подчинённым количеством серых водорослевых и строматолитовых известняков. Мощность прослоев (пачек) известняков и доломитов колеблется от 5 до 10,0, реже до 15-30 м. В 13 м ниже кровли прослежена пачка (10,0 м) серых кварцевых песчаников с маломощными (0,1-0,2 м) прослоями тёмно-серых кварцевых алевролитов, глинистых и песчанистых доломитов. Из пачки серых органогенно-детритовых известняков (70 м выше подошвы) собраны многочисленные остатки брахиопод *Zygospira* (*Zygospirella*) sp., табулят *Palaeofavosites schmidti* Sok., *Mesofavosites fleximurinus* Sok., *Favosites gothlandicus* Lam., *Catenipora* cf. *gothlandica* (Yabe), криноидей *Bystrowicrinus* cf. *compositus* Jelt., *B. angustilobatus* Jelt., остракод *Beyrichia* aff. *bicuspis* (Kilsow).

Мощность верхней подсвиты в среднем течении р. Ушакова составляет 103-111 м. Сходные разрезы верхнеснежинской подсвиты изучены также по рекам Матусевича, Стройная, Снежинка, на участке бухты Красная.

На островах арх. Седова подсвиту слагают вторичные доломиты и известковистые доломиты, в отдельных прослоях глинистые, алевролитовые и песчаные, среди которых отмечаются пласты кварцевых песчаников и алевролитов мощностью в 1-2 м. Мощность подсвиты здесь примерно около 70 м.

На основании определения табулят, криноидей, остракод и брахиопод, снежинская свита относится к лландоверийскому ярусу, возможно, соответствуя всему его объёму. Так, в разрезе по р. Стройной самые нижние слои свиты содержат *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.), *Multisolenis* cf. *prisca* Sok., *Proposa* cf. *arctica* Tchern., и форму, близкую к *Palaeofavosites peramatus* Klamm. из слоёв поркуни Эстонии. Выше в разрезе появляются среднелландоверийские *Palaeofavosites paulus* Sok., *P. balticus* (Rukh.), *Cyclocyclicus decadus* Schevitch. В верхней подсвите появляются *Multisolenis formosa* Sok., *M. tortuosa* Fritz., *Bystrowicrinus* cf. *compositus* Jelt., *Beyrichia* aff. *bicuspis* (Kilsow), характерные как для верхнего лландовери, так и для нижнего венлока [56].

Мощность снежинской свиты колеблется от 190 м в западной части архипелага (о. Длинный) до 400 м в центральной части о. Октябрьской Революции и до 420 м на участке бухты Красная.

Средняя свита (S_1 sr) распространена главным образом в центральной и юго-западных частях о. Октябрьской Революции. Она образует полосы шириной от 0,4 до 4 км, прослеживающиеся в северном и северо-западном направлениях между ледниками Вавилова, Карпинского к леднику Альбанова. Небольшие участки пород свиты установлены между бухтами Красная и Сказочная, к северу от ледника Альбанова, на севере о. Пионер, на западном побережье о. Крупской, островах арх. Седова и на о. Длинном (о. Самойловича). Название свиты дано по о. Средний архипелага Седова, где в 1976 г. Д. А.

Патруновым был составлен стратотипический разрез. Парастратотип свиты составлен в 1978 г. группой В. В. Меннера в среднем течении р. Матусевича.

Среднинская свита согласно, с постепенным переходом, перекрывает снежинскую. Граница между ними проводится по кровле пачки доломитов и известняков с пентамеридами или по подошве известняков с прослоями кораллово-строматопоровых разновидностей этих пород. Свита сложена неравномерно чередующимися между собой серыми и тёмно-серыми органогенно-обломочно-детритовыми, реже водорослевыми и строматолитовыми известняками с подчинённым количеством зеленовато-серых доломитистых, глинисто-доломитистых известняков, известковых доломитов и доломитов. Среди органогенно-детритовых известняков весьма характерны табулятово-строматопоровые разновидности, иногда со стяжениями серых кремней. Эти известняки образуют в средней и верхней частях свиты биогермы высотой до 7 м. В основании разреза верхней трети свиты прослеживается пласт мощностью 7-8 м доломитово-известняковых брекчиевидных конгломератов подводно-оползневого происхождения. Подобное строение свита имеет в центральной части о. Октябрьской Революции, где в верхнем течении р. Ушакова и в среднем течении р. Матусевича детально изучены её парастратотипические разрезы.

Облик типовых разрезов свиты определяется разнопорядковой ритмичностью переслаивания слоистых плитчатых известняков с кораллово-строматопоровыми, реже биостромами и биогермами. Большинство табулято-строматопоровых биогерм и биостромов приурочены к нескольким горизонтам в средней и верхней частях свиты. Мощность прослоев (пачек) в среднем составляет 6-25 м, но отмечаются отдельные пачки (практически толщи) с мощностью до 50-60 м. В частности к одной из таких пачек серых плотных известняков (25 м ниже кровли свиты по р. Матусевича) приурочены линзы (до 0,5 м мощности) серых мелкогалечных известняковых конгломератов. Мощность среднинской свиты в верхнем течении р. Ушакова и среднем течении р. Матусевича составляет 300-320 м. На северном побережье бухты Красная мощность свиты возрастает до 490 м, и она имеет иное строение. Нижняя её часть мощностью 240 м представлена преимущественно серыми водорослевыми и строматолитовыми глинистыми известняками, средняя (150 м) – чёрными глинистыми известняками и мергелями, верхняя (100 м) – рифогенными табулято-строматопоровыми доломитизированными известняками, образующими биогермы мощностью до 30 м [56].

В западной части архипелага на островах Средний и Фигурный свита сложена табулято-строматопоровыми и реже криноидными известняками и глинистыми известняками, избирательно доломитизированными. В меньшем количестве присутствуют водорослевые известняки и доломиты. Мощность свиты здесь уменьшается до 130 м.

На о. Пионер среднинская свита характеризуется табулято-строматопоровыми, водорослевыми и хемогенными доломитистыми известняками и доломитами, в отдельных пачках с прослоями глинистых известняков, мергелей и алевролитов. В верхней части свиты отмечаются единичные пласты кварцевых песчаников мощностью от 1 до 2,5 м. Мощность свиты здесь не менее 250 м.

Наличие в нижней части свиты остатков *Colunostroma lenensis* (Yavor.), *Multisolenia misera* Sok et Tes., *Favosites borealis* Tchern., *F. hisingeri* M. Edw. Et Haime, *F. kennichoensis* Ozaki, *F. moyeroensis* Sok. et Tes., *Syringopora fascicularis* L., *S. scabra* Sok., *Crassilasma simplex* Ivnsk., даёт основание говорить о венлокском возрасте этой части разреза. Все перечисленные виды широко распространены в венлокских отложениях Сибирской платформы, а также Таймыра, Новой Земли, Урала. Верхняя часть свиты имеет поздневенлокский возраст, который подтверждают строматопороидеи *Labechia kotuensis* Yavor., *Stromatopora sibirica* Riab., *Actinodictyon cf. vikingi* Nest., ругозы *Miculiella ex gr. annae* Ivnsk., табуляты *Mesosolenia festiva* (Tchern.), брахиоподы *Hiattidina parva* Nikif., широко распространённые в отложениях верхнего венлока Сибирской платформы, о. Долгого (печероморские слои), Прибалтики (ягарахуский горизонт) [56].

Мощность среднинской свиты в центральной части о. Октябрьской Революции (р.р. Ушакова, Матусевича) составляет 300-320 м и увеличивается на северо-востоке в районе бухты Красная до 490. На севере от р. Матусевича в районе бухты Пятнистая, мощность свиты уменьшается до 280 м, а на западе архипелага (о. Средний) составляет всего 130 м.

Снежинская и среднинская свиты объединены ($S_1 sn+sr$) выделяются на севере центральной части о. Октябрьской Революции на участках рек Спокойная, Темная и среднего течения р. Ледниковая (западный борт ледника Карпинского) в связи с невозможностью их разделения на геологической карте. Состав отложений соответствует снежинской и среднинской свитам, описание которых приведено выше. Мощность объединенных свит составляет 320-910 м.

Нижний-верхний отделы нерасчлененные

Самойловская свита ($S_{1-2} sm$) образует в центральной и северо-западных частях о. Октябрьской Революции полосы шириной от 0,3 до 2 км. Одна из них прослеживается на расстоянии 40 км от истоков р. Ушакова на северо-запад к юго-восточной окраине ледника Альбанова, другая полоса длиной 50 км протягивается от устья р. Ушакова на север вдоль восточной окраины ледника Альбанова до пролива Красной Армии. Кроме того, породы самойловской свиты обнажаются на участке бухты Красная, к северу от ледника Альбанова, в

западной и северной части о. Пионер и на о. Длинном (о. Самойловича). По этому острову свита и получила своё название.

Самойловичская свита согласно залегает на среднинской. Нижняя граница свиты проводится на уровне исчезновения строматопорово-табулятовых пластов и биогермов, характерных для среднинской свиты, и резкого увеличения количества строматолитовых пластов. Самойловичская свита, как и среднинская, представлена переслаиванием разнообразных известняков, но главным отличием её от среднинской является полное отсутствие строматопорово-табулятовых пластов и биогермов, и обилие пластов с многочисленными крупными и мелкими «каравами» строматолитов.

В верхнем течении р. Ушакова и по р. Матусевича свита представлена серыми и тёмно-серыми строматолитовыми, реже онколитовыми известняками, ритмично переслаивающимися с зеленовато-серыми глинистыми и глинисто-доломитовыми разновидностями. В подчинённом количестве (25-30%) находятся глинистые и реже глинисто-алевритистые доломиты в разной степени известковистые. Спорадически по разрезу отмечаются мергели переменного доломитово-известкового состава, образующие прослой мощностью от 1 до 20 см. В средней и верхней частях свиты характерны водорослевые биогермы и остатки парастриатопор. Снизу вверх по разрезу свиты возрастает глинистость пород и резко обедняется состав органических остатков. С водорослевыми постройками ассоциируют многочисленные линзовидные прослой карбонатных конгломератов, содержащих наклонно ориентированные гальки темно-серых известняков и доломитов. Мощность свиты в разрезе по р. Ушакова составляет 260-270 м и уменьшается по р. Матусевича до 250 м.

На северо-восток от р. Матусевича к бухте Красная в составе свиты увеличивается количество мергелей, появляются прослой черных аргиллитов и изредка песчаников. Терригенность отложений еще более возрастает на север к верховьям р. Спокойная. В западной части арх. Северная Земля на юго-восточной оконечности о. Длинный (о. Самойловича) нижняя половина самойловичской свиты представлена строматопорово-водорослевыми, строматолитовыми и детритовыми известняками, верхняя – строматолитовыми и детритовыми известняками и пестроцветными мергелями. В нижней части свиты отмечаются строматолитовые биогермные постройки длиной около 40 м и высотой до 4,5 м. Аналогичный, но неполный разрез свиты прослеживается и на островах Фигурный и Восточный.

Из верхней пачки темно-серых глинистых известняков (мощностью 45-50 м) по р. Ушакова были определены остатки табулят: *Riphaeolites* sp., *Parastriatopora coreaniformis* (Sok.); остракод: *Herrmannina nana* Abush., *Beyrichia (Eobeyrichia)* sp., *Eukloedenella kureikiensis* Neck. Разрез самойловичской свиты по р. Матусевича мало чем отличается от р. Ушакова. Здесь в верхней части свиты обнаружены лудловские табуляты: *Thecia swinderniana severosemelica* Smirn., *Laceripora*

cribrosa nordica Smirn., *Laceriporella matussevichskaja* Smirn., *Riphaeolites uschakovensis* Smirn., *R. menneri* Smirn., *Parastriatopora admirabile* Cherkh., *P. arctica* Tchern., и брахиоподы *Greenfieldia uberis* Modz.[56].

На о. Пионер самойловичская свита сложена темно-серыми водорослевыми, комковато-онколитовыми и органогенно-детритовыми известняками, зеленовато-серыми доломитовыми известняками, известковыми доломитами с пластами (1-3 м) пестроцветных кварцевых, полевошпатово-кварцевых, полимиктовых песчаников и алевролитов. Мощность данной свиты на о. Пионер не менее 210 м.

Возраст самойловичской свиты устанавливается на основании разнообразных остатков фауны. В нижней части свиты табуляты: *Mesosolenia festiva* (Tchern.), *Favosites yakowlevi* Tchern., *Placocoenites* sp., криноидеи *Pentagonocyclicus helene* Jelt., указывают на поздневенлокский возраст этой части разреза. Комплекс органических остатков из верхней части свиты характерен для отложений лудловского яруса о.о. Долгий и Вайгач, западного склона Урала, Прибалтики и Подолии [56]. Таким образом, возраст нижней части самойловичской свиты поздневенлокский, а верхней – лудловский.

Мощность самойловичской свиты в верхнем течении р. Ушакова и в среднем течении р. Матусевича колеблется от 250 до 270 м, на северо-восток к бухте Красная и р. Спокойная возрастает до 400 м, а на север к р. Обрывистая до 460 м. На запад и юго-запад от центральной части о. Октябрьской Революции к островам Средний и Длинный (о. Самойловича) мощность свиты сокращается до 100-150 м.

Верхний отдел

Устьспокойнинская свита (S_{2us}). Название свиты дано по расположению одного ее наиболее полного разреза по северо-западному берегу бухты Красная вблизи устья р. Спокойная. Парастратотип свиты составлен в 1978 году в среднем течении р. Матусевича межведомственной группой В.В. Меннера, но на этом участке он неполный, так как верхняя часть разреза уничтожена преддевонским размывом. В центральной части о. Октябрьской Революции свита развита на локальных участках и образует две полосы шириной от 0,2 до 1 км. Одна из них прослеживается на расстоянии 48 км от верхнего течения р. Ушакова на северо-запад к юго-восточной окраине ледника Альбанова, другая протягивается на расстояние 50 км от нижнего течения р. Ушакова на северо-запад к восточному краю ледника Альбанова и далее на север к проливу Красной Армии. Небольшие участки этой свиты находятся в районе бухты Красная и р. Спокойная в северной и западной частях о. Пионер, на о. Длинном (о. Самойловича), островах Фигурный и Восточный.

Устьспокойнинская свита согласно залегает на самойловичской. Граница между ними проводится по подошве первого пласта песчаников. Свита фациаль-

но значительно изменчива по площади, особенно в пределах центральной части о. Октябрьской Революции, где намечаются две фациальные зоны. Устьспокойнинская свита отличается от нижележащих темноцветных отложений самойловичской свиты наличием прослоев пестроцветных (красновато-бурых, серовато-фиолетовых, зеленовато-серых) мергелей, приуроченных, как правило, к верхней части разреза. Состав комплекса органических остатков в отложениях свиты более бедный по сравнению с нижележащей самойловичской свитой.

На парастратотипическом участке по р. Матусевича устьспокойнинская свита сложена преимущественно известняками, реже доломитами, мергелями, песчаниками, изредка алевролитами и гипсами. Известняки и доломиты большей частью глинистые и глинисто-алевритовые. Песчаники образуют два пласта в нижней части свиты мощностью 6 и 3 м. Мергели приурочены к верхней половине разреза. В целом, снизу вверх по разрезу возрастает доломитность и глинистость пород, а также пестроцветность их окраски. Выше последней пачки (15 м) фиолетово-серых, вишнево-красных мергелей с маломощными прослоями темно-серых глинистых известняков с размывом залегают кварцевые конгломераты (0,4 м) и песчаники североземельской свиты нижнего девона. Мощность устьспокойнинской свиты в приведенном разрезе равна 96-100 м.

На северо-восток от р. Матусевича верхняя часть устьспокойнинской свиты на участке бухты Красная, сохранившаяся от размыва в преддевонское время, сложена доломитисто-известковыми и известковыми мергелями и реже аргиллитами буровато-красного, в меньшей степени зеленовато-серого и фиолетово-серого цветов с редкими прослоями (0,1-0,8 м) остракодовых и пелециподовых известняков. Мощность устьспокойнинской свиты на участке р. Спокойная и бухты Красная возрастает с запада на восток от 150 до 350 м.

На о. Пионер устьспокойнинская свита закартирована в западной части острова к востоку от мысов Крупской, Дзержинского, Круглый, Буденного и представлена серыми водорослевыми известняками с отпечатками остракод, реже микрофитолизовыми доломитовыми известняками с прослоями пестроцветных кварцевых алевролитов, мергелей и аргиллитов. Мощность свиты составляет 100-110 м. Фрагменты выходов свиты установлены на о.о. Средний, Фигурный, Восточный архипелага Седова.

Формы остракод *Eukloedenella* aff. *Kureikiensis* Neck. в разрезе по р. Матусевича, по заключению А.Ф. Абушик, характерны для нижней части лудловского яруса. Кроме того, в нижней части этого разреза собраны остатки телодонтов *Logania cuneata* (Gross), *L. marinssoni* Gross, *Thelodus* sp., *Tremataspis* sp., *Saarolepis* sp.; в самой верхней части – *Thelodus schmidti* (Pand.), *Th. Trolobatus* Hoppe, *Paracanthodes?* Sp., *Gomphonchus* sp., *Nostolepis* sp., которые, по заключению В. Н. Караюте-Талимаа, свидетельствуют о лудловском возрасте устьспокойнинской свиты. Примерно аналогичные комплексы ихтиофауны установлены в раз-

резах этой части свиты по р. Ушакова и в бухте Красная [56]. На основании всех имеющихся данных устьспокойнинская свита относится к лудлову. Мощность свиты меняется от 100 до 350 м.

С а м о й л о в и ч с к а я - у с т ь с п о к о й н и н с к а я свиты объединенные ($S_{1-2} sm+us$) из-за масштаба карты показаны совместно на участках нижнего течения р. Спокойная (кутовое замыкание бух. Красная) и в нижнем течении р. Темная (левого притока р. Ушакова). Состав отложений объединенных свит соответствует составу пород самойловичской и устьспокойнинской свит, описание которых приведено выше. Мощность отложений объединенных свит составляет 200-810 м.

К р а с н о б у х т и н с к а я свита ($S_2 kb$) завершает разрез силура на архипелаге Северная Земля. В восточной части о. Октябрьской Революции полоса ее шириной от 0,6 до 1 км прослеживается от западной части бухты Красная и левобережья р. Спокойная на север к леднику Русанова в верховья р. Бедовая. Отдельные фрагменты краснобухтинской свиты закартированы в северо-восточной части о. Пионер и на о. Длинный (о. Самойловича).

Краснобухтинская свита согласно залегает на устьспокойнинской. Её нижняя граница проходит по подошве пачки красноцветных аргиллитов с песчаниками, алевролитами и мергелями. Свита представлена красноцветными известковистыми аргиллитами, мергелями, кварцевыми, полимиктовыми алевролитами и песчаниками (0,1-7,0 м) с единичными прослоями (0,2-0,5 м) остракодовых глинистых известняков. Песчаники с глинисто-известковым и реже железисто-глинистым цементом, часто с текстурами подводно-оползневых деформаций, приуроченных к нижней части свиты, где в трех пластах встречаются проявления медистых минералов.

В мергелях и глинистых известняках найдены остатки остракод, пелеципод, трохилисков, изредка костей позвоночных, в песчаниках – остатки рыб, окантод и остеоостраков. Среди остатков рыб определены фрагменты *Hemicyclaspis* близкие к формам из даунтона Англии. В наиболее полном стратотипическом разрезе краснобухтинской свиты на северном побережье бухты Красная (левобережье р. Спокойная) выделяются три литологически различные толщи, границы между которыми достаточно условные:

- нижняя толща переслаивающихся песчаников, алевролитов с подчиненным количеством аргиллитов и мергелей красноцветной и в меньшей мере зеленовато-серой окраски с остракодами: *Signetopsis* sp., *Bingeria* sp. n., *Eokloedenia* sp. n., *Nuchamnella* sp., и остатками остеоострак *Hemicyclaspis* sp. Мощность пачек песчаников и алевролитов колеблется от 10 до 15 м, а аргиллитов и мергелей – от 5 до 10 м. Мощность толщи 70 м.

- средняя толща красноцветных, реже фиолетово-серых и серых аргиллитов и мергелей в отдельных прослоях алевролитистых с редкими пластами (0,01-0,3 м)

глинистых известняков, содержащих остатки рыб: *Onchus* sp., *Nikolivia elongata* Kar.-Tal., *Logania borealis* Kar.-Tal., *L. ex gr. martinsoni* Gross, *L. cf. cuneata* (Gross), *Thelodus* sp. Мощность 150 м.

- верхняя толща красноцветных, реже зеленовато-серых мергелей и аргиллитов с подчиненным количеством кварцевых алевролитов и песчаников. Мощность 125 м.

Мощность краснобухтинской свиты в этом разрезе достигает 345 м.

В 30 км к северу от бухты Красная, в долине р. Бедовая, краснобухтинская свита также условно разделяется на три толщи. Единственным отличием от стратотипа по бух. Красной является появление в верхней части маломощных прослоев внутриформационных конгломератов. По данным А.А. Межвилка и Е.Н. Ленькина мощность краснобухтинской свиты в районе р. Бедовая превышает 900 м. По данным геологов Межведомственной группы В.В. Меннера мощность свиты на участке р. Бедовая составляет 600 м [56, 74].

На о. Пионер краснобухтинская свита представлена в единственном обнажении на р. Бурной в ее нижнем течении (Клубов и др., 1980). В тектоническом блоке здесь выходит толща (90 м) ритмично переслаивающихся тонкослоистых и тонкоплитчатых красноцветных алевролитов, мергелей с прослоями известняков. На поверхностях напластования встречаются биотурбация, текстуры трещин усыхания, знаков ряби. Найдены остатки телодонтов *Thelodus parvidens* (?), *Loganellia cuneata*, *Paralogania borealis*?, акантод *Gomphonchus nordicus* Valiuk., *Poracanthodes punctatus*, *P. porosus*, *Cheiracanthoides* sp., *Nostolepis gracilis* Gross. Присутствие *Thelodus* указывает на нижнюю часть свиты, которые по заключению В.Н. Каратаюте-Талимаа сходны с комплексом даунтон (нижний лудлов) – диттонских (нижний девон) отложений Англии.

Таким образом, если в долине р. Бедовая краснобухтинская свита с постепенным переходом перекрывается североземельской, то южнее, в районе бухты Красная, между ними намечается небольшой перерыв в седиментации. Одновременно мощность краснобухтинской свиты от бухты Красная к долине р. Бедовая увеличивается от 340 до 600 м. На запад от левобережья р. Спокойная, к устью р. Ушакова, мощность свиты сокращается до 100 м. Далее на запад вследствие преддевонского размыва на участке нижнего течения р. Ушакова свита выклинивается. Североземельская свита на запад от р. Спокойная залегает с размывом на все более низких горизонтах краснобухтинской свиты, а затем и на устьеспокойнинской.

Возраст краснобухтинской свиты определяется на основании определения остатков ихтиофауны и остракод. В бух. Красная в нижней толще установлены остатки рыб *Hemicyclaspis* sp., *Cephalaspididae*; в средней – *Logania* sp., *Gomphonchus*? sp., *Onchus* sp.; в верхней толще – *Onchus* sp., *Nikolivia elongata* Kar.-Tal., *Catoporus* sp., *Logania borealis* Kar.-Tal., ex gr. *martinsoni* Gross., *L. cf. cune-*

ata (Gross), *Thelodus* sp. В разрезе свиты на р. Спокойная обнаружены окантоды *Paracanthodes* sp. Весь этот комплекс ихтиофауны, по заключению В.Н. Каратаево-Талимаа, относится к пржидолу. На р. Спокойная из нижней толщи А.Ф. Абушик определены остракоды *Signotopsis* sp., *Bingeria* sp., *Eokloedenia* sp., *Nychamnella* sp., *Welleriella* sp., *Uchtovia* sp., *Cytherellina* sp., *Clavofabellina* sp., указывающие на верхний силур – нижний девон. К северу от бух. Красная, в долине р. Бедовая, в средней части нижней толщи собраны остатки рыб *Tolypelepis* cf. *undulate* Pander., *Didymaspis* sp., *Cephalaspidae*, *Acanthodei*, по заключению Э.Ю. Курик, позднесилурийского облика [56, 74].

На основании приведенных данных, возраст краснобухтинской свиты принимается как позднесилурийский (пржидольский). Мощность свиты сокращается от 700 м в долине р. Бедовая до 340 м на юг, к бух. Красная, и до 100 м на запад от этой бухты к устью р. Ушакова. Далее на запад, вследствие преддевонского перерыва, свита полностью выклинивается.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

В отличие от силура, отложения девонской системы представлены преимущественно пестроцветными терригенными толщами. Их обнажения образуют протяжённые полосы, приуроченные к центральной части крупной синклинали, прослеживаемой от истоков р. Ушакова через среднее течение рек Матусевича, Тёмная до нижнего течения р. Обрывистая (о. Октябрьской Революции). В западной части площади, в центральной и восточной частях о. Пионер, и в западной части о. Октябрьской Революции отложениями девона сформирована центральная часть крупной Пионер-Вавиловской брахисинклинали. Небольшие участки выходов девона прослежены на острове Фигурном арх. Седова. В разрезах арх. Северная Земля доказано присутствие отложений всех трёх отделов и всех ярусов девонской системы: от лоховского яруса (нижний девон) до фаменского яруса (верхний девон) с выделением местных стратиграфических подразделений – свит. Стратиграфические объекты и границы всех свит определены в опорных разрезах верхнего и среднего течения р. Матусевича, где описаны стратотипы и парастратотипы всех выделяемых стратиграфических подразделений девона.

Принятое в легенде геологических карт масштаба 1 : 200 000 и Госгеолкарте – 1000/2 разделение девонских отложений на две геологические площади авторами листов признано необоснованным по результатам работ МСГ под руководством В. Вл. Меннера. Выделенные А. Ф. Хапилиным в 1982 г. [60] для восточной геологической площади свиты: устьешаковская, бедовореченская, темнинская и обрывистская толщи (нижний девон), медвежинская и грязинская толщи (нижний-средний девон), и пятнинская, приледниковая толща (верхний девон), по данным группы В. Вл. Меннера, фаунистически слабо обоснованы и литологически яв-

ляются аналогами разновозрастных стратиграфических подразделений, установленных по р. Матусевича [56].

Нижний отдел

В нижнем отделе девонской системы выделяются пять свит: североземельская, подъёмнинская, спокойнинская, русановская и альбановская. В зависимости от масштаба карты на одних участках они показываются совместно объединёнными ($D_1 sv-rs$), на других раздельно: североземельская свита ($D_1 sv$), подъёмнинская и спокойнинская свиты, объединённые ($D_1 pd + sp$), русановская свита ($D_1 rs$).

Североземельская свита ($D_1 sv$) на геологической карте показана раздельно на о. Пионер в западной части (м. Крупской, южное побережье прол. Южный, рек Круговая, Говорливая, Пионерка, Буянка).

Стратотип свиты составлен геологами МСГ в 1978 г. в верхнем течении р. Матусевича в 17,5 км от устья. В нижней части свиты (40 м) в разрезе преобладают серые среднезернистые песчаники с маломощными линзовидными прослоями (0,1-0,5 м) гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В верхней части пачки (5,0 м ниже кровли) отмечаются единичные прослои желтовато-серых, красновато-бурых мелкозернистых песчаников (1,5-2,0 м) полевошпатово-кварцевых с примесью мелких зёрен полуразложившихся основных эффузивов (до 5%). В верхней части разреза (15 м) в песчаниках появляются прослои зеленовато-серых мергелей, известняков и темно-серых известковистых аргиллитов (0,2-0,5 м). Практически во всех известняках отмечаются мелкие включения галенита. В верхней части разреза (10,0 м) преобладают аргиллиты тёмно-серые, серые, тонкоплитчатые до листоватых с лепёшковидными конкрециями известняков (3 x 12-15 см), в которых найдены фрагменты остракод *Herrmannia* sp., панцири эвриптерид, членики криноидей, харовые водоросли, обломки и целые скелеты позвоночных-гетеростраков *Tesseraspis mosaica* Kar.-Tal., *Corvaspis* sp.cf. *C.Kingi* Woodw., акантодов *Poracanthodes menner* Valiuk., *Nostolepis fragilis* Valiuk., *N. minima* Valiuk., *Acritolepis urvantzevi* Valiuk, *A. ushakovi* Valiuk., *Acanthopora transitans* Valiuk.

Мощность свиты в стратотипическом разрезе составляет 55 м.

К востоку от стратотипического разреза в нижнем и среднем течении р. Спокойная мощность североземельской свиты увеличивается до 80 м. Мощность конгломератов и грубозернистых песчаников в основании нижней пачки увеличивается до 3-6,0 м и в основании разреза свиты (30 м) эти породы содержат повышенное количество медистых минералов в цементе («медистые песчаники»), что свидетельствует об их дельтовом генезисе. Мощность верхней темноцветной глинисто-карбонатной пачки увеличивается до 17 м, а в основании её отмечен пласт сероцветных известняков с большим количеством включений галенита.

Комплекс органических остатков района р. Спокойная практически аналогичен таковому р. Матусевича. В своём заключении В. Н. Каратаюте-Талимаа указывает на раннелохковский возраст вмещающих пород [56].

Подъёмнинская свита ($D_1 pd$) картируется в западной части о. Октябрьской Революции по рекам Подъёмная, Скрытная и на о. Пионер в долине р. Говорливая, на юго-восточном побережье зал. Калинина (к северу от ледника Пионер), в северо-восточной части о. Фигурный (арх. Седова). Стратотип свиты составлен в верхнем течении р. Подъёмная (по южному окончанию лед. Дежнева). Благодаря большой мощности, многочисленным и информативным остаткам позвоночных, остракод она картируется значительно надёжнее, чем нижележащая североземельская свита. Граница между ними согласная и проводится по кровле пачки сероцветно-черноцветных аргиллитов североземельской свиты. Типовые разрезы подъёмнинской свиты достаточно чётко разделяются на две толщи: нижняя сероцветная песчаниково-алевролитовая, содержащая преимущественно лишь растительный детрит, и верхняя-пестроцветная, в которой пачки зеленовато-серых и красновато-бурых алевролитов переслаиваются с красноватыми песчаниками, аргиллитами и серыми глинистыми доломитами. Мощность пластов зеленовато-серых песчаников колеблется от 1,8 м до 6,0 м; алевролитов – от 1,0 до 5,0 м (единичные до 9,0 м). По всему разрезу нижней толщи встречаются оползневые текстуры и стяжения пирита, приуроченные к растительным остаткам. Мощность нижней толщи в стратотипическом разрезе составляет 70-90 м.

Для верхней пестроцветной толщи характерно наличие немногочисленных слоёв бурых, зеленовато-серых или пятнистых доломитов, известняков, мергелей. Для отдельных интервалов этих пород характерны сдавленные шарообразные конкреции целестина размером до 10-12 см. Кристаллы целестина размером до 1,0-1,5 см приурочены к центральной части конкреций, имеют интенсивно голубой цвет и находятся в тесном срастании с кристаллами барита.

Мощность верхней толщи крайне изменчива и колеблется от 80 до 190 м.

Органические остатки в подъёмнинской свите были собраны при проведении ГГС-200 и в работах геологов МСГ из верхней части сероцветной толщи на участках верхнего течения рек Подъёмная, Ушакова, в среднем течении р. Матусевича. Общий список определения органических остатков крайне обширен и включает в себя остракоды, позвоночные, телодонты, акантоды. По заключению А. Ф. Абушик и И. О. Евдокимова в комплексе остракод присутствуют формы, характерные для лохковского яруса.

Из позвоночных телодонты *Turinia pagei* (Powrie), *T. cf. pagei* (Powrie), *T. polita* Kar.-Tal., *Boreanita minima* Kar.-Tal., *Nikolivia elogata* Kar.-tal., *Canonina* sp. представляют зону *T. pagei* нижней части лохковского яруса. Некоторые формы в

других регионах характерны для средней и верхней части лохкова (заключение Э. Марк-Курик) [56].

Мощность подъёмнинской свиты крайне изменчива и колеблется от 150 м до 280 м на различных участках.

С п о к о й н и н с к а я с в и т а ($D_1 sp$) развита на тех же участках, что и подъёмнинская свита, и залегает согласно на последней. Название свиты дано по реке Спокойная, где в приустьевой части изучен наиболее полный её разрез. Парастратотипом считается разрез свиты, составленный геологами МСГ в 1978 г. в верхнем течении р. Матусевича. Нижняя граница свиты проводится по подошве красноцветной алевролита-песчаниковой пачки, которая хорошо отличается от нижележащих сероцветных глинистых и доломитовых пород подъёмнинской свиты. Красноцветные алевролитистые песчаники приурочены только к нижней части разреза свиты (18-20 м). Породы красно-бурые и зеленовато-серые в равномерном переслаивании по 0,1-2,5 м, полевошпат-кварцевые (75-90%), с незначительной примесью глинистых сланцев, кремнистых пород, слюды. Вышележащая часть разреза свиты (до 300 м) состоит из пестроцветных (красновато-бурых, зеленовато-серых, серых) алевролитистых доломитов, доломитовых мергелей с единичными прослоями серых кварцевых алевролитов (мощностью до 3,0 м) и красновато-бурых, зеленовато-серых слюдистых аргиллитов. В доломитовых мергелях и доломитах встречаются мелкие целестиновые конкреции, а в верхней части разреза отмечены редкие включения галенита. На участке р. Спокойная разрез свиты завершается несколькими прослоями серого и белого гипса мощностью 1-2 м.

На о. Пионер спокойнинская свита закартирована на отдельных участках: на участке р. Пионерка и к северу от ледника Пионер, но, к сожалению, крайне слабо палеонтологически обоснована. Установлено присутствие мергельной толщи (около 30 м) и верхней сероцветной мергельно-доломитовой (60 м).

Общий состав позвоночных, отобранных из отложений свиты, включает телодонты *Turinia* sp., *Nicolivia elongata* Kar.-Tal., гетеростраков *Triaquairspidiformes* ind., *Poraspididae* ind., *Poraspis* sp., *Militaspis* sp., остеоостраков *Benneviaspis urvantsevi*, *Tauraspis rara*, *Hapilaspis apheles* и др., которые по заключению В. Н. Каратаюте-Талимаа и Э. Марк-Курик, имеют несомненно раннедевонский облик, но не позволяют точно отнести их к лохковскому или пражскому ярусу. В нижней части толщи по р. Спокойная в 1974 г. В. А. Марковским были отобраны остатки табулят: *Squamofavosites flubialis* Smirn., *Favosites* sp., *Caliopora* sp., *Alveolites taimyrensis* Smirn., характерные, по определению М. А. Смирновой, для нижнего девона, в частности, для тарибичайских слоёв злобинского горизонта Таймыра.

Исходя из всего этого, спокойнинская свита относится к нижней части пражского яруса нижнего девона. Мощности свиты изменчива и составляет на р.

Подъёмная 25 м, на р.р. Ушакова и Матусевича 80-90 м, на р. Спокойная – около 320 м.

Подъёмнинская и спокойнинская свиты объединенные ($D_1 pd+sp$) выделяются только на о. Пионер (к северу и югу от ледника Пионер), где их расчленение из-за плохой обнаженности затруднено. По своему литологическому составу соответствуют объединенным свитам и представлены сероцветными, пестроцветными песчаниками с прослоями мергелей, аргиллитов, доломитов. Мощность изменчива и колеблется от 240 до 600 м.

Русановская свита ($D_1 rs$) впервые была выделена Б. Х. Егизаровым в 1953 г. на о. Пионер. Стратотип свиты расположен на р. Пионерка, но точное положение его не было указано. Название свиты дано в память полярного исследователя В. А. Русанова. На о. Октябрьской Революции свита закартирована в долине р. Скрытая (к западу от ледника Альбанова) и на о. Пионер в верховьях р. Пионерка. Парастратотип свиты составлен геологами МСГ в 1978 г. в среднем течении р. Матусевича (3,0 км выше водопада). Русановская свита согласно залегает на нижележащей спокойнинской, и её нижняя граница проводится по подошве пласта (10 м) светло-серых доломитов с большим количеством обломков раковин остракод.

Нижняя подсвита русановской свиты представлена светло- и тёмно-серыми тонкослоистыми, плитчатыми тонкокristаллическими известняками с редкими обломками остракод и двустворок, микросгустковыми известняками с многочисленными раковинами брахиопод, остракод, известняками тёмно-серыми, изобилующими колониями строматопорат, табулят, представителями раковинной фауны. Иногда встречаются небольшие табулято-строматопоровые биогермы и биостромы. В органогенных породах находятся стяжения серых кремней; нередко окремнению подвергались остатки организмов. Отмечены линзы битуминозных и углистых карбонатных пород. У подошвы и кровли толщи залегают слои светло-серых доломитистых известняков и седиментационных доломитов, местами огипсованных. В разрезах центральной и восточной частей о. Октябрьской Революции породы нижней толщи подверглись полному замещению вторичными доломитами. Во многих обнажениях карбонатной толщи выявлены битумопроявления: битуминозные тонкослоистые породы, твёрдые и вязкие битумы по трещинам и в кавернах [74]. Мощность толщи составляет 40 м.

Верхняя подсвита русановской свиты сложена серыми мелко-, средне- и крупнокristаллическими гипсами с прожилками белого селенита и прослоями (1-12 см) тонкокristаллических доломитов и доломитовых мергелей. Мощность прослоев гипса до 4 м. Мощность подсвиты – 35-37 м.

Как и для других свит нижнего девона, увеличение мощности русановской свиты отмечено на востоке о-ва Октябрьской Революции в районе левобережья р.

Спокойной. Разрез здесь изучен по склонам плосковерхой горы в 8 км от устья реки. Нижняя часть карбонатной толщи (14 м) сложена серыми доломитами с редкими строматолитовыми прослоями. Средняя часть (14 м) представлена волнистослоистыми и массивными доломитами, содержащими корковые и ветвистые колонии строматопорат, табулят, раковины остракод, двустворок, гастропод, ребристых брахиопод, наутилоидей, встречаются фрагменты панцирей трилобитов, мелкие членики криноидей. Среди табулят определены *Squametofavosites* cf. *fluvialis* Smirn., *Coenites* aff. *flagelaris* Smirn., *Alveolites* aff. *taimyrensis* Smirn. Верхняя часть свиты (более 20 м) – серые, на выветрелой поверхности белесые тонкослоистые доломиты с редкими остракодами. Судя по осыпям, у кровли толщи доломиты и мергели, вероятно, переслаиваются с гипсами.

На участках мыса Октябрьского, бухты Советской, о. Потерянного в русановской свите определены комплексы остракод, включающие *Eomoellerita* sp., *Moelleritia* aff. *obliqua* Abush., *Clavofabellina* aff. *borealis* Pol., *Aparchitellina* aff. *glabra* Rozhd., *Cryptophyllus* sp., *Invisibila symmetrica* Pol., *Eoerlanella* aff. *fregis* (Pol.), *Eerlanella* aff. *bella* Pol., *Cytherellina clara* (Pol.), *C. vicina* Zenk., *C. subelliptica* Edv. sp. n., *Haldanella ordinaria* Pol., *Orithocypris* sp., *Parabirdiacypris* sp. (определения А. В. Абушик, Н. О. Евдокимовой).

При проведении ГГС-200 на о. Пионер Е. Н. Ленкиным в 1974 г в районе реки Пионерка был составлен схематический разрез русановской свиты, где прослежены снизу вверх:

- Известняки серые, тёмно-серые органогенно-детритовые, слабо песчаные с колониями табулят, двустворок, брахиопод. Мощность 25-30 м.

- Песчаники зеленовато-желтовато-серые, мелкозернистые, кварцевые с порово-базальным кальцитовым цементом. Мощность 30-35 м.

- Доломиты серые, массивные тонкокристаллические. Мощность 50-85 м.

- Гипсы белые, серые с тонкими прослойками зеленовато-серых мергелей. Мощность 80-85 м.

В основании свиты были найдены табуляты *Alveolites distinctus* Yanet., двустворки *Paracyclas elliptica* Hall., брахиоподы *Howella* sp., *Desquamatia* sp., остракоды *Moelleritia oblique*.

В долине р. Говорливая из отложений верхней части карбонатной толщи были определены ругозы *Tryplasma vegabilis* Lonsol., табуляты *Squametofavosites obliquates-pinus* Tchern., *Alveolites* sp. *distinctus*.

Мощность русановской свиты на о. Пионер составляет 185-235 м [74].

По данным М. А. Смирновой, установленный комплекс кораллов отвечает верхней части вальневского горизонта нижнего девона арх. Новая земля (эмский ярус). По уточнённым данным В. Вл. Меннера [56], комплекс остракод (определения А. Ф. Абушик, И. О. Евдокимовой) из верхней части карбонатной толщи свиты может быть отнесен к позднепражскому-раннеэмскому ярусам. Таким

образом, русановская свита в целом сопоставляется с пражско-нижнеэмским стратиграфическим интервалом нижнего девона. Мощность свиты колеблется от 75 до 235 м.

Североземельская, подъемнинская, спокойнинская, русановская свиты нерасчлененные ($D_1 sv-rs$) выделяются в центральной части о. Октябрьской Революции (к северу от ледника Альбанова), где их детальная отрисовка невозможна из-за масштаба карты. Выходы нерасчлененных верхнедевонских отложений приурочены к крыльям мелкой антиклинальной структуры. На местности свиты хорошо картируются по смене литологического состава пород и находкам фаунистических остатков. Литологический состав нерасчлененных отложений соответствует составу выделяемых свит. Мощность изменчива и колеблется от 590 до 1515 м.

Альбановская свита ($D_1 al$) впервые выделена Б. Х. Егизаровым в 1953 г. на о. Пионер по обнажениям в долине р. Пионерки. Название свите дано в память полярного исследователя В. И. Альбанова. При проведении среднемасштабной геологической съёмки и тематических исследований МСГ паратратотипом альбановской свиты был выбран в разрезе по р. Матусевича (о. Октябрьской Революции). В отличие от других, этот разрез хорошо обнажён и почти не нарушен сбросами.

На архипелаге Северная Земля альбановская свита распространена на севере, северо-западе, в центральной части о-ва Октябрьской Революции, на ряде участков о-ва Пионер, а также на о-ве Фигурном архипелага Седова. По характерным литологическим признакам, комплексам остракод и позвоночных, альбановская свита является региональным корреляционным маркирующим горизонтом. Альбановская свита согласно залегает на нижележащей русановской. В стратотипическом разрезе на р. Матусевича свита разделена на нижнюю и верхнюю подсвиты. Граница между ними резкая со следами размыва и стратиграфического перерыва. Нижняя подсвита – сероцветная мергельно-карбонатная, разделена на две пачки, по которым и проведена корреляция с другими разрезами на о-ве Октябрьской Революции.

Пачка 1 залегает на гипсоносной толще русановской свиты и сложена переслаивающимися серыми и тёмно-серыми доломитовыми мергелями, доломитами и редкими прослоями известняков. Доломитовые мергели преобладают в нижней, а доломиты – в верхней частях пачки. В породах часто находятся мелкие окатыши мергелей и неравномерно рассеянная примесь алевритовых обломков кварца и полевых шпатов. Изредка встречаются позвоночные. Мощность пачки 24 м.

Пачка 2 сложена серыми доломитами, серыми, тёмно-серыми тонкокристаллическими, микросгустковыми известняками и доломитизированными известня-

ками с подчинёнными слоями зеленовато-серых глинистых известняков и мергелей. В известняках и доломитизированных известняках содержатся оолиты, онколиты, а отдельные слои изобилуют раковинами остракод. Кроме того, найдены фрагменты ракоскорпионов, двустворок, позвоночных. В породах обнаружены окатыши мергелей и карбонатные гальки. У кровли пачки появляются прослои пестроцветных аргиллитов. Мощность пачки 24 м.

Верхняя подсвета (условное название – бродовская толща) – пестроцветная, сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и бобовыми железными рудами.

Песчаники красно-бурые, серые и пятнистые мелкозернистые, изредка более крупного гранулометрического состава, зёрна хорошо окатаны. Состав обломков – кварц (92-95%), полевые шпаты (до 5%), слюды, обломки пород железной руды, фрагменты экзоскелета позвоночных. Цемент поровый или контактный глинистый (иногда каолиновый), кремнистый, участками карбонатный (сидеритовый и кальцитовый). Алевролиты бурые, фиолетово-серые, серые кварцевые с примесью кремней и полевых шпатов, цемент железисто-гидрослюдистый. Текстуры волнистотонкослоистые. Аргиллиты играют подчинённую роль, окрашены в красно-бурый, фиолетово-серый, зеленовато-серый, серый цвета. Состав их гидрослюдисто-каолиновый, содержат примесь хлорита и мелкие зерна кварца, стяжения сидерита, оолиты гетита.

Встреченные во всех четырёх разрезах бродовской толщи о-ва Октябрьской Революции (реки Подъёмная, Спокойная, Матусевича, Ушакова) железорудные образования наиболее подробно изучены в коренном залегании в береговых обрывах р. Матусевича и развалах по долине верховьев р. Ушакова. Здесь они представлены оолитовыми рудами мощностью от первых сантиметров до 0,8 м. По составу оолитов и цементирующей массы выделяются три разновидности. К первой относятся руды, сложенные сидерит-гидрогетитовыми оолитами, включёнными в базальный цемент карбонатного состава. Руды этой разновидности по низкому содержанию железа (около 25%) относятся к категории убогих. Преобладают оолиты от 0,5 до 1 мм в диаметре, более крупные (1,5-2 мм) редки.

Ко второй разновидности относятся оолитовые руды, сложенные глинисто-сидерит-гетитовыми оолитами, сцементированными криптозернистой массой хлорита. Глыбовые развалы их отмечены в верховьях р. Ушакова. Мощность ненарушенных пластов не менее 0,25-0,35 м. Оолиты составляют до 80-90% объёма руды, имеют диаметр 1-3 мм, отличаются нехарактерными для оолитовых руд формами (неправильная, серповидная, караваеобразная), разнородностью состава и внутренней структуры. Существенно гетитовый состав оолитов и хлоритовый – цемента свидетельствует о переотложенном характере руд.

К третьей разновидности относятся оолитовые руды, сложенные существенно гетитовыми оолитами, включёнными в цемент кварц-гетитового состава. Это

глубоко окисленные, почти полностью дегитратированные и наиболее богатые руды с содержанием железа 35-45%. Развалы их наблюдались в долинах р.р Ушакова и Матусевича. В последнем разрезе в ненарушенном залегании пласт руды данного типа (0,8 м) отмечен примерно в средней части нижней пачки бродовской толщи. Количество оолитов в рудах, имеющих чаще поровый тип цемента, достигает 70-90%, снижаясь на отдельных участках до 20-30%. Преобладают оолиты округлой или слабо уплощенной формы размером 0,7-2,5 мм (в основном около 1 мм), сложенные плотным гетитом, иногда чешуйчатым гематитом.

Мощность бродовской толщи – 32-34, а общая мощность альбановской свиты на р. Матусевича составляет 80-82 м [56].

На участке верхнего течения р. Спокойной разрез альбановской свиты составлен по группе небольших выходов, расположенных в долинах ручьёв, окаймляющих с севера столовую гору с обнажениями доломитов и гипсов русановской свиты. Пачка 1 сложена серыми доломитами, доломитовыми мергелями с подчинёнными слоями серых и зеленовато-серых доломитистых аргиллитов. Мощность до 50 м. Нижний интервал разреза (1-5 м) пачки 2 представлен серыми доломитами с тонкими (0,1-0,35 м) слоями тёмно-серых и зеленовато-серых плитчатых или комковатых микросгустковых известняков, содержащих раковины остракод. Выше по разрезу преобладают тёмно-серые с тонкими зеленовато-серыми пропластками известняки, обладающие плитчатой, комковатой отдельностью, с текстурами течения и ряби волнения на поверхностях напластования. Мощность слоёв известняков до 3,2 м. Реже распространены серые и зеленовато-серые доломиты и мергели. Примерно в 20 м и выше основания пачки отмечены единичные тонкие прослои серых известковистых кварцевых песчаников. Видимая мощность 2-й пачки – до 40 м.

В известняках встречаются многочисленные раковины остракод *Moelleritia egorovi*, *M. aff. egorovi*, *Paraschmidiella?* sp., *Eukloedenella* sp. n. 1; *Eoevlanella* sp. n., *Invisibila?* sp., *Orthocypris* sp., а иногда позвоночные *Arthrodira* ind., палеониски, дипнои, лучеперые, акантоды *Watsonacanthus costatus*, *Nostolepis striata*, *N. sp. cf. N. Multangula* Valiuk., *N. watsoni* sp., *N. "Cheiracanthoides comptus"* Wells., *Comphonchus sandelensis*. Остракоды и позвоночные определены из нижней и средней частей пачки.

Верхняя подсвита (бродовская толща) наблюдалась лишь в виде высыпок на водоразделах. В них представлены обломки ожелезненных и серых кварцевых песчаников, алевролитов, пестрых аргиллитов и гетитовой руды. Эти породы отличаются от красноцветных пород вышележащей встречнинской свиты.

Из других обнажений альбановской свиты в верховьях р. Спокойной по сборам разных исследователей определены конодонты *Pandorinellina expansa*, *Pelekysgnathus* sp., остракоды *Moelleritia egorovi*, *Hogmochilina* sp., *Holinella* sp. 1,

Mosolovina costulifera Edv., sp.n., *Evlanella* sp., *Timanella rara* Edv. sp. n., *Cytherellina subelliptica*. По мнению А. Ф. Абушик и И.О. Евдокимовой, присутствие *Mosolovina* и *Timanella* указывает на самые верхи нижнего девона.

На севере о-ва Октябрьской Революции из обнажения, отнесённого к альбановской свите, по притоку р. Обрывистой в 18 км от её устья определены остракоды *Paenaequina* sp., *Moelleritia* sp., *Clavofabellina* sp., *Aparchitellina* sp., *Evlanella* aff. *intertexta* Pol., *Cytherellina* aff. *clara*, *C. subelliptica*, *Parabairdiacypris* sp. [56].

Когда впервые альбановская свита была выделена на п-ове Пионер, её возраст считали среднедевонским – живетским. При составлении геологических карт масштаба 1: 200 000 альбановскую свиту отнесли к эйфельскому ярусу. Проведённое Э. Марк-Курик специальное изучение стратиграфического распространения плакодерм показало, что комплекс из альбановской свиты может быть уверенно прослежен в разрезах Таймыра, Сибирской платформы, приполярного Урала, Шпицбергена, где он определён из эмского яруса [56].

Мощность альбановской свиты крайне изменчива и колеблется от 28 м (р. Подъёмная), 100-120 м (о. Пионер), и до 150-160 м на участке верхнего течения р. Спокойная.

Русановская, альбановская свиты объединены ($D_1 rs+al$) закартированы в юго-западной части о. Октябрьской Революции к западу от ледника Дежнева на участке верховьев р. Скрытная. Отложения объединенных свит приурочены к краевым частям Скрытнинской антиклинали. Состав пород объединенных свит соответствует составу отложений выделенных стратиграфических подразделений и представлен серыми, темно-серыми известняками, доломитами с прослоями песчаников с желваками кремней, серых гипсов. Отмечается четко выраженное азимутальное несогласие простиранья пород, формирующих Скрытнинскую антиклиналь (северо-восточные), с общим простираньем структур силуры и девона западной части о. Октябрьской Революции. Мощность объединенных русановской и альбановской свит изменчива и колеблется от 285 до 520 м.

Североземельская - альбановская свиты объединены ($D_1 sv-al$) включают в себя североземельскую, подъемнинскую, спокойнинскую, русановскую и альбановскую свиты. Указанные объединенные свиты прослеживаются в центре о. Октябрьской Революции, приурочены к краевой части Альбановско-Озернинской антиклинали и прослежены от верховьев р.р. Ушакова, Матусевича в районе ледника Вавилова до истоков р. Темная на южном окончании ледника Альбанова. Состав отложений объединенных свит представлен песчаниками, доломитами, мергелями, доломитами с прослоями конгломератов, гравелитов, гипсов. Сами свиты по различию в литологическом составе четко картируются по площади, но не могут быть отрисованы в масштабе. Мощность объединенных свит 820-1800 м.

Средний отдел

Среднедевонские терригенные красноцветные и пестроцветные отложения при проведении работ ГГС-200 на о.о. Октябрьской Революции, Комсомолец, Пионер были объединены в географскую свиту [60]. После проведения ревизионных стратиграфических работ МСГ под руководством В. Вл. Меннера в 1978 году и изучения типовых разрезов силура и девона о. Октябрьской Революции географская свита была разделена на встречнинскую, ватугинскую и гремящинскую свиты, четко различающихся по литологическому составу и комплексам палеонтологических остатков позвоночных [56]. В Легенде ГГК-1000/3 вместо географской свиты выделена одноименная серия [91].

Географская серия (D_{2gg}). Выделена А. Ф. Хапилиным первоначально в ранге географской свиты в 1977 году в юго-западной части о. Комсомолец. Название свиты дано по оз. Географов, в районе которого был составлен стратотипический разрез. Автором в разрезе свиты выделялись две толщи: нижняя – пестроцветные кварцевые песчаники, алевролиты с единичными прослоями кварцевых гравелитов, мелкогалечных конгломератов и отдельными горизонтами, содержащими шаровидные железо-марганцевые конкреции до 15 см в диаметре. В разрезе верхней толщи преобладают пестроцветные (вишнево-красные, реже – ярко-зеленые) мелкозернистые кварцевые песчаники с единичными прослоями серых пелитоморфных песчаных известняков. Среднедевонский возраст верхней толщи подтверждался находками позвоночных *Cossosteidae* ind., *Holoptychiidae* ind., *Homostius* sp. Мощность свиты изменчива и колеблется от 400 до 550 м в районе стратотипического разреза, увеличиваясь до 625 м на западе о. Комсомолец.

По мнению В. Вл. Меннера, из-за скудности палеонтологических сборов в 1977 г. при ГГС-200 в разрез свиты были ошибочно включены верхние пачки нижележащей альбановской свиты (бродовская толща D_1) и часть разреза вышележащей матусевичской свиты (D_3). В соответствии с делением, предложенным В. Вл. Меннером, в географскую серию входят встречнинская, ватугинская и гремящинская свиты, описание которых приводится ниже [56].

Встречнинская свита названа по г. Встречной на северо-западном побережье о. Октябрьской Революции. Стратотип свиты составлен в 1978 году группой В. Вл. Меннера в среднем течении р. Матусевича, где отмечается ее согласное залегание на альбановской свите (с незначительным размывом). Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки (20 м) красновато-бурых разнозернистых песчаников с линзами мелкогалечных конгломератов. Для песчаников характерны костные фрагменты позвоночных, карбонатно-железистый цемент и структуры лизеганга (кольца Лизеганга). Выше залегает

толща равномерного переслаивания красноцветных разнозернистых песчаников и алевролитов. В верхней части толщи появляются многочисленные пласты ярко-красно-бурых аргиллитов (глинистых алевролитов) с большим количеством остатков позвоночных, комплекс которых резко отличается от нижедевонских и определяет ее несомненный среднедевонский возраст. Общий список определенных позвоночных столь обширен, что привести его полностью невозможно. Отмечаются гетеростраки, плакодермы, кистеперые, двоякодышащие, акантоды. Однако вопрос о ярусной принадлежности свиты, решаемый путем сравнения с комплексами среднего девона Прибалтики, остается спорным. По мнению В. Н. Каратиюте-Талимаа и Р. Г. Матухина, состав гетеростраков и плакодерм позволяет отнести свиту к эйфельскому ярусу. Э. Ю. Марк-Курик, отмечая присутствие плакодерм *Actinolepsis cf. magna* и сопоставляя отложения с арукюлакским и буртниецким горизонтами Прибалтики, относит свиту к живетскому ярусу. В конечном итоге авторы стратиграфических работ отнесли свиту к эйфельскому и нижней части живетского яруса [56].

Мощность свиты в стратотипическом разрезе составляет 150-160 м, постепенно уменьшаясь к западу до 70-80 м (р. Подъемная).

В а т у т и н с к а я с в и т а выделена в 1978 году группой В. Вл. Меннера. Стратотипический разрез составлен в среднем течении р. Матусевича, где она согласно залегает на встречнинской свите. Название свиты дано по м. Ватутина на юго-западном побережье о. Октябрьской Революции. Нижняя граница проводится по подошве мощного пласта зеленовато-серых аргиллитов. Характерной особенностью свиты является полное отсутствие прослоев песчаников, а в разрезе преобладают красноцветные и пестроцветные алевролиты и аргиллиты с единичными пластами доломитовых мергелей и тонкими прослоями и включениями гипса. Мощность прослоев алевролитов колеблется от 1,0 до 11,0 м; аргиллитов – от 0,6 до 6,5 м; доломитов и доломитовых мергелей – от 0,1 до 1,5-5,0 м. От подстилающих и перекрывающих отложений ватутинская свита отличается бедностью остатков позвоночных и резко пониженным содержанием органического вещества. Раковины филлопод и лингул найдены в аргиллитах лишь в основании свиты. В целом для отложений свиты характерно повышенное содержание анальцима (минерал группы цеолитов), а для гипс-доломит-алевролитовых пород – многочисленные прожилки селенита.

Найденные органические остатки не дают более точной датировки, как средний девон. Учитывая согласное залегание на отложениях встречнинской свиты, ватутинская свита отнесена к нижней и средней частям живетского яруса [56].

Г р е м я щ и н с к а я с в и т а выделена группой В. Вл. Меннера в 1978 году при проведении работ на о. Октябрьской Революции. Стратотип свиты составлен в среднем течении р. Матусевича, где она согласно залегает на отложениях ватутинской свиты. Название дано по ручью Гремящий – притоку р. Подъ-

емная на западе острова, где были проведены обширные сборы остатков позвоночных. Нижняя граница свиты проводится по подошве (6,0 м) пласта фиолетово-серых разномерных песчаников. В стратотипе свиты по р. Матусевича намечается ее разделение на две: нижнюю – преимущественно песчаниково-алевролитовую и верхнюю – с преобладанием пластов мергелей.

Фиолетово-серые, охристо-серые мелкозернистые, реже грубозернистые песчаники образуют пласты мощностью 0,2-6,0 м. В них отмечаются карбонатные желваки размером 5-15 см, крупные фрагменты панцирей позвоночных и толстые (до 15 см в диаметре) стволы растений. Цемент в песчаниках карбонатный, железисто-глинистый, с включениями глауконита. Алевролиты красно-коричневые, фиолетово-серые, реже пятнистые за счет включений зеленовато-серых разностей пород. Мощность пластов составляет 2-3 м, иногда – до 8,0 м. Мергели по внешнему облику схожи с алевролитами, но отличаются преобладанием зеленовато-серого цвета, раковистым изломом, более грубой плитчатой отделимостью. Мощность пластов мергелей изменчива и колеблется от 0,1 до 8,0 м. Аргиллиты приурочены, в основном, к верхней части разреза и имеют яркую красно-коричневую окраску. В аргиллитах и алевролитах встречаются раковины остракод, филлопод, трохилиски.

На руч. Гремящий из отложений свиты собрана самая богатая коллекция позвоночных. По мнению Э. Ю. Марк-Курик, присутствие в гремящинской свите плакодерм *Homostius* sp., *Asterolepis* cf. *ornate* Eichw., *A. Ex gr. dellei* gross. позволяет сопоставлять ее с абавскими слоями Прибалтики и отнести к верхней части живетского яруса.

Мощность свиты в стратотипическом разрезе составляет всего 75 м, в том числе нижняя песчаная толща – 25 м, а преимущественно мергелистая верхняя – 50 м. На участке р. Обрывистая (северное побережье о. Октябрьской Революции) мощность гремящинской свиты (верхнегеографской подсвиты), по данным В. А. Марковского, увеличивается до 150 м [74].

А л ь б а н о в с к а я с в и т а - г е о г р а ф с к а я с е р и я о б ъ е д и н е н н ы е (*D_{1-2al-gg}*) включают в себя нижнедевонскую альбановскую свиту и среднедевонские встречнинскую, ватутинскую, гремящинскую свиты (географскую серию). На геологической карте указанные нерасчлененные отложения выделяются на локальном участке к северо-западу от ледника Альбанова на северном окончании Альбановско-Озернинской антиклинали. Объединение этих стратиграфических подразделений связано с невозможностью показать их раздельно в масштабе карты, хотя на местности они достаточно отчетливо картируются по смене литологического состава пород. Состав отложений соответствует составу объединяемых стратиграфических подразделений и представлен сероцветными известняками и красноцветными, пестроцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Мощность объединенных отложений 485-770 м.

Средний-верхний отделы

Средне-верхнедевонские отложения на архипелаге Северная Земля представлены матусевичской свитой.

М а т у с е в и ч с к а я с в и т а ($D_{2-3}mt$) выделена в 1953 году Б. Х. Егизаровым как пестроцветная толща и названа по р. Матусевича, в верховьях которой был описан стратотипический разрез. Нижняя граница свиты проводится по подошве мощной пачки буровато-серых, светло-желтых, красновато-бурых разнозернистых песчаников с линзами мелкогалечных конгломератов в подошве, согласно залегающих на верхних горизонтах географской серии (гремящинская свита).

Свита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Песчаники образуют пласты мощностью от 0,5 до 30 м, причем наиболее мощные из них приурочены к нижней части свиты. По составу песчаники преимущественно кварцевые с примесью полевых шпатов до 10-18%, с железистым пленочным, реже – глинистым, кварцевым регенерационным или поровым карбонатным цементом. Пласты алевролитов мощностью от 0,5 до 22,0 м обычно слагают средние части ритмов. Алевролиты красно-бурые, нередко пятнистые за счет включений зеленовато-серых разностей пород, горизонтально-слоистые с биотурбациями, гиевроглифами, остатками позвоночных, реже – растений. Аргиллиты красно-бурые, хлоритово-гидрослюдистого состава с примесью каолинита в нижней части свиты, что указывает на возможный перерыв осадконакопления и корообразование. Пласты аргиллитов имеют мощность 0,4-15,0 м и слагают верхние части ритмов.

Изменение литофациальных условий накопления осадков вверх по разрезу свиты выражается исчезновением русловых фаций, увеличением роли алевролитов и аргиллитов, количества остатков позвоночных, появлением раковин лингул, характеризующих бассейновые фации, что в целом отражает развитие крупной трансгрессии на границе среднего-верхнего девона.

Возраст матусевичской свиты определен на основании находок остатков позвоночных с аналогичными комплексами Прибалтики. Нижняя часть разреза (до 240-250 м выше подошвы) соответствует гауйскому горизонту, который включен в состав живетского яруса среднего девона. Находки позвоночных *Bothriolepis* cf. *obrutshewi* Gross. в средней части разреза (от 240-250 до 400-420 м) позволяет сопоставить этот интервал с верхней частью аматского горизонта Прибалтики (нижняя часть франкского яруса). Находки *Bothriolepis* cf. *maxima* в верхней части разреза (до 500 м выше подошвы) указывают на позднефранкский возраст этого интервала. Таким образом, возраст матусевичской свиты принимается позднеживетским (средний девон) – позднефранкским (верхний девон). Граница между этими ярусами проводится в интервале 240-250 м от подошвы свиты [56].

В стратотипическом разрезе (верхнее течение р Матусевича) мощность свиты колеблется от 625 до 695 м. На севере о. Октябрьской Революции, в районе бух-

ты Пятнистой, матусевичская свита, по данным А. Ф. Хапилина и В. А. Марковского, представлена красноцветными алевролитами с прослоями песчаников и аргиллитов. В основании разреза отмечаются прослойки мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты увеличивается до 700-750 м [74].

Верхний отдел

Верхнедевонские отложения на архипелаге Северная Земля представлены красноцветными терригенными толщами в составе вавиловской свиты и малюткинской толщи.

Вавиловская свита и малюткинская толщина объединены (D_{3vv+ml}) закартированы в западной части о. Октябрьской Революции, где прослеживаются узкой полосой (2-4 км) южного направления от истоков рек Ушакова и Матусевича до северного края ледника Вавилова.

Вавиловская свита выделена в 1953 году Б. Х. Егиазаровым в верховьях р. Матусевича, где находится ее стратотипический разрез, и названа по леднику Вавилова. Свита согласно залегает на отложениях матусевичской свиты и ее нижняя граница проводится по подошве первого пласта сероцветных известняков. Сложена свита красноцветными и пестроцветными аргиллитами, алевролитами, реже песчаниками с единичными прослоями серых известняков. Несмотря на незначительные мощности известняковых пород, они хорошо заметны внутри красноцветной толщи и картируются даже по элювиальным развалам.

В стратотипическом разрезе песчаники свиты красновато-коричневые, мелкозернистые до алевритистых, преимущественно кварцевые (83-87%) с железисто-глинистым, реже карбонатным поровым цементом. Отмечаются единичные линзовидные прослои грубозернистых песчаников и мелкогалечных внутриформационных конгломератов, а также встречаются остатки позвоночных и отпечатки растений. Мощность прослоев песчаников колеблется от 5,0 см до 1,3 м. Алевролиты красновато-коричневые, полевошпатово-кварцевые, с железисто-глинистым и карбонатным базально-поровым цементом. Мощность пластов до 3,0 м. Аргиллиты красновато-бурые гидрослюдистые, с примесью хлорита, карбонатизированные, плитчатые. Слои аргиллитов имеют мощность до 5 м и обладают в разрезе.

Характерной особенностью вавиловской свиты является наличие 11-12 прослоев серых глинистых известняков мощностью от 5 см до 2,7 м. В известняках отмечаются немногочисленные отпечатки тонкостенных раковин, скелетные фрагменты позвоночных, остатки харовых водорослей, стяжения пирита. К основанию или кровле прослоев известняков приурочены линзы костных брекчий с фрагментами панцирей ботриолепид и холоптихийд. Несмотря на обильные сборы, почти все остатки позвоночных определены только на родовом уровне:

Psammosteus sp. cf., *P. falcatus* Obr., *Bothriolepis* sp. ind. и другие. По заключению Э. Ю. Марк-Курик, состав позвоночных похож на найденный в верхней части матусевичской свиты и характерен для верхней части франкского яруса верхнего девона [56].

Мощность свиты около 250 м, причем послойный разрез по р. Матусевича составлен только для нижней части (80 м).

М а л ю т к и н с к а я т о л щ а выделена в 1978 году в рамках проведения работ МСГ под руководством В. Вл. Меннера. Название толщи дано по леднику Малютка, расположенного в водораздельной части рек Матусевича и Подъемная. Стратотип толщи составлен в верховьях р. Матусевича вдоль восточного склона ледника. Нижняя граница проводится по кровле последнего (верхнего) прослоя серых глинистых известняков вавилонской свиты. Положение верхней границы точно не определено. В разрезе толщи преобладают пестроцветные алевролиты и аргиллиты в тонком переслаивании, чередующиеся с пластами и пачками (4,0-12,0 м) красновато-бурых, зеленовато-серых и пестроцветных разнотернистых песчаников с линзовидными прослоями мелкогалечных конгломератов. В средней части толщи в аргиллитах отмечаются желваки розового гипса, а в сероцветных песчаниках встречены стяжения пирита. У основания песчаниковых пачек находятся скопления остатков позвоночных, которые собраны на четырех уровнях. В нижней части толщи (до 70 м выше подошвы) определены многочисленные остатки рыб *Bothriolepis leptocheria* Traquair, которые, по заключению Э. Ю. Марк-Курик, близки к формам, характеризующим самые низы фаменского яруса в Прибалтике и Тимано-Печерской провинции. Отложения толщи формировались в обстановке регрессии. Мощность толщи около 300 м.

КАРСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

В Карский геологический район в пределах листа Т-45-48 объединяются разрозненные выходы нижнекаменноугольных и верхнекаменноугольных-нижнепермских отложений, установленные на о.о. Октябрьской Революции, Большевик архипелага Северная Земля (Североземельская геологическая площадь) и в центральной части полуострова Челюскин (Челюскинская геологическая площадь).

Челюскинская геологическая площадь

Н и ж н е к а м е н н о у г о л ь н ы е о т л о ж е н и я на полуострове Челюскин установлены в нижнем течении р. Чистая (правый приток р. Гольцовая) на участке г. Забор. Здесь, в нижнем течении реки в 6,0 км от устья, в коренных обрывах высотой до 4,0 м на протяжении 150 м прослежены светло-розовые, кремово-розовые карбонатные брекчии, состоящие из угловатых обломков размером до 5-6 см кварца, малиново-розовых кварцитов, кремово-желтых извест-

няков. Количество обломков составляет 40-50% от объема породы; цемент карбонатный (известковистый) мелкозернистый с тонкими нитевидными прожилками углефицированного органического вещества. В брекчиях установлен обильный споровый комплекс следующего состава: *Leiotriletes inermis* Isch., *L. ornatus* Isch., *Dictyotriletes magnus* Naum., *Lophotriletes aff. rugosus* Naum., *Calamospora* sp., *Acanthotriletes* sp., *Stenozonotriletes aff. reticulatus* Naum., *Densosporites goniacanthus* (Waltz) Byvsch., *Cingulizonate bialatus* (Waltz) Kedo, *Cincturasporites literatus* (Waltz) Haquebard et Barss., *Lycospora pussilla* (Ybr.) Somm., *Perisaccus primigenius* Naum. и единичные акритархи *Multiplicisphaeridium* sp. По заключению Л. Г. Кулиш (отдел ископаемой флоры ИГН АН УССР), последние четыре вида характерны для визейских отложений нижнего карбона Русской платформы. Единичные мелкие акритархи определяют, что образование карбонатных брекчий происходило в морской обстановке. Мощность 10 м.

Стратиграфически ниже карбонатных брекчий выходят известняки светло-желтовато-серые, брекчированные, в которых отмечаются мелкие обломки кварца. Внешне эти известняки могут быть отнесены к колосовской свите, но ни микрофилитов, ни микрофоссилий в них не установлено. Мощность 5 м.

Взаимоотношений с подстилающими отложениями колосовской свиты, разбитыми на этом участке, не установлено. Коренные выходы карбонатных брекчий и известняков прослеживаются в разрозненных гривках в северо-восточном направлении на расстояние до 150 м.

Сходные образования прослежены в среднем течении р. Григорьева в 13 км от устья. По левому борту реки в 100-150 м от русла в разрозненных коренных гривках и элювиальных развалах следятся известняки брекчированные, вишнево-красные, с угловатыми обломками кварца размером до 3 см. Ширина развалов составляет около 100 м, развалы прослеживаются прерывисто в север-северо-восточном направлении на расстоянии 500 м. Отнесение их к нижнекарбонатным отложениям условно и приводится на основании литологического сходства с карбонатными брекчиями р. Чистая. Взаимоотношений с подстилающими породами колосовской свиты на участке р. Григорьева не установлено. Мощность нижнекаменноугольных отложений около 15 м.

Североземельская геологическая площадь

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

А х м а т о в с к а я т о л щ а (С₃-Р_{1аh}). Отложения указанного возраста были впервые установлены при проведении ГГС-200 в 1975 году К. С. Агеевым и А. Ф. Хапилиным в северной части о. Октябрьской Революции, в прибрежной

полосе восточного борта фиорда Матусевича и в приустьевой части безымянных ручьев, стекающих с северного края ледника Карпинского. В 1976 году аналогичные отложения были закартированы К. С. Агеевым и Б. К. Сениным на западном побережье залива Ахматова (о. Большевик) к северу от устья р. Сборная, где составлен стратотипический разрез. Название толщи дано по наименованию залива Ахматова. Более детальный разрез толщи был составлен в 1981 году А. И. Самусиным по долинам мелких ручьев в 2,0 и 4,0 км к северу от устья р. Сборная при проведении поисковых работ на о. Большевик АКГГЭ ПГО «Севморгеология». Толща была прослежена вдоль западного берега зал. Ахматова на расстоянии 11,0 км к северу от устья р. Сборная при ширине выходов во врезях водотоков от 0,7 до 1,5 км. На указанном участке отложения толщи с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на среднекембрийских дислоцированных породах сложнинской толщи. В рельефе верхнекаменноугольные – нижнепермские отложения выполняют плоские ложбины, выработанные в кембрийских породах.

На участке стратотипа в основании разреза залегает слой слаболитифицированных зеленых глин мощностью до 1,0 м, который К. С. Агеевым интерпретируется как позднекарбоновая кора выветривания. Выше прослежена пачка (39,0 м) полимиктовых конгломератов охристо-бурого цвета размерностью от мелкогалечных до валунных (от 2 до 30 см). Галька и валуны представлены плохоокатанными обломками кварца (30%) и разнозернистых песчаников флишоидных отложений о. Большевик (70%). Цемент в конгломератах карбонатный, с большим количеством гидроокислов железа и примесью песчанистого материала. Среди минералов тяжелой фракции отмечается лимонит, циркон, рутил, хромит и единичные знаки слабо окатанного золота размером 0,1-0,2 мм. В конгломератах встречаются обломки сидеритизированной древесины и отпечатки растительных остатков плохой сохранности. Выше в разрезе преобладают разнозернистые белесые, желтовато-серые кварцевые песчаники (12-25 м) с маломощными прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В средней части разреза преобладают темно-серые алевролиты (две монотонные пачки мощностью 33,0 и 34,0 м), а выше отмечается пласт (9,0 м) черных углистых аргиллитов с тонкими слоями углей.

В нижней части толщи встречены многочисленные отпечатки растений *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Mesocalamites cf. mrossiensis* Radcz., *Cardioneura tomiensis* Zal. и других, которые, по заключению Ю. Г. Гора, характерны для алыкаевской свиты верхнего карбона Кузбасса. Из средней и верхней частей толщи определены *Sphenopterites cf. batschatensis* Zal., *S. Tunguscana* (Schm.) Zal., *Rufloia cf. derzavinii* (Neub.) S. Meyen, типичные для верхнебалахонской подсерии (нижняя пермь) Кузбасса и бургу克林ской свиты Тунгусского бассейна [18].

Палинологический комплекс, определенный из пород толщи, не противоречит их позднекаменноугольному – раннепермскому возрасту. По данным А. Ф. Дибнер, палинокомплекс из нижней части толщи с о. Большевик хорошо сопоставляется с отложениями нижнего подгоризонта турузовского горизонта Таймыра, алыкаевского горизонта Кузбасса и соответствует касимовскому – гжельскому ярусам верхнего карбона. Палинокомплекс из верхней части разреза соответствует быррангскому горизонту Таймыра (артинский ярус нижней перми). Из единичных обломков охристо-бурых известняков, встреченных в поле развития пород флишоидной серии нижнего палеозоя на северном борту фиорда Тельмана, по данным А. Ф. Дибнер, был выделен палинокомплекс, сопоставимый с комплексом миоспор евсеевского горизонта Кузбасса (серпуховский горизонт нижнего карбона) [21]. Можно предполагать, что указанные отложения были размыты при эрозии, либо их выносит из-под ледника Семенова-Тян-Шанского.

На о. Большевик породы ахматовской толщи дислоцированы и образуют волнистые складки с углами падения на крыльях 30-35° при общем север-северо-восточном простирании. Верхняя часть разреза толщи скрыта водами залива Ахматова. Мощность видимой части разреза 265-290 м.

На северо-востоке о. Октябрьской Революции слабодислоцированные отложения ахматовской толщи закартированы в прибрежной части восточного борта фиорда Матусевича, где площадь их распространения составляет около 2,5 км². Отложения толщи располагаются в поле развития дислоцированных пестроцветных пород ушаковской свиты нижнего ордовика. В отличие от о. Большевик, породы залегают субгоризонтально, реже – пологоволнисто с углами падения пород не более 5°. Нижняя граница толщи в коренных выходах не вскрыта. В разрезе преобладают сероцветные полимиктовые песчаники разномзернистые (от мелкозернистых до гравелитистых) с карбонатным цементом. Отмечаются линзовидные прослои (мощностью до 2,0 м) мелкогалечных конгломератов, в которых гальки размером 1-3 см представлены кварцем, пестроцветными алевролитами и песчаниками, фельзитовыми альбитофирами, метасоматитами. В верхней части разреза в песчаниках отмечаются прослои углистых аргиллитов (1-2 м) и единичные прослои валунных конгломератов (до 3 м). К прослоям конгломератов приурочены хаотические свалы крупных, до 1,5 м в длину, обломков стволов окаменевшей древесины. По всему разрезу отмечаются отпечатки листьев, коры и веток деревьев, среди которых Ю. Г. Гором определены *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Angaridium* sp., *Cardioneura tomiensis* Zal., *Angarocarpus ungensis* (Zal) Radcz., характерные для алыкаевской свиты верхнего карбона. Из более молодых пермских растительных остатков определены *Zamiopteris* sp., типичные для бургу克林ской свиты Тунгусского бассейна и верхнебалахонской подсерии Кузбасса. Перечисленный комплекс флоры позволяет датировать толщу позднекаменноугольным – раннепермским возрастом.

По данным А. Ф. Дибнер, палинокомплексы, выделенные из отложений толщи, хорошо сопоставляются с комплексами нижнего и верхнего подгоризонтов бургуклинского горизонта Сибирской платформы и соответствуют артинскому, кунгурскому ярусам нижней перми.

На этом же участке у северо-западного края ледника Карпинского (1,5 км к юго-востоку от борта фиорда Матусевича), в 1979 году А. А. Макарьевым и Н. П. Лазаренко были установлены размытые отложения ахматовской толщи. По краю ледника прослежены холмы высотой 10-12 м, склоны которых сложены коричнево-бурыми глинами с многочисленными конкрециями коричневатобурых сидеритизированных известняков с углефицированной флорой, плохо окатанными гальками кварца, щебнистыми обломками слаболитифицированных гравелитов и конгломератов. Из конкреций известняков А. Ф. Дибнер был выделен палинокомплекс, который по составу миоспор коррелируется с отложениями катского горизонта Сибирской платформы и мазуровского горизонта Кузбасса и соответствует московскому ярусу среднего карбона [21]. Видимая мощность ахматовской толщи на о. Октябрьской Революции составляет 30 м, но из-за фрагментарности выходов она явно занижена.

Приведенные данные показывают, что на архипелаге Северная Земля (о.о. Большевик, Октябрьской Революции) отложения каменноугольного – пермского возраста (в возрастном интервале серпуховский – казанский ярусы) были развиты значительно шире, чем мы их видим на современном эрозионном срезе.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойские образования на площади листов Т-45-48 представлены фрагментами раннетриасовых и средне-позднетриасовых образований, развитых на крайнем юго-востоке района (Южно-Бырангский геологический район), а также терригенными отложениями юры и мела, занимающими значительные площади на п-ове Челюскин и акватории моря (Таймыро-Североземельский и Северо-Карский стратиграфические районы).

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения триаса на площади работ установлены на локальных участках Южно-Бырангского геологического района (Озеротаймырская геологическая площадь) и представлены нижнетриасовой вулканогенной зверинской свитой и фрагментом средне-позднетриасовой мамоновой свиты.

Нижний отдел

З в е р и н с к а я с в и т а (T_{1zv}) выделена Г. А. Ковалевой в 1965 году по результатам полевых работ 1959 года и названа по одноименной реке на западном побережье оз. Таймыр, где расположен ее стратотип. На западном Таймыре при последующих работах нижняя толща этой свиты была выделена Н. Н. Нагайцевой в сырадасайскую свиту, а на Центральном Таймыре – В. Н. Егоровым в шайтанскую свиту. В настоящее время название зверинская свита сохранено за верхней толщей стратотипа.

На листе Т-45-48 зверинская свита закартирована в верхнем течении р. Преградная только по фрагментарным выходам и поэтому описание ее приводится по стратотипическому разрезу. На реках Звериная, Черные Яры в основании свиты залегает покров андезибазальтов мощностью до 40 м. Выше наблюдается чередование туфов андезибазальтового и базальтового состава с редкими покровами базальтов и андезибазальтов мощностью от 3 до 10 м. Туфы по размерности колеблются от мелкообломочных до агломератовых с редкими прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов и составляют до 80% от всей мощности разреза.

В Диксонском районе Западного Таймыра разрез зверинской свиты наиболее полно изучен в бассейне р. Сырадасай. По данным Г. А. Старицыной и Н. Н. Нагайцевой, в нижней части свиты мощностью 250-300 м преобладают лавы трахибазальтового состава (сырадасайская свита), а в верхней части (400-500 м) – андезибазальты с пластами осадочных и вулканогенно-осадочных пород. На границе сырадасайской и зверинской свит, по данным палеомагнитного анализа, происходит смена прямой намагниченности на обратную [17].

В прослоях осадочных пород зверинской свиты в бассейне р. Сырадасай установлены отпечатки флоры *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp., *Sphenobaiera* sp. и пеллеципод *Microdontella concinna* Jones., *Palaemutella nanela* Ch. триасового возраста. В стратотипе свиты по р. Звериная найдены растительные остатки *Equisetum (Paracalamites) trassica* Radcz., *Pecopteris* cf. *polkini* Mogutch., установленные в корвучанской свите Тунгусского бассейна (нижний триас), а вид *Paracalamites trassica* встречен в индских отложениях Восточного Таймыра [3]. На основании этих находок вулканогенные образования зверинской свиты относятся к индскому ярусу нижнего триаса.

Мощность свиты в стратотипическом разрезе составляет 400-470 м.

Средний-верхний отделы

М а м о н о в а с в и т а была выделена И. М. Мигаем в 1954 году в верховьях р. Фадьюкуда и названа по ее притоку – ручью Мамонова, где согласно залегает на фадьюкудинской свите нижнего триаса в осевой зоне Фадьюкудинского грабена [3].

На площади листа Т-45-48 средне-верхнетриасовые отложения были впервые установлены В. П. Матвеевым и В. Ю. Поповым в 1998 году при проведении

стратиграфических работ ГП «ЦАГРЭ» в среднем течении р. Жданова. Здесь, по правому борту реки, в 3,6 км ниже устья р. Безымянная и в долине мелкого правого притока прослежена толща голубовато-серых, желтовато-коричневых мелкозернистых песчаников и алевролитов (мощность прослоев 1-2 м). Вниз по разрезу песчаники становятся более грубозернистыми, постепенно переходя в гравелиты с доломитисто-лимонитовым цементом. В песчаниках установлены фрагментарные остатки растений плохой сохранности, представленные *Cladophlebis* sp., *Neocalamites* sp., *Sphenopteris* ex gr. *kirjamkensis* Pryn., *Thinufeldia* sp. В основании разреза отмечается прослой (5,0 м) охристо-бурых плохосортированных конгломератов с угловатыми обломками и щебнем темноцветных алевролитов, аргиллитов, кремнистых пород, кварца. Конгломераты с угловым несогласием залегают на темноцветных отложениях пекинской и гольцовской свит верхнего ордовика.

По заключению Ю. Г. Гора, приведенный комплекс резко отличается от флоры верхнепермских угленосных отложений и сопоставим с растительными остатками, описанными из кульдимской свиты ладинского яруса среднего триаса и немцовской свиты позднего триаса Восточного Таймыра. Видимая мощность разреза 55 м [102].

В связи с фрагментарностью выхода отложений мамоновой свиты на геологической карте она не показана, хотя имеет важное значение для истории геологического развития центральной части полуострова Челюскин.

ТАЙМЫРО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЙОН

Мезозойские отложения на п-ове Челюскин были описаны впервые во время проведения геологической съёмки м-ба 1 : 1 000 000 М. Г. Равичем и Л. Д. Мирошником. Были установлены отложения верхнего плинсбах-аалена на м. Лассиниуса, позднего оксфорда – раннего валанжина на р. Каньонке (р. Кунар), осадки аалена в нижнем течении р. Ханневича и на берегу оз. Горного (Анучина). Позднеюрские-раннемеловые образования обнаружены по периферии плато Лодочникова и на р. Анжелико [16].

В процессе проведения геологических съёмок м-ба 1:200 000 на полуострове Челюскин (1980-1985 г. г.) и масштаба 1:50 000 в южной и юго-восточной частях о. Большевик (1986-1991 и 1991-1997 г.г.), выполненных ЦАГРЭ ПГО «Севморгология» были значительно дополнены сведения о стратиграфии и распространении мезозойских отложений на указанных площадях.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Коры химического выветривания

Коры химического выветривания, развитые по породам протерозоя и палеозоя, сохранились на локальных участках в южной части о. Большевик, на северной оконечности п-ова Челюскин (в бассейнах рек Кунар и Унга), а также вскрыты скважинами между Таймырской губой и Гафнер-Фьордом. Коры выветривания имеют как линейный, так и площадной характер, и представлены алевритами и глинами зелёной, белесой, реже охристо-бурой окраски. Вниз по разрезу они сменяются сильно изменёнными и осветлёнными коренными породами, разрушенными до щебня и дресвы. По своему составу коры относятся к каолинистовому типу. В её обобщённом разрезе, характерном для всех участков, выделяются следующие зоны (снизу вверх):

1. Щебнисто-дресвяная – измененных и осветленных вулканогенных или терригенных пород0,5-1 м
2. Гидрослюдистая (хлорит-монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистая) – сильно изменённых глинисто-алевритовых осадков зелёной, реже пёстрой окраски.....2-2,5 м
3. Каолинитовая (гидрослюдисто-каолинитовая) – глин, алевритов преимущественно зеленовато-бурого цвета с примесью зерен кварца и редких дресвяных обломков материнских пород.....2-2,5 м

Верхний предел возраста коры выветривания определяется перекрывающими её конгломератами кунарской свиты, датируемой плинсбахским и тоарским веками ранней юры. Нижний возрастной предел большинством исследователей предполагается синхронным времени пенепленизации и корообразования в интервале позднего триаса-ранней юры. Мощность линейной коры выветривания меняется от первых метров до 42 м, площадной коры выветривания – не превышает первых метров [18, 63].

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения обнажаются в естественных разрезах п-ова Челюскин и южной части о. Большевик, а также вскрыты скважинами в долинах рек Кунар, Серебрянка, Унга, вблизи м. Оскара. Юрская система представлена всеми тремя отделами. В нижнем и среднем отделах выделены кунарская, унгинская и ханневичская свиты. Отложения верхнего отдела юрской и нижнего отдела меловой систем объединены в мухинскую и малиновскую свиты.

Нижний отдел

Кунарская свита ($J_1 kl$) выделена в 1985 г. Г. В. Шнейдером и В. Н. Седовым на п-ове Челюскин в среднем течении р. Кунар, где расположен её стратотип. Кроме этого участка, на северо-востоке Таймыра она представлена единичными коренными выходами и вскрыта буровыми скважинами в низовьях

рек Унга, Пека, в бассейне р. Серебрянка, на акватории зал. Толля вблизи м. Оскара. На о. Большевик свита установлена в низовьях р. Тора. Свита с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на различных горизонтах рифея и нижнего палеозоя, либо на корях выветривания поздне триасового-раннеюрского возраста. Она выполняет изометричные, линейно-вытянутые палеодепрессии, ограниченные крутыми бортами, сложенными вендскими-нижнепалеозойскими отложениями. Наиболее крупная депрессия прослежена на п-ове Челюскин от истоков р. Серебрянка до бух. Восточная и прослеживается по отдельным изолированным впадинам на расстояние более 40 км при ширине 1-3 км. Фрагменты аналогичных депрессий диаметром 1-2 км отмечены в низовьях рек Унга и Тора.

Свита представлена конгломератами, конгломерато-брекчиями, гравелитами, песчаниками и алевролитами, либо рыхлыми разновидностями этих пород – галечниками, гравийниками, песками. Для неё характерна значительная фациальная изменчивость как по разрезу, так и по латерали, что объясняется преимущественно аллювиальным и реже аллювиально-морским генезисом осадков. В бассейнах рек Кунар, Унга, Серебрянка и Тора в кунарской свите выявлены россыпепроявления и промышленные месторождения золота.

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из слоя песков с обугленными растительными остатками на р. Тора, отличается значительным видовым составом. Наличие спор *Contignisporites problematicus* (Coup)Dor., *Polycingulatisporites* sp., *Matonisporites* sp., *Dictyophyllidites* sp., *Uvaeporites argenteaformis* (Bolch.), по заключению Л. Н. Демченко, характерно для комплексов плинсбахского и тоарского яруса нижней юры [18, 63].

Таким образом, кунарская свита на основании определения спорово-пыльцевого комплекса отнесена к плинсбахскому и тоарскому ярусам нижней юры. Мощность свиты колеблется от 9 до 40 м.

Нижний – средний отделы

У н г и н с к а я с в и т а (J_{1-2} *un*) выделена В. Н. Седовым и А. В. Гавриловым в 1989 г. на п-ове Челюскин и названа по р. Унга, где и находится её стратотип. Отдельные обнажения свиты известны в бассейнах рек Унга, Эльга, Ханевича, Лены. На акватории Карского моря свита зафиксирована в скважинах от м. Оскара до м. Челюскина, а на о. Большевик – в низовьях р. Каменка. Унгинская свита с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на вендских и палеозойских породах, и согласно – на кунарской свите.

Свита представлена конгломератами, гравелитами, гравийниками, песчаниками, песками, алевролитами и глинами с редкими пропластками бурого угля (1 – 20 см).

Из алевролитов нижней части унгинской свиты собраны растительные остатки *Dictyophyllum* sp., *Thaumatopteris* (?) sp., а на оконечности м. Прончищева –

Cladophlebis cf denticulata (Brongn.) Font., *Clathropteris* sp., *Phlebopteris* sp., *Pityospermum* sp. Л. Н. Абрамова считает, что возраст отложений, вмещающих растительные остатки на участке р. Унга, не древнее позднего триаса и не моложе средней юры, возможно, раннеюрский; остатки с м. Прончищева указывают на ранне-среднеюрский возраст. Из верхней части разреза унгинской свиты вблизи м. Папанина Л. Н. Демченко выделен спорово-пыльцевой спектр, в котором преобладает пыльца голосеменных растений (65%) над спорами папоротникообразных (35%). В пыльцевой части сводного комплекса доминируют *Pinus divaligata* Bolch., *Picea exilioides* Bolch. В споровой части преобладают *Cibotium inctum* К.-М., *Coniopteris divaricata* К.-М., реже *Lycopodium* sp., *Lygodium* sp., *Phlebopteris* sp., *Hausmania* (?) *alata* К.-М. Видовой состав и процентное содержание спор и пыльцы позволяют датировать комплекс среднеюрским (байос-батским) возрастом. Сходный спорово-пыльцевой комплекс, указывающий на батский ярус, выявлен Л. Н. Демченко из отложений в низовьях р. Каменка (о. Большевик). Таким образом, растительные остатки, споры и пыльца указывают на ранне-среднеюрский (тоарский-батский) возраст унгинской свиты. Её общая мощность колеблется от 10 до 40 м [18].

Средний отдел

Ханневичская свита (J_2 hn) выделена Г. В. Шнейдером в 1985 г. на п-ове Челюскин в нижнем течении р. Ханневича, где находится её стратотип. Она установлена также на северном побережье полуострова на отрезке от м. Папанина до м. Харитона Лаптева, на м. Лассинуса и на акватории заливов Терезы Клавенес и Фаддея. На западном побережье п-ова Челюскин выходы свиты отмечены на р. Кратная, в скважинах в прибрежной части Карского моря на участках бух. Паландера и между о. Первомайский и м. Вега. Свита с размывом залегает на коренных породах нижнего палеозоя или согласно – на унгинской свите. Нижняя граница её проводится по подошве мелкогалечных конгломератов или галечников, в которых среди обломков появляются характерные чёрные кремнистые породы (м. Прончищева), либо гальки чёрного дымчатого кварца (р. Ханневича). Свита имеет прибрежно-морской и частично лагунно-континентальный генезис, сложена в основном песками, нередко слабо сцементированными, в меньшей степени песчаниками, песчанистыми известняками, гравелитами, конгломератами, ракушняками. Характерной особенностью свиты является наличие в песках конкреций различной формы; ядрами в них нередко являются моллюски или обломки обугленной древесины.

В 10 км выше устья р. Ханневича свита с незначительным угловым несогласием залегает на унгинской: падение слоёв последней на запад – северо-запад под углом 5-7°, а слоёв ханневичской свиты на восток – юго-восток под теми же углами.

Разрез свиты на м. Харитона Лаптева несколько отличается от стратотипического. В нём отмечаются прослои известняков и песчаников известковистых, с большим количеством крупных караваеобразных конкреций, более широко распространены конгломераты и гравелиты. В этом разрезе собраны и определены остатки *Paramegateuthis cf. timanensis* Gustom., *Mytiloceramus porrectus* (Eichw.), *M. ex gr. eximius* (Eichw.), *M. aff. popovi* (*M.nudus* Vor.). Комплексы фауны, по заключению В. И. Ефремовой, характерны для байосского и батского ярусов средней юры. Исключение составляет фауна из верхней части свиты, являющаяся переходной от батского к келловейскому ярусу [18].

Минералогический состав тяжёлой фракции песков из верхней части разреза по р. Ханневича характеризуется эпидотовой ассоциацией с гранатом, лейкоксеном, ильменитом и слюдами. Пески с м. Лаптева имеют гранат-лейкоксен-ильменитовую, а в верхах разреза – эпидот-амфибол-ильменитовую ассоциацию.

Анализ литолого-фациальных особенностей ханневичской свиты позволяет предположить формирование отложений свиты в мелководном морском бассейне с неустойчивым гидрохимическим режимом, связанным, по-видимому, с впадением рек и ручьёв. В тектоническом плане породы ханневичской свиты на участке р. Ханневича образуют северное крыло пологой синклинали складки, ось которой погружается на восток под углом 5-10°, а углы падения пород на крыльях на отдельных участках достигают 30° [63].

Мощность ханневичской толщи на полуострове Челюскин составляет 80-90 м.

ВЕРХНЯЯ ЮРА – НИЖНИЙ МЕЛ

В составе верхнеюрских-нижнемеловых отложений выделяются мухинская свита морского генезиса и её континентальный аналог – малиновская свита. На геологической карте по суше и акватории показаны нерасчленённые верхнеюрские-нижнемеловые отложения.

М у х и н с к а я с в и т а (J_3 - K_1 *mh*) выделена Г. В. Шнейдером на п-ове Челюскин и получила своё название по р. Анжелико (Муха), где и находится её стратотипический разрез. Свита на п-ове Челюскин распространена в среднем течении рек Анжелика, Кратная, Каменка, на междуречье р.р. Анжелика-Пахра. Отдельные обнажения свиты известны на участке между р. Каменка и бух. Паландера, в среднем течении рек Серебрянка и Ленинградская, в нижнем течении рек Гольцовая и Преградная. Мухинская свита с размывом залегает на различных горизонтах венда и нижнего палеозоя, гранитоидах верхнего палеозоя и согласно – на ханневичской свите.

В разрезе свиты преобладают тёмно-серые, зеленовато-серые, серые пески разнозернистые (от мелкозернистых до грубозернистых) с линзовидными прослойками угольной крошки, обломками углефицированной древесины. Отмечаются прослои серых полимиктовых гравийников и галечников (0,5-0,6 м) с тон-

кими линзами органогенных известняков. Основными минералами тяжёлой фракции песков мухинской свиты являются ильменит (20-45%), эпидот (7-19%), лейкоксен (8-19%), ставролит (9-11%), реже гранат (р. Лена) и слюды (р. Анжелика). В целом для толщи на участках рек Анжелика и Лены снизу вверх по разрезу происходит увеличение доли устойчивых минералов и уменьшение их разнообразия, укрупнение обломочного материала, ухудшение сортировки песков, что может указывать на неустойчивость тектонического режима в процессе седиментации.

Из нижней части свиты В. А. Басовым определены следующие виды фораминифер: *Lenticulina djabakaensis* E. Iv., *Planularia multicostata* (K. Kush.), *Vaginulinopsis microcostatus* (Putrja) и др. В междуречье Анжелика-Пахра определены двустворки *Buchia concentrica* (Rou III.), *Buchia mosquensis* (Buch.), аммониты *Amoeboceras (Amoebites) kitchini* Salf. Выше по разрезу В. И. Ефремовой описаны остатки *Buchia fischeriana* (Orb.), *Boreiothuris pelecypodaeformis* (Moiss.), *Oxytoma (Boreioxytoma) cf. austa* Zakh., *Taimyrothyris cf. bojarcaensis* Dagus и др.

Из разреза свиты по р. Кратная определён следующий комплекс фораминифер: *Marginulinopsis borealis* E. Iv., *Lenticulina sosvaensis* Dain., *Planularia aff. hobdaensis* K. Kush. Остракоды *Schuleria aranensis* Lub., *Palaecytheridea aff. Objectornata* (Schar.), *Mandelstamia aff. percostata* Lub. Все формы указывают на волжский ярус верхней юры. В среднем течении р. Серебрянка из песчаников собраны остатки *Buchia inflata* Teula., а из конкреций глинистых песчаников – *Buchia crassiocollus* Keys., характерные для верхнего валанжина [18, 63].

Комплекс фауны из нижней части свиты типичен для оксфордского и киммериджского ярусов верхней юры. Фауна из средней части свиты характерна для верхнеюрских (волжский ярус), а из верхней – для нижнемеловых отложений (берриасский, валанжинский и готеривский ярусы). Поэтому возраст мухинской свиты устанавливается как позднеюрский-раннемеловой. Мощность свиты колеблется от 40 м до 70 м.

М а л и н о в с к а я с в и т а (J_3 - K_1ml) выделена В. Н. Седовым в 1989 г. на северо-востоке Таймыра [143] и получила свое название по р. Малиновского, где ее стратотип вскрыт буровыми скважинами (в 8 км к югу от границы площади). На характеризующих листах свита зафиксирована в скважинах вблизи п-ва Оскара, на южном побережье р. Большевик, в устьевой части р. Унга. Малиновская свита с размывом залегает на кембрийских породах и реже (со стратиграфическим несогласием) – на унгинской свите. Разрез представлен песками, алевролитами, глинами с маломощными пластами бурых углей.

Повсюду в малиновской свите выявлены богатые спорово-пыльцевые комплексы, сходные по своему составу. В споровой части доминируют верхнеюрские формы (*Cibotium junctum* К.-М., *Coniopteris* sp., *Hausmannia alata* К.-М., *Phlebopteris* sp., *Cheirophleria compacta* В о l с h.), однако встречаются и типич-

ные представители раннемеловых спор, такие как *Birisia anychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Lygodium asper* Bolch., *Divisisporites euskirchenensis* Thomson, *Plicitera* sp. В пыльцевом спектре ведущая роль принадлежит хвойным (*Picea* sp., *Pinus vulgaris* (Naum.) Bolch., *Ginkgo* sp.), а также слабо дифференцированной пыльце хвойных *Conifera* sp., реже *Podocarpus* sp., *Cycas elliptica* K.-M.

Такой состав спорово-пыльцевых комплексов, по заключению Л.Н.Демченко, В.В.Павлова и Л.Б.Лодкиной, указывает на позднеюрский (волжский) – раннемеловой (берриасский-валанжинский) возраст свиты. Мощность свиты колеблется от 12 до 65 м [18].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Шренковская свита (K_1 sr) выделена В. Н. Седовым и А. В. Гавриловым в 1989 г. Стратотипический разрез описан ими по керну скважин в среднем течении р. Шренк, по которой свита и получила своё название. Выходы свиты установлены в нижнем течении р. Ленинградская, где ее отложениями сформирована одноименная наложенная впадина, занимающая всю юго-западную часть полуострова Челюскин, полуостров Оскара и все правобережье Таймырской губы. Кроме того, она вскрыта скважинами на акватории Таймырской губы и зал. Толля. В юго-восточной части Карского моря образования свиты слагают о-ва Сергея Кирова и Воронина. Шренковская свита согласно залегает на малиновской свите и представлена алевритами, глинами, песками, углистыми глинами и бурыми углями.

Распределение пластов бурых углей по площади крайне неравномерное. Если на участках, исследованных скважинами (между Таймырской губой и зал. Толля), в разрезах отмечаются лишь маломощные (0,2-0,5 м) прослои углей, то по скважинам 10 и 11, зафиксированы единичные пласты мощностью до 5 м).

Из верхней части свиты в стратотипическом разрезе на р. Шренк Л. Б. Лодкиной определён спорово-пыльцевой комплекс, в котором наблюдается преобладание спор папоротникообразных над пыльцой голосеменных растений. В споровой части доминируют *Cibotium junctum* K.-M., *Coniopteris* sp., *Birisia onychioides* (K.-M. et Vassil.) Samyl., *Selaginella rotundiformis* K.-M., *Lycopodium* sp. В пыльцевой части спектра преобладает пыльца *Pinus* sp., *Picea* sp., *Podocarpus arguata* K.-M., *P. mijar* (Naum.) Bolch., *Bennettitales*, *Ginkgo* sp. Приведённый комплекс, по заключению Л. Б. Лодкиной, позволяет определить верхний возрастной уровень шренковской свиты аптом-альбом.

Разрез угленосных отложений нижней части мощностью около 20 м составлен Е.М.Макарьевой в 2008 г. при проведении поисковых работ на углепроявлении бухты Угольной (южный берег Гафнер-фиорда). Снизу вверх прослежены песча-

ники слаболитифицированные светлые с прослоями серых суглинков, углистых алевролитов и пластами дресвяных углей (шренковская свита). Выше залегают аргиллиты углистые с отпечатками древесины, пластами углей, линзовидными прослоями сидерита и обломками окаменелой древесины.

Угленосные отложения нижней части свиты установлены на островах Исаченко и Кирова. На острове Исаченко отложения представлены голубовато-серыми глинами с линзовидными прослоями сидерита, плотных коричневых кварцевых песчаников и пльстами дресвяных липтобиолитовых углей и углистых алевролитов с мелкими отпечатками древесины. Сводная мощность разреза составляет около 40 м.

На острове Кирова изученная часть разреза представлена исключительно углями и сопряженными с ними вязкими светло-серыми глинами. Мощность прослоев углей на указанных участках колеблется от 0,5 до 5,0 м, а суммарная мощность углей оценивается в 16,0-28,5 м (Рис.16).

Возраст нижней части шренковской свиты определяется по спорово-пыльцевым комплексам по пробам, отработанным в 2008 г. на участках бух. Угольная, о. Исаченко, о. Кирова (всего 21 проба). В спектрах доминирует пыльца голосеменных растений (54-91%). В группе спор чаще всего встречаются *Coniopteris* sp., *Leiotriletes* sp., *Gleichenia angulata* Bolkhovitina и другие. Среди пыльцы голосеменных растений преобладают *Pinus* sp. и *Picea* sp. гораздо реже *Podocarpus proxima* Bolkhovitina, *Cedrus leptoderma* Sauer. и другие. Приведенный комплекс, по заключению А.Ю.Шараповой (2010 г.), позволяет определить нижний возрастной интервал шренковской свиты готеривом-барремом. Возраст шренковской свиты по положению в разрезе и спорово-пыльцевым данным принимается как готеривский-аптский. Мощность свиты – 65-75 м.

Нижний – верхний отделы

Т р а у т ф е т т е р с к а я с в и т а (K_{1-2} tr) выделена А. В. Гавриловым и В. Н. Седовым в 1989 г. и названа по одноименной реке, правому притоку р. Шренк, где и составлен её стратотипический разрез. Свита вскрыта скважинами на п-ове Оскара, в бассейне р. Широкая вблизи Гафнер-Фьорда, а также на междуречье Нижней Таймыры и Ленинградской. Траутфеттерская свита согласно залегают на шренковской свите, граница между ними проводится по подошве пачки разнотернистых песков, содержащих конкреции сидерита, обломки окаменевшей древесины и обильный растительный детрит. Разрез сложен песками с гравием, реже алевролитами, глинами и единичными пластами бурого угля мощностью до 4 м. По всей толще отмечаются редкие прослои галечников полимиктовых рыжеватого-бурых с заполнителем из разнообразных песков с гравием кварца и чёрных кремней. Пески содержат обохренные сидеритовые конкреции овальной формы и обломки сидеритизированной древесины. Для пород характерна

косая и горизонтальная слоистость, подчёркиваемая намывами чешуек слюды и тонкими линзовидными прослойками углисто-глинистого материала. Генезис осадков рассматривается как аллювиальный и озерно-аллювиальный.

В спорово-пыльцевом комплексе из этого разреза отмечены таксоны, обычные для флоры конца нижнего мела. В составе спор и пыльцы, по определению Э.Н. Кара-Мурзы, преобладает пыльца голосеменных группы *Saccata* Naum., подгруппы *Platisaccus* Naum. Среди пыльцы определены виды *Platysaccus diptorelliformis* К.-М., *Picea mesophytica* Pokr., *Brialina sacculifera* Mal. var. *arktica* К.-М., а среди спор – *Coniopteris asperatus* К.-М., *C. jaessocus* Bolch. Спорово-пыльцевой комплекс указывает на альбский ярус нижнего мела.

На акватории Карского моря в пределах листа, Т-45-48 аптский-альбский спорово-пыльцевые комплексы установлены в призабойных интервалах донных станций (ударные трубки) между островами Воронина-Самойловича и по южному, западному обрамлению желоба Воронина. По заключению А.Ю.Шараповой (2010 г.) в спектре преобладает пыльца голосеменных растений (50-69%), представленная *Pinas s/g* *Nauploxydon* Koene, *Picea* spp., *Ginkgo* sp., *Cedrus* sp. основную массу спор (27-40%) составляют *Leiotriletes* sp., *Cyathea* spp., *Gleicheniaceae*.

По литологическому составу и спорово-пыльцевым комплексам свита сопоставляется с бегичевской свитой Хатангской депрессии. Возраст траутфеттерской свиты на основании положения в разрезе и спорово-пыльцевых комплексов определяется как раннемеловой (альбский). Мощность свиты, с учётом данных бурения, колеблется от 11 до 47 м [18, 99].

МЕЛ – ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Коры химического выветривания мелового-палеогенового возраста фрагментарно встречены на п-ове Челюскин на участках рек Кунар, Эльга, Пахра, Каменка, бух. Паландера. Они развиты как по венд-нижнепалеозойским, так и юрско-меловым породам. На правобережье р. Эльга обломочные породы лаптевской свиты превращены в пестроокрашенные полиминеральные глины, состоящие из примерно равного количества каолинита и монтмориллонита с подчинённым содержанием гидрослюды. По породам унгинской свиты на этом же участке развиты пестроокрашенные глины с примесью песчаного материала, щебня, галек и валунов кварца. Глины образованы полиминеральной смесью гидрослюды (15%), хлорита (10%), монтмориллонита (10%) и каолинита (65%). Минералы тяжёлой фракции представлены ильменитом (45-60%), гранатом (20-30%), эпидотом (5-13%), цирконом, ставролитом и сфеном (по 3-5%).

Возраст кор выветривания установлен по остаткам спор и пыльцы из глин, развитых на метаалевролитах паландерской толщи на участке бух. Паландера. В одном из комплексов среди спор присутствуют *Sphagnum australe* Cooks. et Pike,

Lygodium crispituberculatum V fl., *Ligodium giberrulum* Kara-Murza, *Pilosisporites trichopapillosum* (Tchierg.). Delc. et Sprum, а голосеменные представлены *Pinaceae*, в том числе *Pinus s/g Haploxulon*, *Pinus s/g Haploxulon*, *Cedrus* sp. Для второго комплекса характерны споры *Pelletieria mediodstriata* Bolkh., *Neurolepis* cf. *accuminata* Houff Kuchn., *Ceratiopsis leptoderma* Vozzhen., *Pterospermopsis barbara* Gorka; голосеменные: *Pinaceae*, в том числе *Pinus s/g Hapl.*, *P. s/g Dipl.*, *Picea* sp., *Cedrus* sp., *Sequoia* sp., *Glyptostribus* sp. Первый из комплексов, по заключению М. А. Вороновой и Р. О. Ротман (ИГН АН УССР), указывает на барремский век раннего мела, а второй – на ранний-средний эоцен. Мощность кор выветривания не превышает 1-3 м [18, 63].

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеогеновая система

Палеогеновые отложения на суше представлены каменским горизонтом (Ркм). Это подразделение выделено Г. В. Шнейдером в 1985 г. и названо по р. Каменка, впадающей в Карское море в 25 км к северу от бух. Паландера (п-ов Челюскин). Кроме этого пункта, каменный горизонт встречен в долинах рек Анжелика (Муха) и Пахра, на о. Большевик – в низовьях р. Каменка. Он залегает на мел-палеогеновых корях выветривания, либо на юрско-нижнемеловых осадках и представлен слабо сцементированными валунниками, галечниками, гравийниками с песчано-глинистым плохосортированным заполнителем. По характеру залегания и вещественному составу каменный горизонт представляет собой инстративный аллювий древней речной сети. На севере Таймыра почти во всех выходах в нём зафиксированы повышенные содержания шлихового золота.

В породах каменского горизонта на участках рек Анжелика (п-ов Челюскин), Каменка (о. Большевик) выявлены своеобразные «смешанные» спорово-пыльцевые спектры, включающие формы мезозоя и раннего кайнозоя. По заключению Л. Б. Лодкиной, данные спектры принадлежат, вероятно, к третичной флоре (может быть, палеогеновой). На палеогеновый (эоцен-олигоценый?) возраст каменского горизонта указывают и его геологические соотношения с подстилающими породами. Так, на участке бух. Паландера в подстилающих корях выветривания определен ранне-среднеэоценовый спорово-пыльцевой комплекс. На р. Анжелика каменный горизонт с размывом залегает на мухинской, а на р. Песчаная – на траутфеттерской свите. В свою очередь он перекрывается образованиями плиоцена, а к югу от исследуемой площади – на р. Шренк вблизи устья р. Мамонта – миоценовыми осадками. Мощность каменского горизонта не превышает 5-7 м [18].

На акватории Карского моря нерасчлененные позднемеловые – раннепалеогеновые отложения развиты, преимущественно, в западной части листа Т-45-48 и

приурочены к краевым частям поднятий Восточно-Карского мегапрогиба: Наливкина, Широтное, Североземельский выступ. По пробам, отобраным из призобойных интервалов ударных трубок (1,8-2,0), установлены спорово-пыльцевые комплексы, в спектрах которых преобладает пыльца голосеменных растений (42-76%). Основную массу спор составляют *Leiotritetes* spp., *Cyathea* sp., *Gleicheniaceae*, в том числе *Gleichenia angulata* Bolkovitina, *G. delicata* Bolkovitina, *G. dicarpoides* Grigorjeva и другие. Пыльца покрытосеменных представлена *Fagus* sp., *Juglans* sp., *Castanea* sp., *Carya* sp. и другими. По заключению А. Ю. Шараповой (2010-2011 г.г.), по качественному и количественному составу спорово-пыльцевых спектров выделенный комплекс может быть сопоставлен с позднемиоценовыми (кампанский ярус) – раннепалеогеновыми отложениями (датский ярус) Западно-Сибирской низменности. На акватории предполагаемая мощность указанных отложений составляет 60-70 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ – МИОЦЕН

Миоценовые отложения на севере Таймыра ранее были установлены в одном пункте – среднем течении р. Шренк вблизи устья р. Мамонта (за пределами характеризуемой площади). Они залегают на палеогеновых образованиях каменского горизонта и представлены песками, гравийниками, галечниками. На исследуемой площади предположительно миоценовые отложения (N₁) установлены в скважине, пробуренной в 2 км к юго-востоку от оз. Мелкое, где они приурочены к палеодепрессии. Выше залегают плиоцен-средненеоплейстоценовые отложения [99].

В приведенном разрезе палеонтологические остатки не определены. В аналогичных отложениях на р. Шренк установлен комплекс фораминифер с характерными видами миоцена и раннего плиоцена: *Cibicides grossus* Ten Dam et Rhein., *Poropullenia* cf. *excavate* Vol., *Elphidiella subcarinata* (Vol.). Учитывая, что описываемые отложения (как на р. Шренк, так и по скважине) перекрываются фаунистически охарактеризованными плиоцен-средненеоплейстоценовыми образованиями, они условно датируются миоценом. Мощность миоцена составляет 12,2 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ПЛИОЦЕН

Плиоценовые отложения (N₂) на суше встречены в изолированных коренных выходах в среднем течении рек Анжелика и Кратная и в нижнем течении р. Серебрянка. На участке побережья п-ва Челюскин между заливом Дика и Гафнер-фьордом, так же как и на акватории юго-восточной части

Карского моря вблизи бух. Паландера, они вскрыты отдельными скважинами при ГСШ-200 [99].

Нижняя часть разреза плиоцена вскрывается в правом борту р. Анжелика в 4 км от ее устья, где выше каменского горизонта залегают пески полевошпатово-кварцевые и полимиктовые слюдистые, разномзернистые, серые неяснослоистые с примесью угольной крошки, содержащие прослой (1-2 м) гравийников с гальками песчаников и кварца. Общая мощность разреза 21,6 м.

В скважине в нижнем течении р. Серебрянка вскрывается верхняя часть разреза плиоцена, типичная и для других участков п-ва Челюскин. Здесь выше пород кунарской свиты залегают чередующиеся между собой черные алевроиты с мелкими гальками кварца, сланцев, и глины черные, плотные, жирные на ощупь, с примесью (до 10%) крупных галек и мелких валунов кварца; пески полевошпатово-кварцевые слюдистые, тонкозернистые и алевроитовые, волнистослоистые. Мощность отдельных пачек колеблется от 1 до 7 м, а общая мощность разреза на этом участке 23-25 м.

Основными минералами тяжелой фракции плиоценовых песков на обоих участках являются гранат (3-18%), эпидот (7-18%), лейкоксен (3-26%), магнетит и ильменит (8-42%). На р. Анжелика в составе обломочной части преобладают граниты, уголь и кварц, а на р. Лены – раковинный детрит, обломки осадочных пород, угля и кварца.

В отложениях обнаружены споры и пыльца, фораминиферы и диатомеи. Среди фораминифер во всех разрезах доминирует плиоценовый вид *Cibicides grossus* Ten Dam et Rein., кроме того, встречены *Cassidulina teretis* Tappan, *Islandiella ex-avata* (Volosch.), *I. limbata* (Cuch. et Hug.), *I. umbonata* (Volosch.). В разрезе скважины на р. Серебрянка преобладают бентосные виды морских и солоноводных диатомей, реже отмечаются планктонные прибрежные виды. Здесь встречен зональный вид-индекс плиоцена *Rizosolenia barboi* Brun., уровень вымирания которого определяется на границе плиоцена и плейстоцена (1,8 млн. лет). Выявленные комплексы фораминифер и диатомей свидетельствуют о плиоценовом возрасте вмещающих отложений. Мощность плиоцена колеблется от первых метров до 54 м [18, 63].

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ПЛИОЦЕН – ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА, НЕОПЛЕЙ-СТОЦЕН, СРЕДНЕЕ ЗВЕНО

Рассматриваемые отложения представлены нерасчлененными морскими образованиями плиоцена – среднего звена четвертичной системы и на геологической карте дочетвертичных отложений условно показаны как плиоценовые. По западному побережью п-ва Челюскин они прослежены от восточного побережья бух.

Оскара (м. Могильный), в бассейн рек Фонтанка – Спрямяющая и на междуречье Тессема-Мелкая (верхнее течение р.р. Марга, Мелкая, Олай). На участке м. Могильный в морском обрыве высотой до 14 м снизу вверх прослежены:

- глины черные, в нижней части монолитные плотные, в верхней – трещиноватые; трещинки заполнены льдом. Видимая мощность – 13,0 м.

- глины темно-серые с редкими мелкими гальками кварца, серых, зеленовато-серых песчаников, сердоликов, яшмовидных пород. За счет мелкой трещиноватости глины «распадаются» на мелкие кубики (1-2 см). Мощность 1,8 м.

Из средней части пачки 1 определен комплекс фораминифер *Islandiella* ex. gr. *teretis*, встречающихся как в миоценовых – плиоценовых отложениях Сахалина и Камчатки, так и в четвертичных отложениях севера Сибири. Из остракод определен *Acantocythoris dunelmensis* Norman, являющийся видом широкого стратиграфического диапазона в пределах позднего кайнозоя. Однако, по заключению О. М. Лев, отложения, включающие этот вид, как правило, древнее казанцевских.

В бассейнах верховьев рек Марга, Мелкая, Олай неоген – среднечетвертичные отложения представлены черными, темно-серыми глинами мощностью 10-15 м. В верхних частях разреза в глинах (бассейн р. Олай) отмечается присутствие крупных тел погребенных льдов. Они вскрываются в древних термоабразионных уступах и имеют протяженность до 1,0 км при видимой мощности льдов до 4-5 м. Выше пластов льда залегают темно-серые глины с оскольчатой отдельностью, содержащие до 10% включений гравия, галек, валунов крайне разнообразного петрографического состава. Преобладают валуны гранитоидов и плитчатые обломки мезозойских пород. На участках рек Марга, Лабиринт, Мелкая, Олай указанные отложения развиты на абсолютных отметках 50-90 м.

На междуречье рек Марга – Фонтанка – Лабиринт из аналогичных черных, темно-серых глин на абсолютных отметках 60 м были установлены спикулы губок, диатомей и силикофлагелляты, указывающие на морской генезис осадков. По заключению Р. М. Хитровой, палинологический комплекс, выделенный из этих осадков, свидетельствует об олигоцен-миоценовом возрасте вмещающих отложений. В образцах из этого же разреза выявлен комплекс фораминифер с *Cibicides grossus* Ten Damet Reinhold, по заключению В. Я Слободина и Н. И. Дружининой, указывающих на возраст отложений не древнее позднего плиоцена.

Мощность нерасчлененных плиоцен – среднечетвертичных отложений по западной части п-ва Челюскин на различных гипсометрических уровнях изменчива и колеблется от первых метров до 35-40 м [75].

На восточном побережье п-ва Челюскин нерасчлененные плиоцен – среднечетвертичные отложения были установлены на участках бух. Мод, м. Прончищева и в районе залива Терезы Клавенес. На последнем участке они приурочены к обширной Клавенес – Фаддеевской впадине мезо-кайнозойского заложения. На суше указанные отложения прослежены от р. Ханневича на севере до г. Заборчик

и р. Григорьева на юге. Разрез плиоцен – среднечетвертичных отложений составлен в 1984 г. Г. В. Шнейдером по правому борту р. Ханневича (24, 0 км от устья) на абсолютных отметках 30-50 м. Отложения представлены темно-серыми, коричневато-серыми глинами без включений, сильно льдистыми. Лед образует согласные и секущие прожилки и составляет от 20 до 50% породы. В глинах отмечаются линзовидные прослои (до 0,6 м мощности) грубозернистых полевошпатово – кварцевых песков с гравием и гальками кварца и черных аргиллитов. Спорово-пыльцевые комплексы из глин содержат большое количество видов спор и пыльцы мезозоя (переотложенных?) и палеоген-неогеновых видов. Четвертичные спорово-пыльцевые комплексы практически отсутствуют. Кроме того, установлены переотложенные (?) обломки створок морских диатомовых водорослей, среди которых А. М. Белевич определены палеогеновые формы: *Melosira ornata* Grun., *M. sulcata* Ehr., *Stephanopyxis turris* (Grev. Et Arnott) keys. и другие. Как видно из приведенных определений, возраст черных глин на р.Ханневича спорен и к нерасчлененным плиоцен-четвертичным (среднее звено) отложениям они отнесены условно.

Суммарная мощность указанных отложений на участках р. Ханневича – м. Скалистый составляет 34 м, что хорошо согласуется с разрезом толщи черных глин, серых, темно-серых суглинков и алевролитов мощностью 29, 0 м, установленных по скв 192 (на акватории) в кутовой части бух. Мод [75].

На о. Малый Таймыр в пределах пляжа отмечаются массовые россыпи конкреций известковистых песчаников с раковинами *Clinocardium ciliatum* Fabr., *Serripes groenlandicus* Brug., *Macoma calcarea* Gmelin. и другие. Коренные выходы пород, содержащих эти конкреции, на о. Малый Таймыр не установлены. Песчаные морские мелководные осадки с аналогичными конкрециями и фаунистическими остатками, по заключению В. С. Зархидзе, известны на севере Тимано-Уральской области и на севере Западной Сибири. Возраст отложений, вмещающих эти конкреции в указанных регионах, отвечает плиоцену – раннему плейстоцену [19].

На о. Большевик нерасчлененные морские отложения плиоцен – эоплейстоцена (Q_E) установлены в среднем течении р. Студеная на абсолютных отметках 260 м, где на ранне-среднекембрийских флишоидных отложениях залегают изолированные останцы голубовато-серых суглинков и глин мощностью до 0,5 м, содержащих обширный комплекс фораминифер, основу которого (до 400 экз.) составляет вид *Elphidiella arctica* (Parker et Jones). Субдоминантами являются виды *Cibicides rotundatus* Stschedr., *C. lobatulus* (W. et J.) и др. Осадки, вмещающие данный комплекс, по заключению О. Ф. Барановской, сформировались в зоне верхней сублиторали с глубинами 20-30 м, а их возраст отвечает позднему плиоцену – раннему плейстоцену [19].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

В составе четвертичных отложений выделяются осадки в возрастном диапазоне от эоплейстоцена до современных голоценовых образований

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–СРЕДНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА.

Морские эоплейстоцен-среднеооплейстоценовые образования (мЕ-II) приурочены к мезозойско-кайнозойским депрессиям как на суше, так и на шельфе и несогласно залегают на коренных домезозойских, мезозойских и палеогеновых образованиях. Осадки представлены, главным образом, темно-серыми глинами с галькой и гравием, реже песками и алевропелитами. Для глин характерно присутствие крупных тел погребенных льдов. По данным Г. В. Шнейдера [18], выходы эоплейстоцен-среднеооплейстоценовых отложений встречаются на абсолютных высотах от 0 до 150 м; на шельфе выходов этих отложений на поверхности дна не зафиксировано. По результатам бурения [99] на участке р. Унга подошва отложений располагается на глубинах от 10 до 17 м ниже уровня моря. В керне встречены обильные ассоциации фораминифер (определения Н.И.Дружининой): *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Elphidium clavatum* Cushman, *E. micrum* (Volosh.), *E. frigidum* (Cushman), *E. hughesti* (Cushman et Grant), *Elphidiella cf. hannai* (Cushman et Grant), *Criboelphidium goesi* (Steh.), *C. micrum* (Volosh.), *Cibicides cf. grossus* Ten Dam, *C. refulgens* (Montag.), *C. lobatulus* (W. Et I.), *Islandiella cf. umbonata* (Volosh.), *I. ex gr. excavate* (Volosh.), *I. cf. helenaea* (Feyling-Hanssen), *I. islandica* var. *norvangi* (Thall.), *Haplofragmoides* sp., *Bucella tenerrima* (Bandy), *B. frigida* (Cushman), *Cassidulina cf. lavigata* (d'Orb.), *C. cf. californica* (Cushman et Kughes), *C. cf. subacuta* (Gudina), *Lenticulina* sp. Комплекс фораминифер свидетельствует о формировании отложений в условиях открытого моря, в неглубокой его части, с режимом нормальной солености. В видовом составе раковин отмечаются как эоплейстоценовые формы, так и более молодые, указывающие на ранне-среднечетвертичный возраст вмещающих осадков [75].

Мощность эоплейстоцен-среднеооплейстоценовых отложений на различных гипсометрических уровнях колеблется от первых метров до 35-40 м и достигает в пределах депрессий 80-100 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Среднее звено

Среднеооплейстоценовые отложения представлены нерасчленёнными *ледниково-морскими, озерно-аллювиальными отложениями* (gm, IaII), фрагментарно прослеживаемыми на юго-западе о. Большевик, на о. Октябрьской Революции, в пределах Таймырского полуострова; широко развиты они на о. Малый Таймыр.

На островах Большевик и Октябрьской Революции, а также на п-ве Таймыр эти осадки залегают на дочетвертичных породах, а на о. Малый Таймыр – на плиоцен-нижнечетвертичных отложениях.

Наиболее полные разрезы морских и ледниково-морских образований изучены в береговых обрывах на южном побережье о. Малый Таймыр (4). Обобщенный разрез этих осадков (сверху вниз):

1. Суглинки серые и синевато-серые комковатые, с гравием, гальками и обломками раковин моллюсков0,3-2,5 м

2. Пески полевошпатово-кварцевые мелкозернистые, неяснослоистые, с примесью углистого вещества2,0-6,8 м

3. Галечники полимиктовые с песчано-гравийным заполнителем зеленовато-серого цвета. Гальки сложены песчаниками, алевролитами, кварцем и сильно выветрелыми изверженными породами1,5 м

4. Суглинки синевато-серые плотные..... 0,7-2,2 м

5. Пески полевошпатово-кварцевые мелко-среднезернистые, от желтовато-серых до охристо-бурых, косослоистые. Слоистость подчеркивается линзами и прослоями, состоящими из обломков бурых углей и серых тонкозернистых песков.....4,5-5м

6. Пески тонкозернистые серые слоистые.....2,4 м

7. Глины синевато-серые плотные, с редкими обломками гравия и раковинами моллюсков.....6 м

Общая мощность отложений по разрезу – 26,4 м

Определения комплекса фауны из обнажений о. Малый Таймыр позволяют предполагать формирование осадков в сублиторальной зоне холодноводного морского бассейна, подвергшегося влиянию атлантических течений. Возраст осадков, определённый по комплексу фораминифер, соответствует средненеоплейстоценовому. Для комплекса характерно наличие видов *Retroelphidium atlanticum* и *Elphidiella tumida*.

На о. Большевик морские и ледниково-морские отложения среднего звена представлены прибрежно-морскими фациями и фациями открытого моря. Из-за малых размеров площади распространения эти образования на геологической карте не показаны.

На о. Октябрьской Революции в среднем течении р. Озерной к среднечетвертичным отложениям отнесены (сверху-вниз):

1. Галечники косослоистые с песчано-гравийным заполнителем и прослоями песков (до 0,8 м).7 м

2. Алевролиты коричневатые, плитчатые, с тонкими прослоями и линзами песков, коричневых глин и серых алевролитов и мощными линзами (до 2,0 м) супеси пятнистой, оскольчатой, с включениями гравия, гальки и окатанных валунов.....3,6 м

3. Супеси темно-серые, оскольчатые, обогащенные крупнообломочным материалом, с линзой песка несортированного, гравелитистого в верхней части слоя..... 0,5 м

Общая мощность отложений по разрезу – 11,1 м.

В алевролитах и супесях слоев 2 и 3 встречены раковины пелеципод и фораминиферы, в галечниках слоя 1 – только единичные фораминиферы плохой сохранности (очевидно, переотложенные).

Определение абсолютного возраста из обнажений р. Озерной дают разброс от 120 тыс. до 170 тыс. лет. по ЭПР-методу [4]; выше залегают морские отложения максимальной стадии казанцевской трансгрессии с возрастом 116 – 126 тыс. лет.

В целом среднелепистоценовые отложения характеризуются большой фациальной изменчивостью по площади и колебаниям мощности от нескольких м до 26 м.

Нижнее-среднее звенья нерасчленённые

Морские отложения (mI-II) нижнего-среднего звеньев нерасчленённые на дне Карского и, локально, Лаптевоморского шельфов формируют третий сейсмостратиграфический комплекс с непрерывно- и параллельно-слоистым типом сейсмозаписи. Они распространены в виде плаща покровных отложений мощностью 10-15 м. Отложения представлены хорошо сортированными глинами и алевролитами с остатками морской фауны. Осадки содержат комплекс фораминифер с *Nonionellina labradorica*, *Retroelphidium clavatum*, *Pirgo-willisoni* и переотложенные мезозойские формы. Этот морской сеймоподкомплекс повсеместно погребён под верхнелепистоцен-голоценовыми отложениями.

Ледниковые отложения (тилл) (g I-II) залегают в основании четвертичных осадков. Работами А.Ф. Хапилина [99] выделены криогенные образования «льдистого» горизонта.

На суше горизонт распространён довольно широко. «Подземные» льды чаще всего залегают на неогеновых грубообломочных микритах. Перекрываются они среднелепистоценовыми, либо верхнелепистоцен-голоценовыми песками и алевролитами. Возраст льдистого горизонта может быть установлен только по косвенным данным, т.к. палинологических исследований по льдам не проводилось.

Исходя из особенностей внутреннего строения горизонта и условий локализации, «погребённые» льды имеют различный генезис. Часть из них является «захороненными» в раннем неоплейстоцене долинными ледниками; подземные льды со структурой «слоёного пирога», скорее всего, являются погребёнными раскристаллизованными снежниками. Льды с прослоями песков и алевролитов с обломками раковин указывают на их образование в морских условиях. Мощность льдистого горизонта варьирует от 2-4 до 60 м, в среднем она равна 10-20 м.

Ледниковые отложения нижнего-среднего звена неоплейстоцена установлены при бурении скважин на шельфе Карского моря близ побережья п-ва Оскара [99]. Там выявлены морены стадии максимального оледенения, вероятно, самаровско-тазовского, залегающие на коренных породах и представленные валунными алевритами и глинами. Морены содержат тела погребённых глетчерных льдов, мощность их 25-30 м.

Флювиогляциальные отложения (fI-II) нижнего-среднего звеньев неоплейстоцена обнаружены работами ЦАГРЭ [77] на прибрежном шельфе между берегом п-ва Челюскин и арх. Норденшельда. Они окаймляют поля конечных морен стадии максимального оледенения и представлены алеврито-глинистыми песками или песчано-глинистыми алевритами мощностью от 5 до 75 м, перекрывающими коренные породы либо эоплейстоценовые образования. Их формирование связывается с таянием ледников, достигавших своего максимального распространения на шельфе, когда катастрофический распад последних на контакте с морскими водами приводит к сгужению мелкообломочного материала в непосредственной близости от края тающего ледника. Это определило достаточно нехарактерный для водно-ледниковых отложений тонкозернистый состав и повышенные мощности отложений.

Осадки нижнего-среднего звена неоплейстоцена повсеместно перекрыты молодыми осадками, на карте не показаны, представлены только на схеме соотношений четвертичных образований.

Верхнее звено

Первая ступень (III₁)

Морские отложения первой ступени верхнего звена (mIII₁) в пределах Таймырского полуострова слагают поверхности морских террас с уровнями от 50 до 150 м, а также выходят в цоколях более молодых террас. В южной и юго-западной части о. Большевик морские отложения казанцевского горизонта прослеживаются на террасах уровня 80-120 м, а на севере острова – до высот 150 м. Отложения представлены всем спектром терригенных осадков от глин до песков с галькой, гравием, валунами. Мощность этих отложений колеблется от 3 до 20 м. Возраст отложений как казанцевский определен на основании находок моллюсков, остракод, фораминифер [19].

Характерный разрез регрессивной фации казанцевских морских отложений описан на р. Касаткина (о. Большевик) в 5 км от устья [19]. Здесь в обрыве морской террасы высотой 60-70 м над уровнем моря выше 10-метровой осыпи залегают (снизу вверх):

1. Алевриты песчаные зеленовато-серые, волнисто-слоистые, с маломощными прослойками песков..... 2 м

2. Пески полимиктитовые мелко-среднезернистые серовато-желтые, с косой и волнистой слоистостью, в нижней части с прослойками суглинков и угольной крошки, а в верхней – с редкими прослоями гравия и примесью мелких галек.....5,5 м

3. Галечники полимиктитовые грубослоистые, с глинисто-песчаным заполнением, примесью щебня и валунов, с гравийными прослоями2,5 м

Общая мощность отложений по разрезу – 10 м

На шельфе казанцевские отложения, выходящие на поверхность дна, зафиксированы лишь в рейсе российско-немецкой экспедиции на НЭС «Полярштерн» в 1995 г. по данным высокочастотного геоакустического профилирования в проливе Вилькицкого на глубинах 60-80 м от поверхности дна. На сейсмоакустических разрезах наблюдается характерная для данного горизонта горизонтально-слоистая волновая картина хорошо стратифицированных осадков казанцевской трансгрессии.

В колонках донного пробоотбора осадки этого возраста, с определенной долей вероятности, подняты на ст. Н-5-Т в пределах шельфовой равнины, где они зафиксированы под покровом голоценовых отложений в интервале 175-190 см. Представлены они алевропелитом зеленовато-серым, с незначительным количеством гидротроилита, мягким, пластичным, визуалью мало отличным от вышележащих, вероятно, голоценовых отложений.

Возраст их как казанцевский определяется по нахождению в этих осадках *Elphidiella arctica*, являющейся показателем умеренно-теплых, нормально-морских условий, а также *Melonis barleanum* и *Protephidium anclicum*. Этот комплекс микрофауны встречен также в отложениях в колонках станций Н-4-Т (?) и Н-16-Т (Но, возможно, эти осадки относятся к атлантическому периоду голоцена).

Вторая ступень (III₂).

Ледниковые отложения (тилл) второй ступени третьего звена (gIII₂) в пределах п-ва Таймыр прослеживаются к юго-западу от Таймырской губы и в центральной части п-ва Челюскин; залегают они на гипсометрических уровнях от 10 до 180 м на абразионных площадках казанцевских, муруктинских морских террас и перекрываются ниже высот 40 м каргинскими отложениями, на больших высотах выходят на поверхность. Ледниковые образования представлены тяжелыми синевато-серыми и коричнево-серыми суглинками мелкокомковатыми, с прослоями желтовато-серых грубозернистых и гравийных песков. Содержат разноокатанные гальки, щебень, дресву, валуны. Они представляют собою, скорее всего, основную морену и покрывают маломощными плащом поверхность коренных пород. Мощность их колеблется от 1 до 3,5 м.

Центром оледенения, по мнению многих исследователей [27,77,87], являлось плато Лодочникова и его отроги (п-в Таймыр).

Флювиогляциальные отложения этой ступени (fIII₂) зафиксированы в северо-восточной части п-ва Таймыр, где слагают мелкобугристые и пологохолмистые, а также холмисто-грядовые поверхности на различных абсолютных отметках. Они представлены гравийно-галечными отложениями с заполнителем из грязно-коричневых грубозернистых полимиктитовых песков, а также средне- и крупнозернистыми песками. Мощность отложений колеблется от 1 до 35 м.

Третья ступень (III₃).

Морские отложения третьей ступени третьего звена (mIII₃) прослеживаются вдоль побережья Таймырского полуострова практически непрерывной полосой шириной от 2 до 18 км; по долинам крупных рек они протягиваются вглубь на 30-50 км. На побережье моря Лаптевых каргинские отложения слагают фрагменты террас шириной от 0,5 до 30 км и высотой от 10 до 40 м. В южной и западной частях о. Большевик они наблюдаются до абсолютной высоты 60-70 м, а на о. Октябрьской Революции – на высоте до 90 м над уровнем моря. Отложения характеризуются самым разнообразным литологическим составом – от глин и алевроитов до галечников и валунников, в зависимости от подстилающего субстрата.

Характерный разрез морских отложений каргинского горизонта на западном берегу залива Ахматова (о. Большевик) приводится в [18].

В обрыве морской террасы с абс. высотой площадки 60-70 м снизу вверх залегают:

1. Глины алевроитовые серые с примесью редких галек с остатками битых раковин пелеципод.....2,5 м
2. Пески полимиктовые с гравием серые, слоистые.....2,0 м
3. Пески полимиктовые серые, с прослоями обохренных гравийников, остатками растительного детрита и костями моржей.....4,5 м
4. Гравийники обохренные, хорошо сортированные.....7,0 м
5. Гравийники плохо сортированные, с прослоями суглинков желтовато-серого цвета.....1,5 м
6. Щебнисто-глинистые отложения.....0,5 м

Радиоуглеродная датировка по костям моржа из слоя 3 показала абсолютный возраст 41,24 тыс. лет. На п-ве Челюскин морские отложения каргинского горизонта содержат остатки моллюсков *Macoma calcarea* Chemn, *Astarte borealis* Schum., *Mya truncata* L. и обедненный опресненный комплекс фораменифер [101]. На островах арх. Северная Земля абсолютный возраст каргинских осадков

определен в интервале 28-47 тыс. лет (о. Октябрьской Революции) и 22-48,2 тыс. лет (о. Комсомолец) [4].

Работами Северной партии ПМГРЭ морские отложения третьей ступени верхнего звена закартированы в обрывах морских террас арх. Норденшельда (острова Бианки, Продолговатый) и речных террас рек Жилина, Морга п-ва Челюскин. Осадки представлены суглинками, глинами, песками с гравием, галькой. Абсолютный возраст осадков составляет 29970 ± 670 лет (ЛУ-6447), т.е. соответствует каргинскому времени. Мощность морских отложений каргинского горизонта колеблется от 2 до 30 м.

Озерно-аллювиальные отложения (IaIII₃) третьей ступени верхнего звена закартированы на п-ве Таймыр к югу от Таймырского залива. Они представлены песками с прослоями супесей торфянистых серых. Для отложений характерна линзовидная и горизонтальная слоистость, подчеркнутая растительным детритом. К этому же типу отложений относятся, вероятно, осадки, закартированные Северной партией в 1,5-метровом обрыве террасы р. Мод (север п-ва Челюскин), где наблюдаются слоистые песчаные, супесчаные и суглинистые осадки с включениями угольной крошки. Абсолютный возраст осадков – 33650 ± 1380 лет (ЛУ-6439).

Мощность озёрно-аллювиальных осадков составляет 10-15 м.

Четвертая ступень (III₄).

Четвёртая ступень третьего звена представлена *озерными* (III₄) отложениями на полуострове Челюскин, *водно-ледниковыми* (fIII₄) образованиями, закартированными в юго-западной части о. Большевик и *аллювиальными* осадками (aIII₄) на шельфе

Озерные осадки выполняют изометричные замкнутые котловины размером до 6 км в поперечнике на междуречье рек Гольцовая-Белянка и в бассейнах рек Марги и Фонтанка (п-в Таймыр). Котловины выработаны в пологоволнистой поверхности каргинской морской террасы в пределах абсолютных высот 10-30 м. Отложения представлены тёмно-серыми и бурыми суглинками с галькой кварца и обломками мезозойских пород.

По работами Северной партии осадки данного типа прослежены в обрыве 10-метровой морской террасы на мысе Фусса (п-в Заря), где они представлены коричнево-бурными суглинками с прослоями торфа. Абсолютный возраст растительных остатков из этой толщи, определённый в лаборатории СПбГУ радиоуглеродным методом, составляет 16090 ± 940 лет [ЛУ-6434].

Мощность озёрных отложений сартанского горизонта не превышает 10 м.

Водно-ледниковые отложения образуют плоские зандровые поля в долинах рек и междуречьях, реже слагают конические холмы и гряды высотой 10-15 м.

Представлены галечниками, гравийниками, валунниками с примесью щебня и дресвы и заполнителем из песков, супесей, суглинков. Обломки состоят как из местных коренных пород, так и перемещённых валунов гранитоидов, мезозойских и палеозойских пород. Они залегают, как правило, на дочетвертичных породах, а также казанцевских и каргинских осадках, и перекрываются голоценовыми осадками, возраст которых датирован радиоуглеродным методом.

Значительное количество водно-ледниковых отложений встречается на о. Октябрьской Революции, где они сохранились, в основном, в виде небольших выходов в долинах рек, ввиду их малого площадного развития не зафиксированных на карте.

В обрыве террасы на р. Подъёмной (о. Октябрьской Революции) [18] описываемые отложения слагают верхнюю часть разреза неоплейстоценовых отложений, общей мощностью 33 м, где наблюдаются (сверху вниз):

1. Галечно-валунные отложения (валунов до 15%) с супесчаными и суглинистым заполнителем коричневого цвета, с неясно выраженной слоистостью, без отчетливо выраженной ориентировки обломков; окатанность материала средняя и хорошая, но в кровле много неокатанных обломков.....0,7-5 м

2. Галечники валунные, косослоистые, с линзовидными прослоями желтовато-серых и серых несортированных песков. Заполнитель в галечниках – пески и гравий. Обломочный материал представлен местными палеозойскими песчаниками, мергелями, доломитами, аргиллитами.....11-12 м

Общая мощность отложений по разрезу – 11,7-17 м.

Ниже залегают морские песчано-алевритовые отложения, датированные по микрофауне каргинским возрастом. Контакт между ними имеет следы явного размыва.

Аллювиальные осадки четвёртой ступени верхнего звена на шельфе картируются в долинах древних водотоков. Представлены они мелкозернистыми песками с гравием, галькой. Мощность отложений не превышает трёх метров.

Верхнее звено нерасчленённое (Ш).

Отложения верхнего звена неоплейстоцена представлены морскими и ледниковыми осадками (тиллами) в пределах акватории и водно-ледниковыми – на суше.

Морские отложения (mШ) на профилях НСП, пройденных МАГЭ в морях Карском и Лаптевых, образуют II сейсмокомплекс четвертичного чехла. Он развит почти повсеместно, несогласно залегая на III (нижне-среднеоплейстоценовом) комплексе и также несогласно перекрываются I сейсмокомплексом. В кровле II сейсмокомплекса отчетливо прослеживаются речные палеоврезы глубиной до 50-60 м, формирование которых можно связать со временем сартанской гляциоэвстатической регрессии. На сеймопрофилях, прой-

денных ПМГРЭ в 2008-2009 гг., этот комплекс прослеживается фрагментарно, главным образом, во врезях палеодолин.

Таким образом, по положению в сейсмическом разрезе возраст данного комплекса может быть определен как поздненеоплейстоценовый. Микрофаунистически возраст осадков данного комплекса подтвержден в разрезах ряда колонок донных станций, выполненных Северной партией ПМГРЭ.

Образования верхнего звена неоплейстоцена нерасчлененные зафиксированы в ряде колонок донных станций под осадками голоценового возраста.

На поверхности морского дна эти осадки выстилают днище пролива Шокальского и протягиваются широкой полосой (до 25 км) на продолжении пролива Вилькицкого к юго-западу.

В колонке станции Н-34-Т осадки, датируемые поздненеоплейстоценовым возрастом, представлены алевропелитами зеленовато-серыми, среднепластичными, средне-мягкими – чередующиеся прослои, обогащенные гидротроилитом и без него.

Возраст определен в ФГУ «ВНИИОкеангеология» Куприяновой Н.В. по нахождению фораминифер *Cribronion fsclundi* (крупные формы, с единичными *Protelphidium cf. Ustulftum*).

В грунтовых колонках ряда донных станций под слоем голоценовых отложений зафиксированы верхненеоплейстоценовые осадки, по литологии мало отличающиеся от вышележащих, представленные серыми, зеленовато-серыми, бежевыми с зеленоватым оттенком алевропелитами, от мягких до средне-плотных, средней пластичности, как правило, с включениями гидротроилита, редкими гравийными частицами. Возраст их определяется по находкам фораминифер *Cibicides cf. rotundatus* и *Protelphidium sp. ustulatum*, а также по положению в стратиграфическом разрезе ниже голоценовых, фаунистически характеризованных, осадков. Располагаются они, как правило, в колонке на глубине ниже 100 см.

Ледниковые отложения поздненеоплейстоценового возраста(?) – тиллы (gIII) закартированы на северо-западе площади, где они протягиваются в виде полого-склонной гряды С-3 простираения. В колонке донной станции Н-121-Т на западном склоне гряды вскрыты:

0,14-0,38 м – алеврито-песчано-гравийная смесь серого цвета – «миктит», водонасыщенная;

0,38-0,95 м – алевропелит коричнево-серый, плотный, тугопластичный, с небольшим количеством гравия и гальки.

Микрофаунистический анализ осадка призабойной части не дает четкой стратиграфической привязки, характеризуется переотложенной фауной смешанного неоген-четвертичного возраста. Возраст этих отложений не вполне определен, сходные осадки на близлежащей территории [18] определяются как муруктинские. Возможно, это сохранившийся останец ледниковых отложений, сползав-

ших с Северо-Земельской возвышенной площади в верхнелепистоценовое время.

Флювиогляциальные отложения (fIII) верхнелепистоценового возраста распространены в западной части п-ва Таймыр. Они образуют валы, конусы, хаотичное нагромождение холмов и гряд на дочетвертичных образованиях. Представлены песками, галечниками, гравийниками с валунами, глыбами, щебнем, дресвой. Мощность отложений меняется от первых метров до 40 м.

ГОЛОЦЕН

Голоценовые отложения широко распространены на площади листа. Мало-мощный слой современных жидких илов покрывает поверхность морского дна практически повсеместно. Среди зартированных голоценовых отложений выделяются морские, аллювиально-морские, аллювиальные, озерно-болотные, озерные, флювиогляциальные, ледниковые отложения мощностью 7-10 м.

В комплекс голоценовых морских осадков входят отложения прибрежных частей Карского шельфа, представленные маломощными (менее 1-2 м) песчаными разностями с хорошо- или среднеокатанными гравийно-галечными частицами коренных пород – *ундаллювий* (mvH).

В переуглублённых участках морского дна (впадинах и котловинах) преобладают осадки тонкозернистых фракций, характерные для спокойных застойных вод – морской *нефелюид* (mnH).

Морские отложения (mH) слагают субгоризонтальные и пологонаклонные прибрежные террасы высотой до 25 м на суше, а на акватории покрывают тонким плащом почти всю поверхность морского дна, за исключением прибрежных участков в зоне постоянно действующих абразионных процессов. При мощности голоценовых осадков менее 0,3 м зартируются нижезалегающие отложения. Осадки морского генезиса на акватории, кроме собственно морских, включают в себя морской *ундаллювий* (mvH) и морской *нефелюид* (mnH).

На шельфе по сейсмоакустическим данным системы «Parasound», морские голоценовые осадки формируют первый сейсмоакустический подкомплекс, покрывающий сартанские палеодолины. Комплекс характеризуется прозрачной волновой картиной, либо тонкослоистой сейсмозаписью при высокочастотном сейсмоакустическом профилировании. Сейсмоакустическими профилями, пройденными ПМГРЭ, повсеместно распространённые голоценовые отложения не фиксируются ввиду их малой мощности (<3,2 м) – ниже разрешающей способности метода, однако прослеживаются во впадинах и ложбинах.

В донных станциях голоценовые осадки наблюдаются практически повсеместно.

Литологический состав голоценовых осадков весьма разнообразен: от хорошо сортированных тонкодисперсных глин во внешних районах шельфа до песчаных алевритов и алевритовых песков близ побережий материковой и островной суши.

Для голоценовых морских осадков характерна высокая степень влажности, низкая плотность, высокая пластичность, наличие биогенных включений и пятен гидротроилита различной крупности. Цвет осадка зеленовато-серый, оливковый, оливково-серый до тёмно-оливкового. В кровле отложений, как правило, присутствуют коричневые, буроватые маломощные (1-3 см) слои полужидкого пелита.

Типичный разрез голоценовых отложений приводится по станции Н-97-Г, расположенной в пределах шельфовой равнины на глубине 145 м (сверху вниз):

00-05 см – пелит тёмно-коричневый жидкий;

05-10 см – алеврит коричневый комковатый, мягкий;

10-50 см – алевропелит оливковый мягкий, пластичный, без гидротроилита;

50-100 см – алевропелит зеленовато-серый, мягкий, пластичный, с небольшим количеством гидротроилита, кавернозный. Граница с вышележащим слоем чёткая, по изменению цвета и появлению гидротроилита;

100-245 см – алевропелит серый с зеленоватым оттенком, с гидротроилитом, мягкий, пластичный. Граница с вышележащим слоем постепенная, по изменению цвета и увеличению гидротроилита;

245-315 см – алевропелит серый с зеленоватым оттенком, средне-мягкий, пластичный, с большим количеством гидротроилита;

315-320 см – на забое алевропелит плотный, тёмно-серый, без гидротроилита, однородный.

По результатам микрофаунистического анализа 7 проб (ВНИИОкеангеология, Куприянова Н.В.) выделено 3 комплекса микрофауны, соответствующих 3 этапам формирования голоценовых отложений:

I комплекс с «кассидулинами» (*Cassidulina reniforme-Elfdium clavatum*) – характеризует начало нового цикла осадконакопления, пребореальный период, от 10,3 тыс. лет назад до 8,0 тыс лет назад. Интервал по колонке – 315-245 см;

II комплекс с «кассидулинами» (*Cassidulina teretis Melonis barleeanum*) – время углубления морского бассейна – бореальный этап, перетекающий в голоценовый оптимум (атлантический период) (8-4,6 тыс лет назад). Интервал по колонке – 245-100 см;

III комплекс с «кассидулинами» (*Cassidulina norcrossi-elphidium spp.*) – характеризует похолодание, связан с североатлантическим течением. Этот период можно сопоставить с суббореальным периодом (5,0-2,5 тыс лет назад). Интервал по колонке – 50-100 см.

Верхняя часть колонки характеризуется агглютинированными формами, очевидно, современного возраста.

Микрофауна из подошвы разреза (315-320 см) характеризует отложения неоплейстоцена, возможно, позднего.

Таким образом, на данной станции голоценовые отложения вскрыты на полную мощность – 315 см.

Три этапа осадконакопления, выделенные на этой станции и на ряде других станций, характерны для голоценовой эпохи данного региона: послеледниковый этап углубления морского бассейна (пребореал) – бореал, завершающийся голоценовым оптимумом (атлантический период), – отступление морского бассейна (суббореальный период).

В разрезе отложений донной станции Н-191-Т к юго-западу от о. Самойловича, на глубине 71 м, наблюдаются:

00-03 см – пелит коричнево-жидкий;

03-15 см – алевролит коричнево-глинистый, комковатый;

15-35 см – алевропелит оливково-серый, мягкий, пластичный, без гидротроилита;

35-55 см – алевропелит оливково-серый, с гидротроилитом, частицами гравия;

55-90 см – алевропелит коричнево-серый, очень мягкий, с гидротроилитом, гравием;

90-115 см – «полосчатый слой» – переслаивание алевропелита коричнево-зеленовато-серого и темных органогенных слоёв, много галек, гравия до 3-х см в поперечнике, раковинного детрита;

115-175 м – алевропелит оливково-серый с небольшим количеством гидротроилита, гравием, раковинным детритом.

Возраст осадков, определённых методом AMS в лаборатории изотопных исследований и датирования им. Лейбница в Университете Кристиана Альбрехта (г. Киль), взятых с глубины 65 и 170 см, составляет, соответственно, 8940 ± 45 и 9225 ± 45 лет, т.е. соотносится с голоценовым пребореалом.

Таким образом, скорость осадконакопления на данном участке приостровного склона равна 3,5 мм в год, это осадконакопление является аномально высоким для голоценового осадкообразования в данном регионе. Возможно, в этом временном интервале происходило накопление осадков турбидитных потоков, на что указывает обилие гравийно-галечного материала в интервале 90-115 см.

В целом по всему региону, с учётом данных предыдущих исследователей, мощность морских отложений современного звена на шельфе составляет 3-5 м.

На суше современные морские осадки залегают на различных горизонтах четвертичных отложений, а также на коренных породах. В разрезах первой морской террасы, как правило, преобладают мелкозернистые полимиктовые пески, горизонтально и косослоистые, с прослоями гравийно-галечного материала, суглинки, реже – галечники с гравийно-песчаным заполнением. Пляжи, косы, осушки сложены глинисто-песчаными или песчано-гравийными осадками с примесью

галек, валунов, щебня, дресвы. В пляжевых осадках встречаются створки моллюсков, представленных бореальными и арктобореальными видами.

Микрофауна из 4,5 м морской террасы на п-ве Жилом (о. Октябрьской Революции), взятая с глубины 0,5 м от поверхности, представлена арктобореальным комплексом. Он характеризует мелководье до глубины 50 м при низких температурах воды (около 0°) и нормальной солёности. Радиоуглеродный анализ разложившегося торфа из подстилающих морскую террасу отложений, показывает возраст от 8080 ± 100 лет до 9000 ± 57 лет [74].

Мощность морских отложений голоцена на суше составляет 5-10 м.

Аллювиально-морские отложения (аН) закартированы вокруг п-ва Челюскин в пределах подводных участков дельт и эстуариев крупных рек, в проливе Нансена, в приустьевой части Таймырской губы, в Гафнер-Фьорде, заливах Толя, Терезы Клавенес и Фаддея. У западного побережья они представлены слоистыми песчано-алевритовыми глинами у восточного – песчано-глинистыми алевритами с галькой и гравием.

Аллювиальные отложения (аН) распространены в долинах большинства рек островов арх. Северная Земля и п-ва Таймыр. Русловой и пойменный аллювий сложен плохо сортированным валунно-гравийно-галечным материалом с песчаным или глинисто-песчаным заполнителем. В верховьях рек и в пределах каньонов в составе аллювия доминируют полуокатанные обломки с примесью щебня и дресвы. На участках среднего и нижнего течения рек в аллювии преобладает гравийно-галечный материал с примесью песков, суглинков и валунов, представленных докембрийскими и палеозойскими осадочными и метаморфическими породами. Радиоуглеродная датировка отложений первой надпойменной террасы на о. Октябрьской Революции в устье р. Песчаной показала абсолютный возраст 3400 ± 90 и 3280 ± 130 лет [74]. Мощность руслового аллювия колеблется от 2 до 10 м. Мощность аллювия поймы и первой надпойменной террасы 1-5 м.

Озерно-болотные отложения (IbH) встречаются на ограниченных площадях в понижениях рельефа и в долинах рек на поверхности поймы и надпойменных террас. Они состоят из переслаивающихся между собой алевритов, глин, песков и торфа. Торф темно-коричневый, слаборазложившийся, моховой и травянисто-моховой, состоит из плодов и корешков осоки, редких сфагнума. Возраст торфа в верховьях р. Студеная (о. Большевик), по данным радиоуглеродного анализа, составляет 8,6 тыс. лет [74]. На п-ве Челюскин из озерно-болотных отложений получены датировки, равные 4, 8, 9 и 9,3 тыс. лет, а на м. Оскара эти образования непрерывно накапливались в интервале 6,5-10,3 тыс. лет [75].

В обнажении в верховьях безымянного ручья – правого притока р. Ленинградской в её среднем течении – у уреза воды выход торфяника мощностью в 1 м, подстилаемого суглинками. Возраст торфа – 4650 ± 170 лет (ЛГУ-6435). Мощность озерно-болотных отложений 1-5 м.

Озерные отложения (ИН) широко распространены на поверхности морских террас высотой от 7 до 30-50 м. Кроме того, они встречены на берегах современных озер. Отложения представлены глинами, алевролитами, песками с примесью щебня и гальки. Мощность их не превышает 5 м.

Флювиогляциальные отложения (fН) распространены значительно шире ледниковых. Они встречены в истоках большинства рек островов арх. Северная Земля и образуют задровые поля вблизи края ледников либо долинные задровы в верховьях рек. Реже они слагают хаотичные нагромождения холмов и гряд. Рассматриваемые осадки представлены гравийниками, галечниками с заполнителем из разнозернистых песков и суглинков. Мощность современных флювиогляциальных образований достигает 15 м.

Ледниковые отложения (gН) образуют конечные и основные (абляционные) морены островов арх. Северная Земля. Конечные морены расположены обычно у краев современных выводных ледников, где они слагают конические холмы или гряды высотой до 40 м и протяженностью до 4 км. Холмы и гряды сложены суглинками от темно-серого до серовато-желтого цвета, с переменным (от 10 до 90%) содержанием обломков различной окатанности, либо дресвяно-щебнистым несортированным материалом с заполнителем из супесей и суглинков. Размеры отдельных глыб, представленные подстилающими палеозойскими и докембрийскими породами, достигают первых метров в поперечнике. Абляционные морены наблюдались на поверхности выводных ледников. Они образуют мелкие бугры и гряды, состоящие из суглинков и супесей с примесью щебня, дресвы, реже гравия, галек и валунов. Нередко бугры и гряды имеют ледяное ядро, перекрытое плащом грубообмолочной морены. Мощность современных ледниковых отложений колеблется от первых десятков сантиметров до 30-40 м.

Ледниково-морские отложения (gmН) распространены в современных мелких фиордах и проливах арх. Северная Земля, где непосредственно к берегу выходит фронт глетчерных ледников. Осадки представлены характерными гранулометрическими разностями типа «ледникового молока», где тонкозернистый глинистый матрикс включает кластический материал гравийной размерности. Такой состав осадков отражает процессы таяния ледников и сгущения их в прибрежную часть шельфа в виде отложений типа водной морены значительной мощности. Из-за малой площади распространения на карте не показан. По мере выноса этих осадков в открытое море они, перемешиваясь с осадками, вытаявающими из айсбергов и многолетних льдов, образуют единую толщу осадков, входящую в состав нерасчлененных верхнеплейстоцен-голоценовых морских и ледово-морских отложений.

К голоценовым образования относятся и современные ледники островов Большевик, Октябрьской Революции и Пионер.

Наиболее детально внутреннее строение ледников изучено на о. Октябрьской Революции, где проводилось бурение по льду. Описание строения ледников содержится в работе [4].

По данным структурного исследования льда по кернам буровых скважин ледника Вавилова, лед североземельских ледников состоит из чередующихся слоёв стратифицированного и конжеляционного льда. Мощность этих слоев колеблется от 3 до 18 см. С глубиной первоначально образовавшийся лед претерпевает значительные структурные изменения и превращается в динамометаморфический лед. По всей толщине лед содержит воздушные и минеральные включения. В донной части ледников установлены пласты мореносодержащих льдов мощностью от 10 до 15 м. Температура льда у дна колеблется от -12°C в краевой части до -6°C в центральной части ледника. Такой температурный режим означает, что ледники Северной Земли в настоящее время являются примерзшими к ложу, лишены возможности скользить по нему и производить экзарацию подстилающих пород. Однако наличие мореносодержащих льдов и ледниковых отложений на площади, свободной ото льда, свидетельствует об иных термодинамических условиях в толще льда, существовавших в прошлом.

Среднее звено неоплейстоцена – голоцен нерасчлененные.

Морской турбидит (mII-H). К этому типу отложений отнесены осадки днищ каньонов и каньонообразных понижений, открывающихся в направлении склона глубоководной котловины. Они относятся к подтипу несвязных турбидитов, в которых частицы поддерживаются во взвешенном состоянии. Эти отложения по литодинамическим характеристикам близки к русловым потокам на суше. Осадки состоят из песков, алевропелитов, пелитов с гравием. Мощность их колеблется от первых метров до десятков метров. Возраст определяется временем заложения данных форм рельефа и возрастом транспортируемых осадков, т.е. средней неоплейстоцен-голоцен.

Морские отложения (mII-H) слагают поверхность подводной низменности в полосе извилистой конфигурации к востоку от желоба Воронина. Представлены осадками относительно глубоководных фаций – глинистыми песками, алевропелитами. Для отложений глубоководных участков дна характерны оттенки коричневого цвета и зеленовато-серые тона на меньших глубинах. В призабойных интервалах колонок донных станций отмечен комплекс «смешанного типа» с обломками фораминифер юрско-мелового и неокомского возраста. Выше по разрезу обнаружены фораминиферы, относящиеся по своему систематическому составу к разным стратиграфическим уровням четвертичного периода, от средне-неоплейстоценовых до современных. Преобладают сообщества с видами *Cibicides* cf. *rotundatus* и *Protelphidium* cf. *ustuldatum*. Мощность звена на данном этапе исследований не определена.

Верхнее звено неоплейстоцена – голоцен нерасчлененные (III-H)

Среди нерасчлененных отложений верхнего звена неоплейстоцена-голоцена выделяются собственно морские отложения, отложения глубоководных областей, отложения подводных склонов, прибрежные аллювиально-морские отложения и смешанные ледовые и морские отложения.

Смешанные *морские и ледниково-морские отложения* (m,gmIII-H) оконтуривают северные побережья островов Малый Таймыр, Большевик, восточное побережье о.Октябрьской Революции, выполняют днище пролива Красной Армии. Эти осадки начали накапливаться в раннюю стадию дегляциации в условиях слабо опреснённого морского бассейна, в конце сартанского времени и продолжают отлагаться до настоящего времени по мере таяния ледников и выноса содержащегося в них кластического материала в море. Кроме ледникового выноса, значительное количество осадков образуется за счет вытаивания льдов и айсбергов. По мере удаления от берегов мощность этих осадков сокращается до величины, не подлежащей картированию. Характерными чертами осадков являются плохая сортированность и пестрота литологического состава, ряд исследователей осадки этого типа обозначают общим термином «диамиктон». Мощность изменяется от десятков см до первых метров.

Морские декливиальные отложения (mdIII-H) закартированы на шельфовом склоне и примыкающем к нему уступе террасы. По составу отложения представлены глинистым материалом с включением щебня, мелких глыб. Области развития этих отложений выделяются по геоморфологическим построениям, мощность их составляет 0,5-1,0 м., увеличиваясь в нижних частях склонов до 2 м.

Морской нефелоид (mnIII-H) картируется на поверхности континентального склона, в области выполаживания. Здесь преобладают осадки тонкодисперсных фракций – алевропелиты, пелиты. Отложения данного типа зафиксированы в донной станции АФ-121-Т, выполненной в 2007 г. с борта НЭС «Академик Федоров» на глубине 1675 м. В колонке длиной 3,5 м осадок представлен алевропелитом мягким, пластичным, от желтовато-серого до темно-серого, с единичными гравийно-галечными частицами в конце слоя.

Морские отложения (mIII-H) выстилают дно значительной части акватории на глубинах 100-200 м. На этих глубинах осадконакопление происходило и в сартанскую эпоху падения уровня Мирового океана. На сейсмоакустических разрезах подошва первого сеймостратиграфического горизонта не отделяется от кровли второго и не образует самостоятельного сейсмокомплекса. В состав выделяемых нерасчлененных осадков верхнеплейстоцен-современного звена входят типично морские терригенные разности – пески, глинистые пески, алевропелиты, пелиты.

В целом мощность морских осадков меняется от первых метров на подводной равнине до 10-15 м в нижней части континентального склона.

В группе морских отложений верхнеолейстоцен-голоценового возраста в районе континентального склона выделяются декливиальные (склоновые) и нефелоидные (глубоководные) осадки.

Пример нерасчлененных верхнеолейстоцен-голоценовых отложений дает донная станция Н-102-Т, расположенная на шельфовой равнине в северо-западной части листа. Глубина моря – 125 м, глубина вхождения снаряда – 255 см.

Сверху вниз по разрезу:

0-3 см – пелит коричневый жидкий;

3-9 см – алевролит от светло- до темнокоричневого, сухой, комковатый;

9-25 см – алевропелит оливкового цвета, мягкий, пластичный, однородный;

25-65 см – алевропелит серый, средне мягкий, пластичный, гидротроилит «расташен» по слою;

65-158 см – алевропелит зеленовато-серый, мягкий, пластичный, с пятнами гидротроилита, граница с вышележащим слоем отчетливая, по цвету, характеру распределения гидротроилита;

158-165 см – органогенный прослой. Сажистое вещество – мягкое, тонкое, без включений;

165-255 см – алевропелит зеленовато-серый, средней плотности, вязкий, с единичными примазками гидротроилита.

Комплекс микрофауны из интервала 250-255 см с доминирующим видом *Cibicides*, в том числе *Cibicides cf. rotundates*. *Protelphidium cf. ustulatum* позволяют отнести этот комплекс к позднему олейстоцену, характеризующий нормально-морской аркто-бореальный комплекс открытого моря.

Образец из интервала 110- 115 см представляет комплекс микрофауны с «касидулинами» фации открытого шельфового моря голоценового оптимума.

Микрофаунистический анализ, проведенный Н.В.Куприяновой (ВНИИОкеангеология), показал присутствие фораминифер, относящихся к глубоководным видам северо-атлантического происхождения, обитающим на континентальном склоне. Возраст отложений, предположительно, позднеолейстоцен-голоценовый.

В целом мощность морских осадков меняется от первых метров на шельфовой равнине до 10-15 м в нижней части континентального склона.

Аллювиально-морские осадки (амШ-Н) развиты, преимущественно, в пределах акватории вдоль западного побережья п-ва Таймыр, на суше эти отложения зафиксированы в 2-х обнажениях – в бассейне реки Марга и на левобережье р. Кельхи, но из-за ограниченности площади выходов на поверхность на суше не картируется.

Сложена толща тонкозернистыми песками, алевролитами глинистыми и песчаными. Характерной особенностью литологического состава толщи является

насыщенность ее разреза органическим материалом как растительного, так и животного (раковин моллюсков) происхождения.

В отчете [99] эта толща описывается как торфяно-алеврито-песчаная.

Приводится полный разрез толщи, вскрытый бурением, в устьевой части Таймырской губы. Здесь на дне моря на глубине 3,5 м закартированы (сверху вниз):

3,5-16,5 м – алеврит глинисто-песчаный, темно-серый, до глубины 8,0 рыхлый комковатый ниже более плотный массивный, однородный. Содержит многочисленные обломки раковин моллюсков и растительную, полуразложившуюся органику. Характерен резкий запах метана.

16,5-34,0 м – глина алевритистая, серая, темно-серая, мягкопластичная, плотная, массивная, однородная, с мелкими обломками раковин моллюсков и темно-серыми прослоями до 0,5 м обогащенными растительным детритом.

34,0-39,5 м – алеврит глинисто-песчаный, серый, однородный, массивный, плотный, с резким запахом разложившейся органики.

39,5-45,0 м – алеврит песчаный, серый, плотный, массивный с включениями редкой мелкой гальки и гравия полимиктового состава.

45,0-51,0 м – алеврит песчанистый, серый, плотный, массивный, однородный..

51,0-59,0 м – песок мелко-тонкозернистый, полимиктовый, с незначительной примесью серого алеврита. Отдельные прослои и линзы мощностью 0,5 м – песок грубозернистый с гравием и мелкой галькой. По всему горизонту отмечается обильная угольная крошка и полуразложившийся бурый лигнит.

Ниже залегает монотонная «лессовидная» алеврито-пелитовая толща. Суммарная мощность торфяно-алеврито-песчаной толщи по равна 56.0 м.

Обилие в отложениях толщи погребенной растительной органики и процессы ее разложения обуславливают высокую газонасыщенность разреза толщи. При бурении скважин по разрезам торфяно-алеврито-песчаной толщи газовыделения из ствола скважин наблюдалось постоянно.

Газопроявления связаны, как правило, с алеврито-глинистой частью толщи. В песках содержание органического материала меньше и газовых скоплений не образуется.

Микрофаунистический анализ проб, отобранных из торфосодержащей толщи, установил наличие бедных, в основном, опресненных комплексов фораменифер, значительное содержание растительных осадков и семян, что указывает на континентальные или близбереговые (устья крупных рек) условия осадконакопления. Учитывая это, а также положение толщи в разрезе, В. Я. Слободин делает вывод о формировании ее в период последней («карской») регрессии, максимум которой относится к 18-16 тысячам лет назад. Данный вывод подтверждается определением абсолютного возраста (радиоуглеродным методом) погребенных торфов, залегающих под слоем голоценовых осадков, отобранных при донном опробовании – 18060 ± 150 тыс. лет; и 31870 ± 1670 тыс. лет [99]. На этом основа-

нии возраст торфяно-алеврито-песчаной толщи принят как позднеплейстоцен-голоценовый.

Отложения, относимые к данной тоще, описаны в разрезе колонки донной станции Н-102-Т (зал. Толля), где органические остатки, разложившиеся до чёрного мягкого текуче-пластичного пелита, залегают в виде прослоя мощностью 1 м на глубине 0,5-1,5 м от поверхности дна. Возраст их, по микрофаунистическим определениям Н. В. Куприяновой, голоценовый, в низах разреза – верхненеоплейстоцен-голоценовый.

Мощность толщи изменяется по площади в значительных пределах: от первых метров по профилям 28, 26 до 70 м, в среднем равна 20-40 метрам.

Четвертичные отложения нерасчлененные.

К нерасчлененным по возрасту генетическим комплексам отнесены элювиальные, элювиально-делювиальные, делювиальные, делювиально-солифлюкционные и делювиально-колювиальные отложения на суше и морские, в том числе и декливиально-морские образования на акватории.

К нерасчлененным четвертичным отложениям на море отнесены *декливиально-морские*(md) осадки склонов плато и поднятий, формирование которых происходило длительный период времени, не ограниченный определенными интервалами. Основную роль в формировании этих осадков играли гравитационные процессы, и также оползневые, обвальные. Отложения характеризуются отсутствием сортировки, слоистости, неокатанностью обломков, состав которых отражает местный коренной источник материалов. Мощность их не превышает десяти метров.

На шельфе к *морским осадкам* (m) этого возраста отнесены отложения, выходящие на поверхность дна в бортах желоба Воронина и прилегающей равнины к западу от желоба. Микрофаунистические анализы, выполненные по донным станциям из этих осадков, дают разброс возраста отложений от мезозоя (юр-мел) до современных. Границы стратиграфических комплексов по разрезу установить не удалось.

На мелководье вокруг островов почти повсеместно прослеживаются выходы *коренных пород*, покрытые тонким слоем *ледово-морских осадков* (r,lm), не превышающих по мощности 1м.

Поскольку описываемая территория располагается в криолитозоне, т.е. зоне развития многолетнемёрзлых пород, для неё характерно присутствие специфического генетического типа осадков – десерпция, выступающего в парагенезе с элювиально-делювиальными и делювиальными образованиями.

Элювиальные образования (e) имеют повсеместное распространение на водоразделах, а их литологический состав определяется породами, по которым они развиты. В поле развития гранитов прослеживаются крупноглыбовые развалы, на карбонатных породах – мелкоглыбово-щебнистые образования, на сланцах, пес-

чаниках, алевролитах и аргиллитах – щебнистые листоватые и плитчатые обломки. Мощность отложений 1-3 м. На шельфе вокруг островов арх. Норденшельда непосредственно на коренных породах развиты образования подводного элювия, представленные [77] песчаными и супесчаными осадками с гальками, гравием, щебнем и дресвой мощностью до 3 м.

Элювиально-делювиально-десербиционные отложения (D) развиты на пологих склонах водоразделов и речных долин. Осадки представлены грубообломочным материалом с песчаным либо супесчаным заполнителем. Разделение этих генетических разновидностей представляет определённую сложность; десербиционные осадки характеризуются, как правило, более грубообломочной фракцией. Мощность отложений составляет 1-6 м.

Делювиально-десербиционные отложения (d,dr) расположены на склонах средней крутизны на Таймыре и Северной Земле, характеризующихся преобладанием процессов плоскостного смыва. Осадки представлены супесями, реже – суглинками с большим количеством щебня и дресвы, а также слабоокатанных галек и гравия. Мощность осадков обычно не превышает 1 м.

Делювиально-солифлюкционные отложения (d,s) встречаются обычно в нижних частях пологих склонов, где в условиях сезонного оттаивания многолетнемерзлых пород наблюдается течение грунта. Осадки мощностью до 1 м, редко – свыше, представлены суглинками и алевролитами со щебнем, дресвой, галькой и гравием.

Делювиально-коллювиальные отложения (d,c) расположены на наиболее крутых участках склонов и представлены грубообломочными несортированными образованиями – глыбами, щебнем, дресвой, нередко – с тем или иным количеством супесчаного заполнителя. Мощность отложений от 1 до 5 м.

В целом мощность четвертичных осадков колеблется в очень широких пределах – от полного их отсутствия в областях денудации до максимальных значений в глубоководных областях аккумуляции осадков, достигающих 100 м и более.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Наиболее значимыми полезными ископаемыми, связанными с четвертичными отложениями, являются россыпные месторождения и проявления золота на арх. Северная Земля и п-ове Челюскин, которые и показаны на КЧО.

Россыпепроявление золота в среднем течении *р. Книжная* (I-7-6) на о. Октябрьской Революции локализовано в пойменном аллювии голоценового возраста.

О. Большевик. Россыпи приурочены к террасовому, пойменному и русловому аллювию рек юго-западной и южной частей острова.

На западе острова выявлена крупная россыпь золота в бассейне *р. Студеная, с притоками* – р.р. Нижняя Озерная, Верхняя Озерная, Тихая, Левая Ледниковая (III-9-2), относится к долинному аллювиальному типу неоген-четвертичного возраста.

В юго-западной части острова мелкая и средняя россыпи позднеплейстоцен-голоценового возраста установлены, соответственно, в русловом аллювии реки Обрывистая (III-9-4) и в долине реки Каменка с притоками (III-9-5).

На юге острова, в среднем-верхнем течении на террасах и в пойме р. Тора (III-10-5) с притоками установлена средняя россыпь среднеплейстоцен-голоценового возраста и средняя и мелкая пойменные россыпи голоценового возраста на реках Нора (III-10-6) и Порожистая (III-10-12).

В юго-восточной части о. Большевик установлены россыпи золота среднеплейстоцен-голоценового возраста в бассейнах рек *Лагерная* (III-10-3), *Скалистая* (III-10-4), *Голышева* (III-11-5), *Последняя* (III-11-8) с притоками *Верхняя* (III-11-7) и *Нижняя Литке* (III-11-6).

На севере о. Большевик известно россыпное *проявление руч. Войцеховского* (II-10-4) в погребенном аллювии верхнего неоплейстоцена – голоцена.

Параметры россыпей приведены далее в таблице 58 раздела «Полезные ископаемые».

Полуостров Челюскин. С четвертичными отложениями на п-ове Челюскин связаны одна мелкая россыпь и 6 россыпных проявлений, а также шлиховые ореолы золота. Проявления золотоносности группируются в юго-западной и северо-восточной части полуострова. Выделяются аллювиальные, а также элювиальные и прибрежно-морские россыпи.

Россыпные проявления золота в верхнем течении р. Унга (IV-11-15), на ручьях Галечный (IV-11-9) и Березитовый (IV-11-14) относятся к неоген-четвертичным *аллювиальным* проявлениям. Мелкая россыпь и россыпепроявление известны в неоплейстоцен-голоценовом аллювии в верхнем течении р. Ханевича (IV-11-18) и в верховье еелевого притока – ручья Херберта (IV-11-20).

Несколько россыпных проявлений выявлено на западе п-ова Челюскин в районе бухты Паландера. Современное россыпное проявление *прибрежно-морского* генезиса в пляжевых, склоновых и донных отложениях выявлено одиночными скважинами колонкового бурения и копушами при шлиховом опробовании современного пляжа к северу от м. Вездеход в бух. Паландера (V-9-8). На участке бух. Паландера канавами, шурфами и копушами выявлено небольшое современное россыпное проявление *элювиального* типа (V-9-7). Проявление приурочено к глинисто-щебнистым продуктам смешанной коры выветривания над прожилковыми минерализованными зонами во флишоидной толще алевролитов и песчаников рифея.

Мелкие шлиховые ореолы золота, выявленные в южной части п-ова Челюскин, а также в бассейнах рек Жданова, Ленинградская, на побережье Таймырского залива и арх Норденшельда, на КЧО не показаны. Железо-марганцевые конкреции, присутствующие в верхнем слое донных отложений акватории, показаны на литологической карте поверхности дна в качестве особенности вещественного состава.

Параметры россыпей приведены далее в таблице 59 раздела «Полезные ископаемые».

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Петрографический состав донно-каменного материала

Донно-каменный материал (ДКМ) отбирался из нижнего метрового интервала поднятых трубками отложений путем промывки на сетке с размером ячеек 0,5 см. Более тонкий материал уходил на получение шлиховых проб для характеристики тяжелой фракции отложений. Опробованием охвачена акватория Карского моря и пролива Вилькицкого. В единичных пробах из четвертичных отложений в проливе Шокальского и к северо-востоку от о. Большевик (море Лаптевых) грубообломочный материал отсутствует.

Характеристика ДКМ из трубок приведена на схеме масштаба 1:1 000 000, размещенной в базе данных. На схеме отражены количество, размерность, окатанность и состав обломков. Петрографический состав показан цветом, отвечающим литологическим разностям и предположительному возрасту пород, а количество обломков определенных разновидностей – процентным содержанием от общего количества ДКМ. Отдельными знаками показаны находки фауны и флоры, фосфориты, обломки углей и железо-марганцевые конкреции. Обломки углей и ЖМК не включались в подсчет ДКМ и для них проведена своя разбраковка по количеству.

Для уточнения состава и возраста пород области сноса наиболее крупные обломки пород были отобраны для изготовления шлифов, проведения спектрального, силикатного, палинологического и палеонтологического анализов.

При сопоставлении схемы петрографического состава ДКМ с картой четвертичных отложений и результатами микрофаунистического анализа отчетливо выступает связь количества, размера и окатанности обломков с близостью спая четвертичных и дочетвертичных образований. Выделяются два локальных участка развития крупного и слабо окатанного обломочного материала – на северо-западе площади (восточный борт и днище желоба Воронина) и на ее востоке (от о. Русский до юго-западного побережья о. Большевик). В обоих случаях трубками вскрыт спай юрско-меловых и четвертичных отложений.

Состав обломков *на северо-западе* включает терригенно-карбонатные девон-силурийские породы с островов архипелага Северная Земля (восточный борт желоба Воронина), а также терригенно-карбонатные и угленосные юрско-меловые породы, непосредственно залегающие под маломощным плащом плиоцен-четвертичных отложений. *На востоке*, у островов Русский и Большевик, в составе обломков резко преобладают метаосадочные венд-раннепалеозойские породы с примесью кварца и угленосных раннемеловых пород.

Пробы из относительно глубоких трубок (1-3 м), не вышедших за пределы четвертичных отложений, либо не содержат обломков пород (по периферии желоба Воронина и к северо-западу от о. Исаченко), либо содержат единичные мелкие окатанные обломки, группирующиеся по составу на разных участках. В центральной части акватории (плато, прилегающее к островам Сергея Кирова) обломки почти исключительно представлены раннемеловыми угленосными породами. К северо-западу от о. Кирова прослеживается узкая полоса, где грубообломочный материал представлен терригенно-карбонатными породами неясного, возможно, палеозойского возраста. Обращает на себя внимание присутствие обломков метаосадочных пород в пробах из отложений кутовой части желоба Воронина, указывающих либо на дальний ледовый разнос, либо на присутствие на данном участке мелкозалегающих древних образований. Вдоль побережья полуострова Таймыр и на юго-западе акватории в составе обломков преобладают метаосадочные породы с примесью кварца и раннемеловых пород. Практическое отсутствие обломков гранитоидов указывает на сравнительно недавнее вовлечение их в процесс денудации.

Минералогический состав тяжелой фракции донных отложений

Характеристика тяжелой фракции четвертичных отложений приводится по результатам минералогического анализа шлиховых проб из нижних метровых интервалов вскрытых трубками отложений с учетом возрастной разбивки по данным микрофаунистического анализа. Выход тяжелой фракции и минералогиче-

ческий состав приведены на карте минералогического состава тяжелой фракции (трубки), размещенной в базе данных.

Выход тяжелой фракции опробованных отложений очень низкий (0,01-5,1 кг/м³). Наиболее высокие содержания характерны для района желоба Воронина, где приурочены к базальным горизонтам на спае с мезозойскими образованиями.

К сожалению, слишком широкий интервал опробования, в который зачастую входят разные горизонты четвертичных (и даже дочетвертичных) отложений, позволяет только приблизительно выявить соотношения ассоциаций тяжелых минералов с теми или иными возрастными и генетическими подразделениями (рис. 1). В качестве тенденции можно отметить следующее:

- существенно пиритовая ассоциация локализована вдоль островов Пионер и Октябрьской Революции и, видимо, связана с палеозойскими породами;

- гранат-ильменитовая ассоциация со ставролитом локализована вдоль западного побережья полуострова Челюскин, где в разрыв поступают юрские отложения;

- пирит-сидеритовая ассоциация на северо-западе и гранат-ильменитовая с пиритом на востоке являются *раннемеловыми*;

- магнетит-гематитовые сростки, предположительно, отвечают размыву *палеогеновых* кор выветривания, как это отмечалось на полуострове Челюскин;

- примесь *плиоценовых* осадков (северо-запад) влечет за собой появление в тяжелой фракции незначительного присутствия пироксенов, эпидота и пирротина;

- существенно пирротиновая ассоциация, иногда пирит-пирротиновая, характерна для *верхнего неоплейстоцена* на северо-западе, в то время как на юге и юго-востоке отложения этого возраста чаще имеют в составе тяжелой фракции переменные количества сидерита, пирита, магнетита, граната, ильменита, пироксенов;

- неоплейстоцен-голоценовые отложения содержат те же минералы тяжелой фракции, что и неоплейстоценовые, но дополнительно появляются эпидот и амфиболы;

- характерной особенностью голоценовых осадков является гранат-ильменит-пироксеновая ассоциация переменного состава.

Переходы между ассоциациями постепенные, что говорит о последовательном перемысле с периодическим поступлением нового, ранее отсутствовавшего в области сноса материала. Наиболее четким является появление значительных количеств пироксенов, начиная с переходных слоев от неоплейстоцена к голоцену и далее постоянное присутствие пироксенов в голоценовых отложениях. Данный факт свидетельствует, видимо, о массовом привносе материала разрушающихся траппов Таймыра, достигшем акватории Карского моря (в современных границах) на рубеже неоплейстоцена и голоцена.

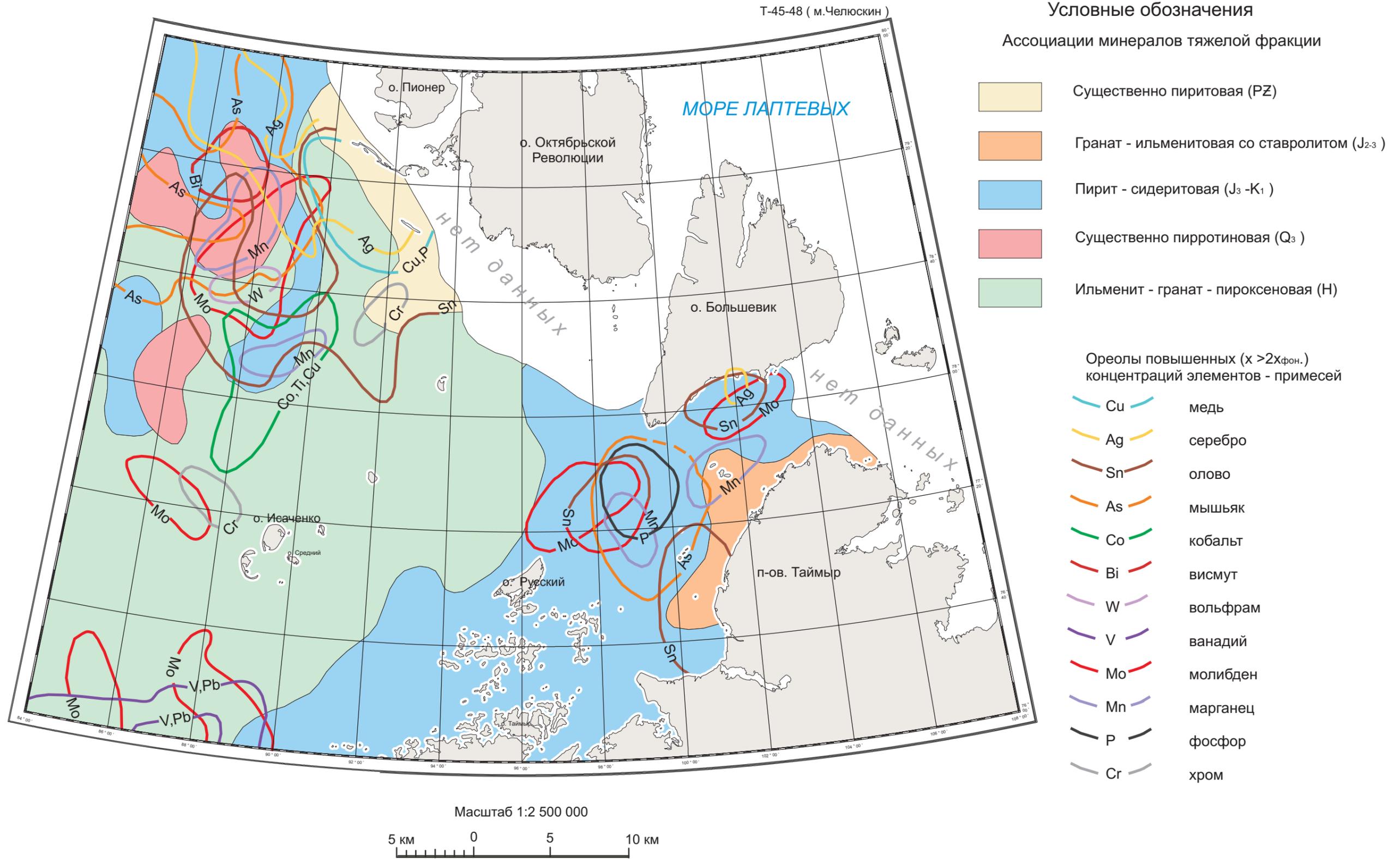


Рис. 1 Особенности вещественного состава донных отложений восточной части Карского моря по данным опробования ударными трубками

Состав глинистых минералов

Рентгеновские исследования с целью выяснения состава глинистых минералов были выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ (исследователь – В.Ф.Сапега) для 14 проб из разновозрастных отложений, равномерно распределенных по акватории Карского моря.

Исследования проводились по стандартной методике. Из предоставленных проб выделялась фракция менее 0,001 мм и изготавливались дезориентированные и ориентированные препараты методом осаждения из спиртовой суспензии на стеклянную подложку. Съёмка препаратов производилась на рентгеновском дифрактометре ДРОН-6, оснащённом трубкой с Co-анодом и графитовым монохроматором, при длине волны $\lambda=1,79021\text{Å}$, с напряжением $U=35\text{KV}$ и силе тока $I=25\text{mA}$. Для выявления кристаллохимических особенностей глинистых минералов ориентированные препараты проб насыщались этиленгликолем и прогревались в течении часа при температуре 350°C и снимались повторно. Обработка полученных спектров велась при помощи программного пакета PDWin-4 НПП «Буревестник» и международной картотеки JCPDS. Полуколичественное определение глинистых минералов производилось по методике Ю.С. Дьяконова.

Фазовый состав проб однообразен и включает иллит, каолинит, хлорит, смектит, иллит-хлорит, хлорит-смектит, галит. Практически для всех проб характерно наличие неупорядоченно-смешанослойных фаз иллит-смектит с различным содержанием набухающей составляющей, особенно во фракции менее 0,001мм.

Полуколичественный анализ глинистых минералов для фракции менее 0,001мм по методике Ю.С.Дьяконова (табл. 2) показал, что ведущими глинистыми минералами являются хлорит (10-33%), каолинит (9-63%), иллит (18-74%). Смектит присутствует в незначительных количествах (от 1 до 12%, в одной пробе – 23%) и не во всех пробах.

Судя по набору глинистых минералов и их количественным взаимоотношениям, в составе удаленной области сноса преобладали терригенные осадочные породы, слюдястые сланцы и магматические породы кислого состава, поставлявшие иллит и каолинит. В подчиненном количестве присутствовали хлорит-амфиболовые сланцы и магматические породы среднего состава, в продуктах разрушения которых содержались хлорит и смектиты. В четвертичных отложениях юго-восточной части акватории, по сравнению с северо-западной, несколько повышено количество каолинита при пониженных содержаниях иллита и смектита (табл. 2). Отмеченная тенденция легко объясняется преобладанием гранитов и слюдястых кристаллических сланцев в составе коренных пород побережья п-ва Таймыр.

Несмотря на малую представительность материалов, можно проследить цикличность в составе глинистых минералов четвертичных отложений. Сверху вниз по разрезу голоценовых отложений увеличивается количество иллита при одно-

Таблица 2

Данные полуколичественного рентгеноструктурного анализа глинистых минералов (фракция менее 0,001 мм) из донных отложений восточной части Карского моря по методике Ю.С.Дьяконова

| возраст | проба | Смектит | Иллит | Каолинит | хлорит | проба | Смектит | иллит | Каолинит | хлорит |
|--------------------------------|---------------------------------------|------------|-----------|-----------|-----------|-------------------------------------|------------|-----------|-----------|-----------|
| Q ₄ ³ | Н-97Т(100) | - | 43 | 28 | 29 | | | | | |
| Q ₄ ² | Н-87Т(80) | 23 | 32 | 28 | 16 | Н-35-Т(100) | 2 | 18 | 63 | 18 |
| Q ₄ ¹ | Н-179Т(170) | 5 | 69 | 15 | 11 | Н-40-Т(100) | - | 82 | 9 | 10 |
| Среднее (Q₄) | | 14 | 48 | 24 | 19 | | | | | |
| Q ₃₋₄ | Н-228-Т(90) | 1 | 40 | 26 | 33 | Н-202-Т(195) | 1 | 36 | 32 | 31 |
| Q ₃ ³ | Н-87-Т(135) | 12 | 36 | 25 | 27 | Н-124-Т(100) | 11 | 31 | 37 | 20 |
| | Н-191-Т(70) | 1 | 47 | 33 | 19 | | | | | |
| Q ₃ ¹ | Н-191-Т(165) | 3 | 74 | 11 | 12 | | | | | |
| Среднее (Q₃) | | 4 | 49 | 24 | 23 | | | | | |
| Среднее (Q) | | 6,4 | 49 | 24 | 21 | | 3,5 | 42 | 35 | 20 |
| К-N ₂ -Q | Н-116-Т(100) | - | 48 | 27 | 25 | | | | | |
| | Н-121-Т(90) | - | 54 | 27 | 19 | | | | | |
| К ₁ | Н-189-Т(100) | 1 | 40 | 31 | 28 | | | | | |
| Среднее (MZ-KZ) | | - | 47 | 28 | 24 | | | | | |
| | К северо-западу от о.о. Сергея Кирова | | | | | К юго-востоку от о.о. Сергея Кирова | | | | |

временном уменьшении содержаний хлорита. Указанная тенденция характерна для отложений как северо-западной, так и юго-восточной частей акватории. Сходная картина наблюдается и для верхненеоплейстоценовых отложений. Сметтит характерен для средних частей голоценовых и верхненеоплейстоценовых отложений, хотя данный вывод для северо-запада базируется лишь на повышенных содержаниях смектита в разных горизонтах одной и той же донной станции (Н-87-г), что может скорее указывать просто на особенность отложений данного участка. В среднем составы глинистых минералов голоценовых и верхнеплейстоценовых отложений северо-западной части акватории близки (табл. 2) между собой. Для юго-восточной части акватории сравнение затруднительно в связи с малым количеством проб.

Пробы из более древних отложений (смешанные мел-кайнозойские и меловые) на северо-западе акватории отличаются от четвертичных только практическим отсутствием смектита.

Геохимическая характеристика донных отложений

Содержания химических элементов в донных отложениях, вскрытых трубками, определялись полуколичественным спектральным анализом в лаборатории СЗФ «Невскеология». Всего было проанализировано 440 проб, из них 245 – по материалам полевых работ 2008 года и 195 – по материалам полевых работ 2009 года. Статистические параметры обработки результатов спектрального анализа всей совокупности отложений приведены в таблице 3. Из рассмотрения исключены Hf, Ta, Sb, Cd, Jn, Ce, La, Au, Pt, содержания которых ниже порога чувствительности анализа, а также Sc (все содержания – <10 г/т), Yb (везде <10 г/т) и Sr (везде <200 г/т).

Геохимическими особенностями опробованных донных отложений являются повышенные по сравнению с кларком для глин содержания Si, Co, Pb, As, Zn, P и пониженные содержания прочих элементов (за исключением концентраций Fe и Mo, близких кларковым). По данным корреляционного анализа выделяется жестко увязанная группа рудных элементов (Ni, Co, Ti, V, Cr, Cu, Pb, Zn, Sn), отвечающая домезозойским породам, содержащим разнообразные рудопоявления. Слабее увязанными, но весьма характерными являются группы (As-Mo-P) и (Mo-Mn), связанные, соответственно, с мезозойскими и четвертичными осадками.

Рассмотрение распределения содержаний элементов-примесей в отложениях показывает заметные различия *по латерали*. По контрастности содержаний и наличию ореолов повышенных концентраций (в два и более раз превышающих фоновые) тех или иных элементов-примесей различаются участки желоба Воронина, пролива Вилькицкого, крайнего юго-запада и подводного плато островов Сергея Кирова (рис. 1). Причинами различий являются различия в составе размываемых и перебиваемых отложений, а также условий осадконакопления.

Таблица 3

Содержания химических элементов (г/т) в донных отложениях
восточной части Карского моря (лист Т-45-48)

| эле- менты | кларк в глинах | Статистические параметры (n = 440) | | | | |
|---------------|-------------------|------------------------------------|------|----------------|------|------------|
| | | min | max | <i>среднее</i> | S | K вариации |
| Si % | 26,1 | 4 | 45 | 36,7 | 4,3 | 0,1 |
| Al % | 8,66 | 0,7 | 15 | 4,4 | 1,9 | 0,4 |
| Mg % | 1,54 | 0,15 | 7 | 0,9 | 0,7 | 0,8 |
| Ca % | 2,94 | 0,1 | 10 | 0,75 | 1 | 1,3 |
| Fe % | 4,66 | 0,3 | 10 | 4,1 | 1,8 | 0,4 |
| Mn | 700 | 50 | 3000 | 300 | 320 | 1,1 |
| Ni | 70 | 5 | 100 | 44 | 20 | 0,45 |
| Co | 19 | 5 | 70 | 27 | 15 | 0,6 |
| Ti | 4000 | 500 | 5000 | 2300 | 1100 | 0,5 |
| V | 150 | 10 | 200 | 117 | 43 | 0,35 |
| Cr | 90 | 10 | 150 | 62 | 23 | 0,4 |
| Mo | 1,5 | 0,5 | 10 | 1,7 | 1,2 | 0,7 |
| Zr | 200 | 15 | 400 | 96 | 45 | 0,45 |
| Nb | 14 | 5 | 15 | 7 | 3 | 0,4 |
| Cu | 55 | 10 | 100 | 34 | 14 | 0,3 |
| Pb | 15 | 5 | 50 | 24 | 7 | 0,35 |
| Ag | 0,07 | 0,015 | 0,3 | 0,04 | 0,03 | 0,7 |
| As | 5 | 0 | 300 | 34 | 35 | 1 |
| Zn | 95 | 15 | 300 | 129 | 44 | 0,35 |
| Sn | 6 | 0,5 | 5 | 2,5 | 1,1 | 0,4 |
| Ge | 2,2 | 0,5 | 3 | 1,3 | 0,5 | 0,4 |
| Ga | 30 | 1,5 | 30 | 13 | 7 | 0,5 |
| Be | 3 | 1 | 3 | 1,1 | 0,3 | 0,3 |
| Y | 26 | 5 | 200 | 14 | 10 | 0,7 |
| P | 610 | 150 | 5000 | 770 | 430 | 0,6 |
| Li | 55 | 5 | 200 | 53 | 34 | 0,6 |
| Ba | 550 | 100 | 700 | 160 | 80 | 0,5 |

Количеством и разнообразием ореолов повышенных содержаний элементов-примесей резко выделяется *желоб Воронина*. Вдоль восточного борта желоба, от о. Средний до о. Самойловича протягивается совмещенный ореол Cu и P. К югу от желоба выделяется компактный совмещенный ореол Co, Ti и Cu. Ореол Sn подковообразно охватывает южную часть желоба Воронина, включая все вышеперечисленные ореолы прочих элементов. В центральной части с севера на юг последовательно сменяют друг друга мелкие ореолы Bi, Sn, Mn, Mo и W. По сравнению со всей совокупностью опробованных осадков акватории желоб Воронина и его обрамление резко выделяются высокими концентрациями As и Ag, образующими обширные, но не всегда совмещенные ореолы.

Против Вилькицкого и восточная часть акватории, ограниченная островами Русский, Большевик, Фирнлея и Гейберга, характеризуются присутствием многочисленных, но мелких ореолов повышенных концентраций As, Mn, Mo, P и Sn, обусловленных, как и в желобе Воронина, присутствием мезозойских пород. Существенное отличие этого района от желоба Воронина заключается в наличии на площади последнего аномалий Ag, Cu и Co, связанных, возможно, с размывом медистых песчаников нижнего девона на островах Пионер и Октябрьской Революции (архипелаг Северная Земля).

Отложения на крайнем *юго-западе* акватории отличаются присутствием повышенных содержаний V и Pb. В пределах ореола отмечаются точечные аномалии Cr и Ni. Ореолы Mn и Mo отмечаются на всех трех участках и, видимо, обязаны своим формированием не составу области сноса, а условиям накопления четвертичных отложений.

Для отложений *подводного плато островов Сергея Кирова*, где из-за малой глубины вхождения трубками вскрыты только голоценовые отложения, характерна наименьшая контрастность содержаний элементов-примесей (геохимические аномалии отсутствуют). Вдоль северо-западного подножия плато отмечаются точечные аномалии и мелкие ореолы Cr, что в совокупности с ореолом Co, Ti и Cu, описанного при характеристике желоба Воронина, заставляет задуматься о локализованном источнике этих элементов.

Геохимическая характеристика **четвертичных отложений** выполнена по результатам работ 2008 года как более представительным для площади и разреза, а также для исключения возможной систематической ошибки за счет временного дрейфа.

Во время проведения полевых работ в составе вскрытых трубками отложений визуально были выделены 6 литологических горизонтов, сопоставлявшихся с мезозойскими или кайнозойскими отложениями. В ходе камеральной обработки при уточнении возраста (микрофаунистический анализ) было установлено, что два верхних горизонта (1 и 2) отвечают голоцену, следующие два (3 и 4) – верхнеплейстоцен-голоценовым осадкам, а два нижних – смешанным мезозойско-

кайнозойским и мезозойским отложениям (горизонты 5 и 6, соответственно). Полученные результаты полуколичественного спектрального анализа были разбиты на выборки в соответствии с выделенными горизонтами (табл. 4).

В целом содержания элементов колеблются *по разрезу* незначительно, но некоторые тенденции наблюдаются, а именно:

1. Геохимическими особенностями *четвертичных* отложений являются повышенные по сравнению с кларком для глин содержания Si, Co, Pb, As, Zn, P, Li и пониженные содержания прочих элементов (за исключением концентраций Fe и Mo, близких кларковым).

2. Концентрации большинства элементов выше в *четвертичных* отложениях по сравнению с мезозойскими, причем наиболее заметно обогащение элементами рудной группы – Ni, Co, V, Mo, Zn, Pb. *Мезозойские* (преимущественно раннемеловые) отложения относительно четвертичных обогащены Si, Mn, Ba и, особенно, Zr. Неизменными в среднем остаются содержания Al, Mg, Cr, Cu, Ag. Отмеченные различия, скорее всего, связаны с более песчаным составом мезозойских осадков.

3. Повышенные содержания (в 2-3 раза выше фоновых значений) отмечены для всех элементов, в то время как более контрастные аномалии характерны только для Mn, Mo и As. Повышенные количества большинства элементов фиксируются в верхнем горизонте, за исключением Mn, Mo, Zr, Nb, Ag, As, Y, Li, Ba, аномальные содержания которых встречаются во всех горизонтах.

4. В четвертичных отложениях выделяются группы элементов с различным характером изменения концентраций снизу вверх по разрезу:

- последовательно растет снизу вверх содержание Ni, Pb, Co, отчасти (от 4 к 3 горизонту) – Al и Cu. Столь же последовательно убывает концентрация Zn, Ge, Ba, а от второго горизонта к первому уменьшается содержание Ga;

- для прочих элементов наблюдается циклическое изменение содержаний – концентрации Si, V, Sn, P, Li повышены во 2 и 4 горизонтах по сравнению с 1 и 3, в то время как остальными элементами (Mg, Ca, Fe, Mn, Ti, Cr, Mo, Zr, Ag, Y) обогащены 1 и 3 горизонты. Такой характер изменения, очевидно, связан с циклическими изменениями условий осадконакопления и состава области сноса. Необходимо отметить, что для Si, Zr, Sn, P, Li на фоне цикличности прослеживается тенденция к убыванию вверх по разрезу, а для V, Fe и Mn – рост;

Микрофаунистическим анализом охвачены 74 пробы четвертичных отложений из 205, для которых выполнен полуколичественный спектральный анализ. Несмотря на слабую представительность, была предпринята попытка получить сравнительную геохимическую характеристику отдельных стратиграфических уровней (табл. 5).

Выводы, касающиеся четвертичных отложений в целом, совпадают с приведенными выше для литологических горизонтов (пониженное содержание подав-

Таблица 4

Содержания химических элементов (г/т) в литологических горизонтах донных отложений восточной части Карского моря (лист Т-45-48)

| эле- менты | возраст кларк в глинах | мезозойские | | | смешанные | | | верхний неоплейстоцен - голоцен | | | | | | голоцен | | | | | | все | |
|---------------|------------------------------|---|------|--------------|-----------|------|--------------|---------------------------------|------|--------------|--------|------|--------------|---------|------|--------------|--------|------|-------------|-------------|--------------------------------------|
| | | выделяемые горизонты (снизу вверх по разрезу) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | четвер- тичные n=205 средн. |
| | | 6 | | | 5 | | | 4 | | | 3 | | | 2 | | | 1 | | | | |
| | | n=17 | | | n=23 | | | n=13 | | | n=30 | | | n=22 | | | n=140 | | | | |
| min | max | средн. | min | max | средн. | min | max | средн. | min | max | средн. | min | max | средн. | min | max | средн. | min | max | средн. | |
| Si % | 26,1 | 35 | 40 | 36,7 | 30 | 40 | 36,4 | 35 | 45 | 37 | 30 | 40 | 35,9 | 30 | 45 | 36,3 | 30 | 45 | 35,9 | 36 | |
| Al % | 8,66 | 3 | 7 | 4,9 | 2 | 7 | 4,2 | 1 | 7 | 4,3 | 2 | 7 | 5 | 1,5 | 7 | 4,9 | 2 | 8 | 4,9 | 4,9 | |
| Mg % | 1,54 | 0,4 | 0,7 | 0,5 | 0,3 | 0,7 | 0,5 | 0,15 | 0,6 | 0,4 | 0,3 | 1 | 0,55 | 0,3 | 1 | 0,5 | 0,15 | 1,5 | 0,54 | 0,53 | |
| Ca % | 2,94 | 0,15 | 0,7 | 0,5 | 0,2 | 1,5 | 0,7 | 0,15 | 1 | 0,4 | 0,2 | 1,8 | 0,8 | 0,2 | 1 | 0,4 | 0,15 | 3 | 0,69 | 0,66 | |
| Fe % | 4,66 | 3 | 6 | 4,3 | 2 | 8 | 4,4 | 1 | 6 | 4,1 | 3 | 8 | 4,7 | 1 | 7 | 4,4 | 1,5 | 10 | 4,8 | 4,7 | |
| Mn | 700 | 100 | 1500 | 230 | 100 | 500 | 200 | 50 | 700 | 150 | 100 | 500 | 180 | 50 | 1500 | 160 | 50 | 3000 | 220 | 203 | |
| Ni | 70 | 15 | 40 | 28 | 10 | 50 | 27 | 10 | 40 | 24 | 10 | 50 | 30 | 10 | 70 | 32 | 5 | 70 | 32 | 31,2 | |
| Co | 19 | 10 | 30 | 18 | 7 | 30 | 20 | 7 | 30 | 20 | 10 | 40 | 22 | 10 | 50 | 26 | 7 | 50 | 24 | 23,7 | |
| Ti | 4000 | 1000 | 4000 | 2300 | 1000 | 4000 | 2300 | 700 | 4000 | 2200 | 1000 | 5000 | 2900 | 500 | 4000 | 2300 | 700 | 5000 | 2500 | 2518 | |
| V | 150 | 50 | 150 | 90 | 50 | 150 | 85 | 50 | 150 | 100 | 50 | 15 | 83 | 50 | 150 | 114 | 40 | 200 | 99 | 98,3 | |
| Cr | 90 | 30 | 70 | 48 | 20 | 70 | 46 | 20 | 70 | 46 | 20 | 70 | 50 | 20 | 70 | 46 | 20 | 100 | 47 | 47,3 | |
| Mo | 1,5 | <1 | 3 | 1,1 | <1 | 4 | 1,4 | <1 | 5 | 1,2 | <1 | 5 | 1,4 | <1 | 2 | 0,9 | <1 | 7 | 1,9 | 1,7 | |
| Zr | 200 | 30 | 200 | 129 | 50 | 200 | 127 | 30 | 200 | 53 | 30 | 200 | 109 | 30 | 150 | 60 | 30 | 400 | 86 | 84,4 | |
| Cu | 55 | 20 | 50 | 33 | <20 | 50 | 32 | <20 | 40 | 30 | <20 | 70 | 34 | 20 | 50 | 34 | <20 | 70 | 33 | 33 | |
| Pb | 15 | 15 | 30 | 20,4 | 15 | 40 | 19 | 10 | 30 | 19,3 | 10 | 30 | 21 | 15 | 31 | 21,1 | 10 | 50 | 21,4 | 21,2 | |
| Ag | 0,07 | <0,03 | 0,1 | 0,038 | 0,03 | 0,2 | 0,052 | <0,03 | 0,15 | 0,031 | <0,03 | 0,15 | 0,048 | <0,03 | 0,07 | 0,037 | <0,03 | 0,1 | 0,04 | 0,04 | |
| As | 5 | не обн | 50 | в 3 пр | не обн | 70 | в 8 пр | не обн | <50 | в 9 пр | не обн | 70 | в 1 пр | не обн | 50 | в 5 пр | не обн | 300 | в 25 пр | | |
| Zn | 95 | 70 | 150 | 112 | 50 | 200 | 135 | 70 | 200 | 139 | 50 | 200 | 128 | 30 | 200 | 121 | 30 | 300 | 121 | 123 | |
| Sn | 6 | 1 | 3 | 2 | 1 | 4 | 2,1 | 1,5 | 4 | 2,8 | <1 | 4 | 2,2 | <1 | 5 | 2,4 | <1 | 4 | 2,2 | 2,3 | |
| Ge | 2,2 | <1 | 2 | 1,1 | <1 | 2 | 1,2 | 1 | 3 | 1,7 | <1 | 2 | 1,3 | 1 | 2 | 1,15 | <1 | 2 | 1,2 | 1,24 | |
| Ga | 30 | 10 | 30 | 15 | 5 | 30 | 16 | 7 | 20 | 17 | <3 | 30 | 17 | 5 | 30 | 17 | <3 | 30 | 16 | 16,3 | |
| Y | 26 | <1 | 20 | 12 | 10 | 30 | 15 | 10 | 20 | 13 | 10 | 30 | 14 | <1 | 30 | 13 | <1 | 200 | 14 | 13,8 | |
| P | 610 | 500 | 1500 | 830 | 300 | 1500 | 930 | 500 | 1500 | 1100 | 300 | 1500 | 780 | 300 | 2000 | 940 | 300 | 5000 | 890 | 893 | |
| Li | 55 | 10 | 100 | 68 | 50 | 100 | 76 | 50 | 100 | 95 | 10 | 150 | 74 | 40 | 150 | 84 | 10 | 200 | 75 | 77 | |
| Ba | 550 | <200 | 400 | 200 | <200 | 700 | 250 | <200 | 300 | 200 | <200 | 500 | 190 | <200 | 300 | 190 | <200 | 500 | 180 | 184 | |

Таблица 5

Содержания химических элементов в четвертичных отложениях восточной части Карского моря (листы Т-45-48)

| эле- менты | кларк в глинах | III | | | III - Н | | | Н | в том числе | | | | | | | | | Н - соврем. | | |
|---------------|-------------------|------|------|----------------|---------|------|----------------|----------------|----------------|------|----------------|----------------|------|----------------|----------------|------|----------------|-------------|------|----------------|
| | | n=7 | | | n=15 | | | n=24 | Н ₁ | | | Н ₂ | | | Н ₃ | | | n=4 | | |
| | | min | max | <i>среднее</i> | min | max | <i>среднее</i> | <i>среднее</i> | min | max | <i>среднее</i> | min | max | <i>среднее</i> | min | max | <i>среднее</i> | min | max | <i>среднее</i> |
| Si % | 26,1 | 35 | 40 | 37,9 | 30 | 40 | 35,7 | 35,6 | 35 | 40 | 37,5 | 30 | 35 | 34,1 | 35 | 40 | 36 | | | 35 |
| Al % | 8,66 | 2 | 6 | 4,4 | 3 | 7 | 4,9 | 5,3 | 3 | 6 | 4,9 | 5 | 7 | 5,7 | 4 | 6 | 5 | 4 | 6 | 5,2 |
| Mg % | 1,54 | 0,4 | 0,53 | 0,5 | 0,5 | 0,7 | 0,56 | 0,6 | 0,4 | 0,6 | 0,5 | 0,4 | 1,5 | 0,65 | 0,4 | 0,6 | 0,5 | 0,5 | 0,6 | 0,52 |
| Ca % | 2,94 | 0,2 | 1 | 0,64 | 0,15 | 2 | 0,71 | 0,7 | 0,4 | 2 | 0,9 | 0,2 | 1,5 | 0,65 | 0,2 | 0,7 | 0,46 | 0,7 | 1,5 | 1,1 |
| Fe % | 4,66 | 3 | 6 | 3,9 | 3 | 6 | 4,9 | 5 | 3 | 8 | 4,6 | 4 | 8 | 5,5 | 3 | 6 | 4,6 | 3 | 5 | 4 |
| Mn | 700 | 100 | 1000 | 140 | 100 | 1500 | 240 | 330 | 100 | 1000 | 410 | 100 | 1000 | 320 | 150 | 300 | 230 | 150 | 200 | 180 |
| Ni | 70 | 20 | 50 | 27 | 20 | 50 | 32 | 31 | 15 | 50 | 28 | 20 | 50 | 35 | 20 | 40 | 26 | | | 20 |
| Co | 19 | 10 | 30 | 21 | 15 | 40 | 26 | 26 | 15 | 40 | 26 | 15 | 50 | 27 | 20 | 30 | 24 | 15 | 30 | 21 |
| Ti | 4000 | 1000 | 3000 | 1800 | 1500 | 5000 | 2900 | 2400 | 1000 | 3000 | 2200 | 1000 | 5000 | 2600 | 1500 | 4000 | 2500 | 2000 | 4000 | 3300 |
| V | 150 | 50 | 100 | 73 | 50 | 150 | 81 | 107 | 40 | 200 | 96 | 70 | 150 | 113 | 100 | 150 | 110 | | | 50 |
| Cr | 90 | 30 | 50 | 40 | 30 | 70 | 47 | 46 | 30 | 100 | 49 | 30 | 70 | 45 | 30 | 50 | 42 | 30 | 50 | 38 |
| Mo | 1,5 | <1 | 3 | 2 | <1 | 5 | 1,7 | 1,8 | <1 | 4 | 1,8 | 1,5 | 4 | 2 | <1 | 2 | 1,3 | <1 | 2 | 1,1 |
| Zr | 200 | 40 | 200 | 113 | 50 | 200 | 103 | 68 | <30 | 100 | 55 | 30 | 150 | 78 | 40 | 150 | 78 | 100 | 200 | 150 |
| Nb | 14 | <10 | 10 | 6,4 | <10 | 10 | 7 | 6,2 | | | <10 | <10 | 15 | 11 | <10 | 10 | 7 | <10 | 10 | 8 |
| Cu | 55 | 20 | 40 | 30 | 20 | 70 | 39 | 33 | 20 | 50 | 29 | 30 | 50 | 36 | 30 | 40 | 32 | 20 | 30 | 28 |
| Pb | 15 | 15 | 30 | 19,3 | 15 | 30 | 21 | 23 | 15 | 50 | 22,5 | 20 | 30 | 24,5 | 15 | 30 | 21 | | | 20 |
| Ag | 0,07 | 0,03 | 0,07 | 0,04 | 0,0-3 | 0,07 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,07 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | <0,03 | 0,05 | 0,025 | 0,03 | 0,04 | 0,038 |
| Bi | 0,36 | <1 | 1 | 0,6 | | | <1 | <1 | | | <1 | | | <1 | | | <1 | | | <1 |
| As | 5 | | | <i>не обн</i> | не обн | 70 | 10 | 9 | не обн | <50 | 13 | не обн | <50 | 7 | не обн | 300 | 10 | не обн | 50 | 13 |
| | | | | | | | <i>4 пробы</i> | <i>8 проб</i> | | | | | | <i>2 пробы</i> | | | <i>2 пробы</i> | | | <i>1 проба</i> |
| Zn | 95 | 70 | 150 | 103 | 70 | 300 | 135 | 119 | 100 | 200 | 131 | 70 | 200 | 124 | 70 | 100 | 88 | 70 | 800 | 118 |
| Sn | 6 | 1 | 4 | 1,9 | 1 | 4 | 2,3 | 2,3 | 1,5 | 4 | 2,2 | 1,5 | 3 | 2,4 | 1 | 4 | 2 | 2 | 4 | 2,8 |
| Ge | 2,2 | 1 | 1,5 | 1,1 | <1 | 2 | 1,3 | 1,2 | 1 | 3 | 1,4 | 1 | 1,5 | 1,2 | <1 | 1,5 | 0,9 | <1 | 1,5 | 1 |
| Ga | 30 | 10 | 20 | 15 | 10 | 30 | 18 | 19 | 10 | 30 | 21 | 15 | 30 | 20 | 10 | 20 | 14 | 20 | 30 | 28 |
| Be | 3 | <2 | 2 | 1,1 | <2 | 2 | 1,3 | <2 | <2 | 2 | 1,1 | <2 | 2 | 1,1 | | | <2 | | | <2 |
| Y | 26 | <10 | 30 | 13 | <10 | 30 | 15 | 9 | <10 | 20 | 9 | <10 | 20 | 9 | <10 | 15 | 10 | 10 | 20 | 15 |
| P | 610 | 500 | 1000 | 670 | 300 | 5000 | 890 | 920 | 700 | 1500 | 950 | 500 | 1500 | 980 | 500 | 5000 | 680 | 700 | 1500 | 1180 |
| Li | 55 | 10 | 100 | 64 | 70 | 150 | 85 | 85 | 70 | 150 | 99 | 30 | 100 | 80 | 70 | 100 | 76 | 70 | 100 | 85 |
| Ba | 550 | <200 | 300 | 190 | <200 | 400 | 220 | 150 | <200 | 200 | 150 | <200 | 300 | 160 | | | 200 | 200 | 300 | 230 |
| Tl | 1,3 | | | <1 | | | <1 | <1 | | | <1 | <1 | 1 | 0,6 | | | <1 | | | <1 |

ляющего большинства элементов по сравнению с кларками для глин; увеличение вверх по разрезу концентраций Al, Fe, Mn, Ni, Co, V, Cu, Pb при понижении содержания Si и Zr). Некоторые нестыковки возможны в связи с неполным совпадением границ подразделений по литологии и по данным микрофаунистического анализа.

По геохимическим данным близки между собой верхнеплейстоцен – голоценовые и голоценовые отложения, отличающиеся от верхнеплейстоценовых повышенными концентрациями большей части элементов.

Повышенные более чем в два раза (по сравнению с фоновыми для данного возраста) концентрации наиболее характерны для Mn, Mo, Y, As, причем аномалии As встречаются во всех возрастных группах, в то время как марганец, молибден и иттрий не имеют аномалий в суббореальных (H₃) и современных отложениях. Отличительной чертой бореальных (H₁) осадков можно назвать присутствие единичных аномалий V, Cr, Pb, Ge. В целом снизу вверх по разрезу контрастность аномалий и их количество уменьшается, что говорит о перемыиве отложений с выравниванием концентраций химических элементов.

Сопоставление по геохимическим данным трех последовательных этапов голоценовой трансгрессии (бореальный, оптимум, суббореальный) позволяет отметить их индивидуальные особенности:

- концентрации Ca, Mn, Cr, Zn, Ge и Li последовательно снижаются, а Ba – растут;

- осадки бореального этапа отличаются низкими содержаниями Ti, V и Zr;

- отложения голоценового оптимума характеризуются пониженными количествами Si и повышенными содержаниями преимущественно рудных элементов – Al, Mg, Fe, Ni, Nb, Cu, Pb и Sn, что можно объяснить как более глинистым составом отложений, формирующихся в относительно более глубоководных условиях, так и возможным вовлечением в область сноса соответствующих рудопроявлений;

- суббореальные осадки отличаются пониженными содержаниями Mo, Ga и P.

Голоценовые – современные отложения, представленные всего 4 пробами, тем не менее резко отличаются от более ранних высокими содержаниями Ca, Ti, Zr, Sn, Ga, P, Ba и пониженными – Si и рудных элементов (Ni, Co, V, Mo, Cu).

Подводя итог приведенным данным по особенностям вещественного состава донных отложений, можно сделать следующие **выводы**:

- наличие обильного донно-каменного материала фиксирует спай четвертичных и дочетвертичных образований;

- практическое отсутствие обломков гранитоидов в донных отложениях, вскрытых трубками, указывает на сравнительно недавнее вовлечение их в процесс денудации;

- по минералого-геохимической характеристике четко различаются мезозойские и четвертичные отложения;
- сопоставление минералого-геохимических особенностей по разрезу четвертичных отложений показывает как последовательное расширение области сноса, так и циклические изменения ее в ходе процесса осадконакопления;
- наиболее четким из событий, на которые указывает вещественный состав, является изменение минералого-геохимической характеристики отложений на рубеже верхнего неоплейстоцена и голоцена, когда массовый привнос материала разрушающихся траппов Таймыра достиг акватории Карского моря (в современных границах);
- в целом снизу вверх по разрезу четвертичных отложений наблюдается нарастание процессов перемыва.

Завершая описание вещественного состава четвертичных отложений, нужно отметить его иллюстративность по отношению к стратиграфическим подразделениям, выделенным по геологическим данным, а также возможность косвенного подтверждения правильности их выделения. Полученные результаты позволяют использовать особенности вещественного состава для целей корреляции и даже датирования отложений при отсутствии других данных или в комплексе с имеющимися данными. Вещественный состав отложений, безусловно, является важной характеристикой, указывающей на источники поступления материала в осадки.

СТРАТИГРАФИЯ БЛОКА МОРЯ

В площадь листа Т-45-48 попадает восточная часть Карского моря, северо-западная часть моря Лаптевых, проливы Вилькицкого и Шокальского. Изученность площади сейсмическими методами крайне неоднородна. Наиболее изученной является западная часть (лист Т-45 и, частично, Т-46) площадью 87600 км², где ФГУНПП «Севморгео» и ОАО «СМНГ» выполнено 3215 п. км глубинного сейсмического профилирования МОГТ и 24 точечных зондирования МПВ (ГСЗ). На остальной площади работ ФГУНПП «ПМГРЭ» в 2008-2009 годах была создана планомерная сеть сейсмоакустического профилирования общей протяженностью 7155 п. км. К сожалению, из-за тяжелой ледовой обстановки остались не охваченными сейсмоакустикой южное обрамление островов Пионер и Октябрьской Революции шириной 50-80 км, а также пролив Шокальского и акватория моря Лаптевых.

Лист Т-45 является частью Северокарско-Баренцевоморской серии листов Госгеолкарты РФ-1000/3, в то время как все остальные листы входят в Таймыро-Североземельскую серию. Основной объем глубинных сейсмических исследова-

ний выполнен в пределах Карской плиты и только южные окончания субмеридиональных профилей попадают в Таймыро-Североземельскую складчатую область.

Сейсмографическая шкала для восточной части Карского моря составлена путем сопоставления с выделяемыми стратиграфическими подразделениями восточной части Карской плиты (о-ва Октябрьской Революции, Пионер, арх. Седова). При разработке сейсмостратиграфической шкалы за основу взяты материалы ФГУНПП «Севморгео» по опорным профилям 3-АР и 4-АР [108, 109]. Ниже приводится описание сейсмокомплексов, выделяемых на карте и геологическом разрезе (табл. 6).

Рифейская эонотема (${}^{\circ}\text{RF}$, отражающий горизонт по подошве – F_1) с предполагаемыми скоростями (V_{Γ}) 5,6-5,9 км/сек выделяется на акватории вдоль северного побережья полуострова Таймыр от устья Гафнер-фиорда до западной рамки листа Т-45-48. Сейсмокомплекс прослежен по юго-восточному окончанию профиля 4-АР [109] на расстоянии 85 км от побережья полуострова Таймыр (п-ов Михайлова) до южного края листа Т-45. Кровля сейсмокомплекса на этом отрезке установлена на глубинах 2,0 км от поверхности дна у побережья п-ова Таймыр и постепенно понижается в северо-западном направлении до 4,0 км. Мощность комплекса изменчива и колеблется от 3,0 км на поднятиях до 5 км во впадинах.

На северо-восточной оконечности профиля 3-АР (район о. Средний и о. Самойловича) кровля рифейского сейсмокомплекса прослежена на глубине 6,2 км, постепенно понижаясь до глубины 10,0 км в юго-западном направлении (центральная часть Предсевероземельского прогиба). Мощность сейсмокомплекса колеблется от 1,8 км на поднятиях фундамента, увеличиваясь до 3,0 км во впадинах. Следует отметить, что на временных сейсмограммах кровля сейсмокомплекса (отражающий горизонт VI) прослеживается только по впадинам платформенного чехла, а отражающий горизонт F_1 (подошва сейсмокомплекса) практически не прослеживается. Интервал между кровлей и подошвой характеризуется хаотично-волновой картиной [108].

В центральной части желоба Воронина (в пределах листа Т-45-48) отмечается выход коренных пород рифейского возраста на поверхность дна. Выход прослежен по юго-западному окончанию профиля МОГТ 130802А (ОАО «Севморнефтегеофизика») в интервале 2000-2380 и характеризуется отсутствием отчетливой волновой картины. Косвенным подтверждением наличия на дне выхода древних пород является присутствие в донных отложениях данного участка окатанных и слабо окатанных обломков метаалевролитов, метапесчаников, голубовато-серых шелковистых сланцев, а также единичных обломков кварцитов и гранитов.

Вендская-кембрийская системы (сейсмокомплекс ${}^{\circ}\text{V-}\text{E}$, отражающие горизонты подошвы и кровли VI-V) выделяется в пределах акватории по всей площади Карской плиты и входит в состав складчатого фундамента. По данным зонди-

Сравнительная характеристика выделяемых сейсмокомплексов Баренцевоморского и Карского регионов

| Система | Отдел | Ярус (подъярус) | По скв. арх.ЗФИ | | | Шельф Баренцева моря | | | | | Отражающие горизонты | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------|--|---------------------------|-------------------------------------|---------------------------|--------------|-------------------------------------|-------------------------|----------------------------------|--------------------------------------|-------------------------|------------------------|------------------------|---|----------------------------------|------------------|-----------------|--|--|--|--|--------------------|--------------------|---------------------------------|--|--|--|--|
| | | | Нагурская | Северная | | Район арх.ЗФИ | | | Южная часть (по скважинам на шельфе) | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | скорость (Vпл) км/сек мощность м | км/сек | м | скорость (Vпл) км/сек мощность м | км/сек | м | Индекс на карте | Отдел | | Ярус | скорость (Vпл) км/сек мощность м | км/сек | м | Индекс на карте | | | | | | | | | | | |
| Четвертичная | Эоплейстоцен | | - | | | 1,65 10-150 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Палеоген-неогеновая | Олигоцен-плиоцен | | - | 2,05 70 | | 1,85-2,3 100-300 | | | | Миоцен | | 1,79 - 1,82 25 - 35 | | N ₁ | | | | | | | ___ Д ₁ | | | | | | |
| Меловая | верхний | | | | | | | | | верхний | | 1,82 - 2,0 67 | | K ₂ | | | | | | | | ___ Г ₂ | | | | | |
| | верхний-нижний | сеноманский-готеривский | 4,4 - 4,5 287 | - | | 4,0 - 4,5* | | K _{1-2 ar} ² | | нижний | Альбский | 2,0 - 2,5 479 | | K _{1 al} ₂₋₃ | | | | | | | | ___ Г ₁ | | | | | |
| | | | - | - | | 2,6* 305 | | K _{1-2 ar} ¹ | Альбский-аптский | | 2,5 - 2,75 838 | | K _{1 a₂-al₁} | | | | | | | | | | ___ Г ₁ ⁿ | | | | |
| нижний | валанжинский-берриасский | | | | | 2,3 - 2,4** | | K _{1 lm} | | Готеривский-берриасский | 2,75 - 3,1 468 | | K _{1 b-g} | | | | | | | | | ___ Г _n | | | | | |
| Юрская | верхний-нижний | нижневожский-тоарский | 260 (разрезы на островах) | | | | 2,4 - 2,5** | | J _{1-3 gn} | | верхний | Титонский-оксфордский | 2,95 60 - 300 | | J ₃ | | | | | | | | ___ В | | | | |
| | | | нижний | тоарский-плинсбахский | - | 2,55 - 2,79 467 | | 2,6 - 2,8* 240 - 780 | | J _{1 tg} | средний | Келловейский | 2,95 - 3,6 254 - 278 | | J _{2 k} | | | | | | | | ___ В ₂ ² | | | | |
| Триасовая | верхний | рэтский | 370 (разрезы на островах) | | | | 2,9 - 3,1* 350 - 470 | | T _{3 vs} | верхний | ? | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | норийский | о.Хейса 520 | 2,97-3,13 262 | | 3,2 - 3,5* 230 - 760 | | T _{3 hs} | норийский-карнийский | | 4,3 - 4,5 340 - 814 | | T _{3 k-n} | | | | | | | | | | ___ Б | | | | |
| | | карнийский | - | 3,64 - 4,21 (4,69) 995 | | 3,6 - 4,0* 230 - 880 | | T _{3 gr} | | | средний | ладинский | - 540 - 609 | | T _{2 l} | | | | | | | | | | | | |
| | средний | ладинский | 2,76 - 3,15 677 | 3,79 - 4,49 701 | | 4,0 - 4,5* 300 - 2400 | | T _{2 er} | анизийский | - 230 - 460 | | T _{2 a} | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | анизийский | - | 4,49 - 5,0 743 | | 4,5 - 4,7* 700 - 1500 | | T _{2 mt} | | нижний | оленекский | - 1540 - 1760 | | T _{1 o} | | | | | | | | | | | | | |
| | нижний | оленекский-индский | 3,15-3,77 326 | | | 4,8 - 5,0* 650 - 1300 | | T _{1 bl} | индский | - 1467 | | T _{2 i} | | | | | | | | | | | ___ I (A) | | | | |
| 3,48-4,62 331 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Пермская-каменноугольная | нижний (P ₁) - верхний (C ₃) | | 5,95 85 | - | | 5,1 - 5,4* 600 - 1900 | | C-P ₁ | 5,0 - 6,1 200 - 300 | | | | C - P ₁ | | | | | | | | | | | | | | |
| | | Средний (C ₂) | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | Нижний (C ₁) | 5,95 165 | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Девонская | Верхний | | | | 5,4** 180 | | D ₃ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Верхний протерозой | Верхний рифей-венд | | 5,65-6,02 503 | - | | 5,6 - 6,0* 700-3300(?) | | PR ₂ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| Шельф восточной части Карского моря | | | |
|-------------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|
| Система | скорость (Vпл) км/сек мощность м | Индекс на карте | Отражающие горизонты |
| Четвертичная | 1,65 25-100 | E - H | ___ Д ₂ ¹ |
| неогеновая | 1,7-2,0 10-100 | N | ___ Д ₁ |
| Меловая-палеогеновая | 2,1-2,3 5-70 | K ₂ -P ₁ | ___ Г ₂ |
| Меловая | 2,4-2,5 25-150 | K ₁ | ___ Г _n |
| Юрская-меловая | 2,6 - 2,8 70-135 | J ₃ -K ₁ | ___ В |
| Триасовая-юрская | 3,2-3,3 280-600 | T ₃ -J ₁ | ___ Б |
| Пермская-триасовая | 3,5-3,7 340 | P ₃ -T ₁ | ___ I (A) |
| Каменноугольная-пермская | 3,6-3,8 50-150 | C ₃ -P ₁ | ___ III ² |
| Девонская | 3,5-4,2 600-1700 | D | ___ III ¹ |
| Силурийская | 4,5-4,7 1470 | S | ___ IV |
| Ордовикская | 4,7-4,9 1000-1850 | O | ___ V |
| Венд-Кембрийская | 5,0-5,5 3300 | V - € | ___ VI |
| Верхний протерозой | 5,6-5,9 1300-5000 | RF | ___ Ф ₁ |
| | 5,9-6,2 - | PR ₁ | |

Примечание: * – сейсмокомплексы для которых скорости (V_Г) – по данным КМПВ; ** – сейсмокомплексы для которых скорости (V_Г) – предполагаемые

рования МПВ, предполагаемые скорости (V_T) в районе островов Средний и Самойловича составляют 5,0-5,5 км/сек. Кровля сейсмокомплекса на этом участке залегает на глубине 1,8 км [108], что плохо согласуется с наличием полного разреза вышележащих отложений (O_1-S_{1-2}), поскольку их суммарная мощность на арх. Северная Земля составляет 3,0 км. В центральной части Предсевероземельского прогиба (интервал 15000-15500 профиля 3-АР) подошва сейсмокомплекса прослежена на глубине 10,0 км, а мощность составляет 3800-3900 м. На юго-западном продолжении профиля 3-АР, в районе южного замыкания вала Наливкина (интервал 11200-12500) кровля венд-кембрийских отложений установлена на глубинах 1,5-1,6 км, а мощность их сокращается до 600-1400 м.

В юго-западной части Северотаймыро-Североземельского геологического района (лист S-44-46) по профилю 4-АР, пройденному ФГУ НПП «Севморгео» от северного побережья полуострова Таймыр (п-ов Михайлова) в северо-западном направлении, венд-кембрийский сейсмокомплекс со скоростями (V_T) – 5,0-5,5 км/сек установлен на юго-восточном окончании профиля в интервале 35300-34200. На участке от полуострова Михайлова до южной рамки листа T-45-48 (86°00' в.д.) кровля сейсмокомплекса залегает на глубине около 1,0 км от поверхности дна, а мощность его колеблется от 400 до 1000 метров. Верхняя часть разреза сейсмокомплекса, предположительно, соответствует мининской толще, возраст которой, по данным определений изотопного возраста детритовых цирконов на островах Известий ЦИК, Русский и архипелага Норденшельда, отвечает нижнему – среднему кембрию.

Далее к северо-западу, вплоть до пересечения с границей листа T-45-48 (77°00'с.ш.), кровля венд-кембрийского сейсмокомплекса с четким полого-волнистым характером постепенно погружается до глубины 3-5 км, а мощность отложений изменяется от 400-600 м на поднятиях складчатого фундамента до 2500-2600 м – во впадинах. Углы падения пород в краевых частях поднятий составляют 15-20°. Следует отметить, что при интерпретации сейсмических материалов профиля 4-АР авторы отчета ФГУНПП «Севморгео» выделяют самостоятельный рифейский-вендский сейсмокомплекс (отражающие горизонты F_1-F). В пределах Карской плиты скорости (V_T) для указанного сейсмокомплекса составляют 5,6-5,9 км/сек. Кровля его фиксируется на глубинах 4-5 км от поверхности дна, а мощность колеблется от 2400 до 4000 м.

В северо-западной части площади работ, по восточному борту желоба Воронина (северное окончание профиля 130024 ОАО «СМНГ»), к западу от о. Пионер), в отличие от других профилей, на временной сейсмограмме четко выделяется отражающий горизонт VI (подошва венд-кембрия), который прослеживается на глубинах 8,0-8,6 км от поверхности дна. Мощность отложений сейсмокомплекса колеблется от 1900 до 2300 м, что хорошо согласуется с общей мощно-

стью кембрийских отложений центральной и восточной частей о. Октябрьской Революции [107].

Ордовикская система (сейсмокомплекс ${}^s\text{O}$), по данным зондирования МПВ, выделяется на всей площади со скоростями (V_T) 4,7-4,9 км/сек. Подошва сейсмокомплекса (отражающий горизонт V) четко прослеживается на всех временных разрезах и является нижним реперным горизонтом при составлении сейсмостратиграфической шкалы. На северо-восточной оконечности профиля 3-AP, в районе островов Средний и Самойловича, глубина залегания подошвы сейсмокомплекса составляет 1,7-1,8 км при мощности 1,0 км. В центральной части Предсевероземельского прогиба (интервал 15000-15500 профиля 3-AP) глубина залегания подошвы ордовикского сейсмокомплекса составляет 6,0 км, а мощность увеличивается до 2900 м, что резко превышает фактические мощности ордовикских отложений о. Октябрьской Революции (1700-1800 м), установленной при ГГС-200 [74].

В прогибе Уединения (западная рамка листа Т-45-48) на профиле 3-AP в интервале 8000-10500 подошва сейсмокомплекса установлена на глубинах 4,8-3,5 км, постепенно повышаясь в юго-западном направлении. Мощность ордовикских отложений изменяется от 2200 м в северо-восточной части прогиба до 1000 м – в юго-западной, на поднятии фундамента.

По профилю 4-AP, от северного края Северо-Михайловской впадины и до западной границы листа Т-45-48 ($77^{\circ}00'$ с.ш.), выделялся объединенный *ордовикский – силурийский* сейсмокомплекс (${}^s\text{O-S}$, отражающий горизонт V по подошве). Для сейсмокомплекса принимались скорости (V_T) = 4,5-4,9 км/сек. На юго-востоке глубина залегания кровли сейсмокомплекса составляет 0,9-1,0 км, постепенно понижаясь в северо-западном направлении до 1800 м (у западной рамки листа Т-45-48). Мощность сейсмокомплекса незначительна и колеблется от 600 до 1200 м.

По данным обработки сейсмических материалов по профилю 3-AP [108] предлагалось дробное расчленение ордовикского сейсмокомплекса на подкомплексы: ${}^s\text{O}_1$ (отражающий горизонт кровли V_1); ${}^s\text{O}$ (отражающий горизонт кровли V_2) и ${}^s\text{O}_3\text{-S}_1$ (отражающий горизонт кровли IV). Предлагаемый скоростной интервал ордовикских отложений (V_T = 4,7-4,9 км/сек) не позволяет проводить столь дробное членение, тем более, что плотностные характеристики ордовикских пород крайне изменчивы и колеблются от $2,07 \text{ г/см}^3$ до $2,83 \text{ г/см}^3$.

Силурийская система (сейсмокомплекс ${}^s\text{S}$, отражающий горизонт подошвы IV) выделяется на всей площади акватории в очень узком скоростном интервале (V_T = 4,5-4,7 км/сек по данным зондирования МПВ). На о. Октябрьской Революции в разрезе силура преобладают известняки, доломиты, органогенные известняки с маломощными прослоями гипсов. Плотность пород изменчива и составляет $2,19\text{-}2,67 \text{ г/см}^3$. Предлагаемые скоростные параметры не соответствуют лито-

логическому составу пород сейсмокомплекса, так как даже глинистые органогенные известняки каменноугольного – раннепермского возраста по скважине Нагурская архипелага земля Франца-Иосифа имеют скорость ($V_{пл}$) = 5,95 км/сек.

Отражающий горизонт IV (подошва нижнего силура) – единственный горизонт, выделение которого обосновано находками фаунистических остатков на суше. На северо-восточной оконечности профиля 3-АР (район островов Средний и Самойловича) указанные отложения выходят на поверхность дна и подтверждаются фаунистическими остатками нижнего и нижней части среднего силура на указанных островах (снежинская, светлинская и самойловичская свиты). Мощность силурийского сейсмокомплекса на северо-восточном окончании профиля 3-АР составляет всего 500 м, что значительно меньше общей мощности силурийских отложений западной части архипелага Северная Земля (1200-1400 м). На продолжении профиля в юго-западном направлении, в средней части Предсевероземельского прогиба (интервал 15000-15500), подошва сейсмокомплекса прослежена на глубине 4,5 км, а мощность его увеличивается до 2200 м.

В районе поднятия островов Сергея Кирова на южном окончании профиля 130822 (ОАО «СМНГ»), пройденного от северной части о. Исаченко в субмеридиональном направлении до северо-западной рамки листа Т-45-48, силурийский сейсмокомплекс прослежен на глубинах 400-500 м и срезается юрско-меловыми отложениями плитного чехла. Мощность сейсмокомплекса на этом участке составляет около 1200 м. Далее в северо-западном направлении (центральная часть прогиба Уединения, интервал 7000-8000 профиля) мощность сейсмокомплекса уменьшается до 500-600 м, а граница между подошвой нижнего девона и силуром (отражающий горизонт III¹) на временных сейсмограммах становится неотчетливой. В северо-западной части профиля (центральная часть поднятия Наливкина, интервал 3400-3600) силурийские отложения полностью выклиниваются.

Девонская система (сейсмокомплекс ^sD, отражающие горизонты III¹-III²). По данным геолого-геофизической интерпретации опорного профиля 3-АР ФГУНПП «Севморгео» [108], в разрезе девонских отложений выделяются нижний (^sD₁₋₂) и верхний (^sD_{3-Р}) подкомплексы со скоростями ($V_{Г}$) = 3,8-4,2 км/сек и 3,5-3,7 км/сек, соответственно. Авторы листов считают наличие каменноугольных-пермских отложений на акватории в прогибах крайне спорным и предлагают выделить единый девонский сейсмокомплекс со скоростями 3,5-4,2 км/сек. При этом следует иметь в виду, что плотность девонских отложений на островах Пионер и Октябрьской Революции изменчива. Для нижнего девона она составляет 2,31-2,67 г/см³; средний девон характеризуется пониженной плотностью пород – 2,07-2,35 г/см³ и повышенной открытой пористостью, а для верхнего девона плотность пород колеблется от 2,26 до 2,65 г/см³. Соответственно, и граничные скорости ($V_{Г}$) верхнего и нижнего девона должны быть выше, чем у среднего. Это хорошо видно на временных сейсмограммах по северо-восточной оконечно-

сти профиля 3-AP (район островов Средний, Самойловича). Здесь в подошве и кровле девона выделяются два четко выраженных отражающих горизонта, связанных с более плотными коренными породами, чем остальная часть девонского разреза. На этом участке, в 25 км к юго-западу от побережья о. Стрелка (арх. Седова), девонские породы подходят близко к поверхности дна и перекрыты мало-мощным чехлом верхнетриасовых – нижнеюрских и верхнеюрских – нижнемеловых осадков (сейсмоакустический профиль 113, ПМГРЭ, 2008 г.). Для отображения структурности рисовки коренных пород (S – D) на участке архипелага Седова и о. Самойловича маломощные верхнетриасовые – нижнемеловые отложения не показаны на геологической карте дочетвертичных образований.

Далее в юго-западном направлении в центральной части Предсевероземельского прогиба (интервал 14500-15000 профиля 3-AP) кровля девонского сейсмокомплекса установлена на глубинах 600-800 м, а отложения комплекса постепенно выклиниваются к северо-восточному борту поднятия Наливкина. По западной рамке листа Т-45-48 (интервал 8750-11000 профиля 3-AP) в прогибе Уединения кровля девонского сейсмокомплекса постепенно понижается до 800-1300 м, а в центральной части поднятия Уединения снова повышается до 400 м. Мощность сейсмокомплекса в центральной части прогиба Уединения составляет 1300 м и сокращается до 600 м на Широком поднятии.

Очень сложная геологическая обстановка отмечается на северо-западном склоне желоба Воронина. В интервале 8000-10000 профиля 130822 (ОАО «СМНГ») отмечается серия нарушений дотриасового возраста (всего 7 нарушений) со смещением от первых сотен метров до 1,5-2,0 км. Достоверно кровля нижнедевонских отложений устанавливается на глубинах 650-700 м только в интервале 9000-10000, где породы девона срезаны отложениями позднего триаса – раннего мела. Мощность нижнедевонского сейсмокомплекса составляет всего 370-380 м. На северо-западном окончании профиля 130822 (интервал 8000-7000) из-за мелкоблокового строения и наличия изоклиальной складчатости волновая картина на временных сейсмограммах настолько неотчетлива, что выделение девонского сейсмокомплекса крайне затруднено. Авторы отчета [107] в интервале 8000-8400 показывают очередное поднятие складчатого фундамента, где нижнесилурийские отложения (отражающий горизонт IV) на глубинах 400-450 м от поверхности дна перекрыты породами плитного чехла, а девонские отложения вообще отсутствуют.

Каменноугольная-пермская системы. По данным обработки геолого-геофизических материалов ФГУНПП «Севморгео» по опорному профилю 3-AP, указанные отложения входят в состав объединенного сейсмокомплекса верхнего девона-перми (D_3-P) – отражающие горизонты подошвы и кровли – III₂ и II. Авторы листа считают, что отложения карбона – перми на акватории восточной части Карского моря, скорее всего, отсутствуют, или выявление их сейсмическими

методами практически невозможно. Предполагаемый сейсмокомплекс (${}^sC_3-P_1$), отражающие горизонты III^2-I , выделяется только в юго-западной части листа Т-45-48, в южной части прогиба Уединения при сочленении его с юго-западной частью поднятия Исаченко, где по профилю МОГТ 130807 (интервал 4000-5800) четко прослеживается сейсмотолща, которая с отчетливо выраженным угловым и стратиграфическим несогласием срезает отложения ордовика-силура и нижне-среднего(?) девона. Учитывая приуроченность сейсмокомплекса в целом к Северо-роземельскому выступу, возраст этих отложений принимается условно позднекаменноугольным-раннепермским (C_3-P_1) по аналогии с ахматовской толщей юго-восточной части фиорда Матусевича о. Октябрьской Революции. Прослеженный в кровле сейсмокомплекса горизонт I(A) связывается с региональной эрозионной поверхностью, формирование которой приурочено ко времени окончательного закрытия прогибов в пределах Карской плиты. Скорости отложений сейсмокомплекса (V_r) составляют 3,6-3,8 км/с, а мощность отложений составляет 340 м в западной части и постепенно выклинивается в северо-восточном направлении.

Пермская-триасовая системы (${}^sP_3-T_1$). Нерасчлененный сейсмокомплекс позднепермских – нижнетриасовых отложений выделяется в юго-западной части площади работ. При проведении ледовых работ ВВЭ «Север-87» от о. Ушакова до средней части желоба Воронина в восток-северо-восточном направлении был выполнен профиль зондирования МПВ и МОВ. По результатам работ был выделен позднепермский-раннетриасовый сейсмокомплекс (отражающие горизонты I(A)-Б) со скоростями 4,4-4,7 км мощностью 100-150 м. В центральной части желоба Воронина кровля сейсмокомплекса установлена на глубине 1,5 км при постепенном повышении её в юг-юго-западном направлении (район о. Ушакова) до 0,5 км.

В пределах листа Т-45-48 предполагаемые выходы сейсмокомплекса (${}^sP_3-T_1$) могут быть зафиксированы только в самой северной части желоба Воронина. При этом следует иметь в виду, что скоростные характеристики позднепермских – триасовых пород архипелага Земля Франца-Иосифа из-за насыщенности пластовыми интрузиями основного состава не приемлемы для амагматичных одновозрастных отложений Карского моря. Возможно, для этого сейсмокомплекса можно принять скорости 3,5-3,7 км/сек, установленные ФГУНПП «Севморгео» для нерасчлененных отложений верхнего девона – перми.

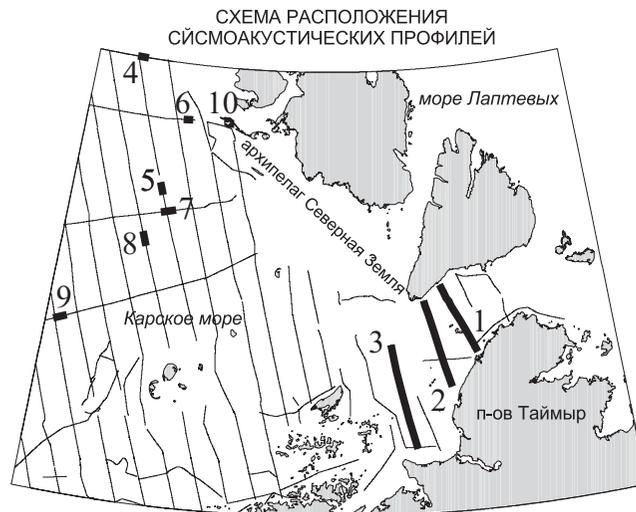
В юго-западной части района работ (на границе с листом Т-41-44) предполагаемые выходы позднепермских – раннетриасовых отложений на поверхность дна закартированы на участке от $76^{\circ}00'$ до $76^{\circ}25'$ с.ш. Основанием для выделения этих отложений послужило наличие значительного количества палиноформ позднепермского – раннетриасового возраста в спорово-пыльцевом комплексе донных осадков, нахождение в ДКМ магматических пород основного состава и

наличие отрицательных магнитных аномалий. Морфология заверенных на акватории аномалий свидетельствует о возможности их отнесения к зверинской свите (T_1 зv) восточного Таймыра. На профиле 130520 (ОАО «СМНГ»), пройденном в север-северо-западном направлении в интервале 17200-18600 выделяется *позднепермский – раннетриасовый сейсмокомплекс* ($^{\delta}P_2-T_1$) с отражающими горизонтами I(A)-Б. Мощность отложений поздней перми – раннего триаса составляет около 340 м, что хорошо согласуется с мощностью зверинской свиты на восточном Таймыре. Граничные скорости (Vr) сейсмокомплекса отвечают значениям 3,5-3,7 км/сек.

Возраст отложений сейсмокомплекса устанавливается на основании наличия переотложенных микрофоссилий из комплекса, переходного от верхней перми (татарский ярус) к нижнему триасу (P_2-T_1). Комплекс представлен *спорами*: *Cirratrigrac ornatus* (Luber.) Hart., *Punctatisporites* R. Pot. et Kremp. и другими; *пыльцой* хвойных растений с ребристой экзиной тела: *Striatolebachiiites* War. Et Sauer, *Striatoxaploхурpinus* sp., *Vittatina* sp. и другими. По заключению палинолога О. В. Руденко (2009 г), указанный комплекс палиноформ встречен в призабойных интервалах ударных трубок в юго-западной части площади. Количество древних палиноформ указанного возраста составляет до 12% от общего содержания.

Триасовая – юрская системы. Для этого возрастного уровня выделяется объединенный верхнетриасовый – нижнеюрский сейсмокомплекс (T_3-J_1 , отражающие горизонты Б-В). Отложения комплекса смяты в пологие складки с углами падения на крыльях не более $3-5^{\circ}$, в связи с чем он включается в состав платформенного чехла. Литифицированные породы нижней части сейсмокомплекса являются акустическим фундаментом при проведении сейсмоакустического профилирования на акватории восточной части Карского моря. Для нижней части сейсмокомплекса волновая картина отсутствует, а для верхней части разреза характерно волновое поле, насыщенное протяженными слабоволнистыми параллельными рефлекторами (сейсмоакустический профиль 46, рис. 2). Сейсмоакустический профиль, пройденный от западной рамки листа до о. Средний по широте $79^{\circ}30'$ с.ш. (126-1-4, 113 – ПМГРЭ, 2008 год), характеризуется спокойным волновым полем описываемого сейсмокомплекса. Только на восточном окончании профиля 113 (интервал 10-22 км) верхнетриасовые-нижнеюрские отложения смяты в пологие складки с размахом крыльев 3-4 км и углами падения $5-7^{\circ}$ (рис.3). Сходная картина прослежена и на профиле 128, пройденном по широте $80^{\circ}00'$ с. ш. от западной рамки листа. Фрагмент этого профиля показан на рисунке 4. Для отложений сейсмокомплекса приняты скорости 3,2-3,3 км/сек. Мощность отложений изменчива и колеблется от 180 м до 400 м (до первого кратного отражения).

Возраст отложений сейсмокомплекса определяется находками палиноформ верхнего триаса, которые включают в себя споры *Leschikisporites oduncus* (Lesch.)



- 1 - профиль 43
- 2 - профиль 42
- 3 - профиль 46
- 4 - профиль 128-2 (фрагмент)
- 5 - профиль 106-1 (фрагмент)
- 6 - профиль 126-1 (фрагмент)
- 7 - профиль 110 (фрагмент)
- 8 - профиль 105-4 (фрагмент)
- 9 - профиль 109 (фрагмент)
- 10 - профиль 113

СЗ

ЮВ

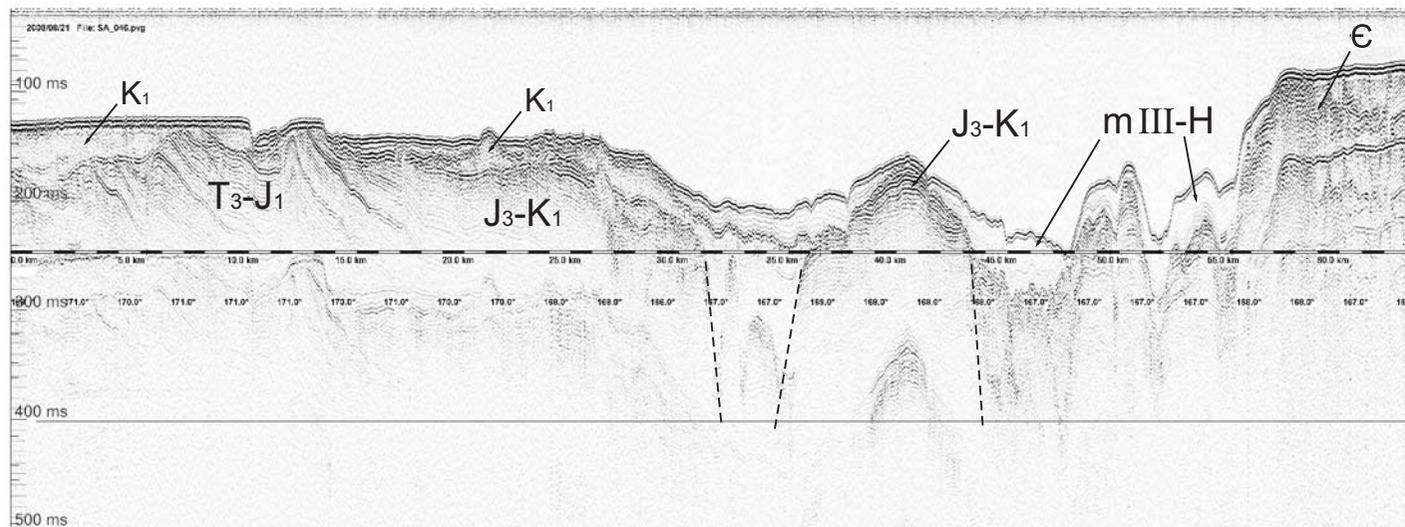


Рис.2. Сейсмоакустический профиль 46, НИС “Фритъоф Нансен”, 2008 г.
Характер взаимоотношения кембрийских, триасово-юрских, меловых и четвертичных отложений (залив Толля).

3

B

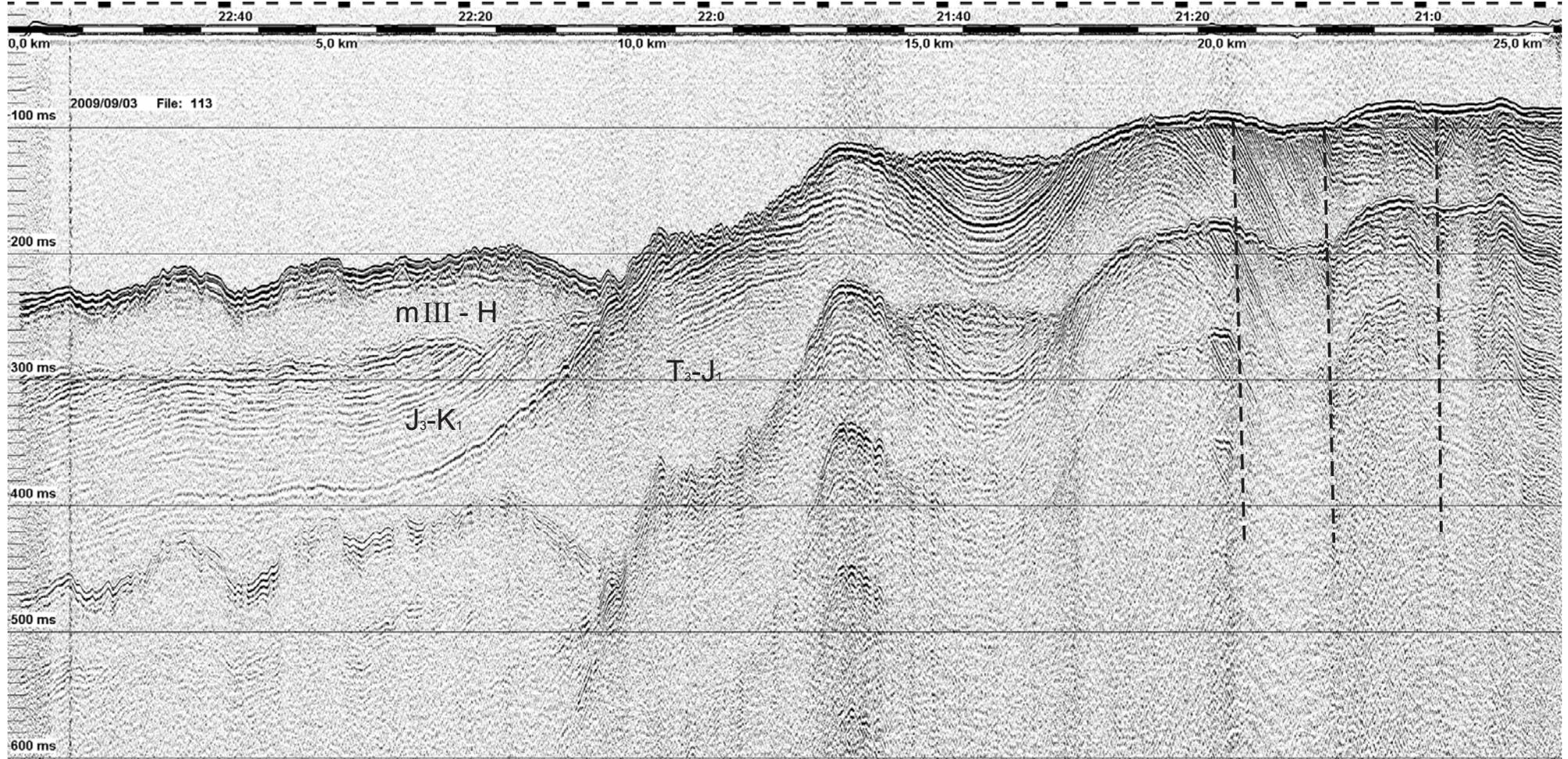


Рис. 3. Сейсмоакустический профиль 113 НИС “Фритьоф Нансен”, 2009 г.
Характер залегания мезозойских и четвертичных (верхнеоплейстоценовых) отложений.

3

B

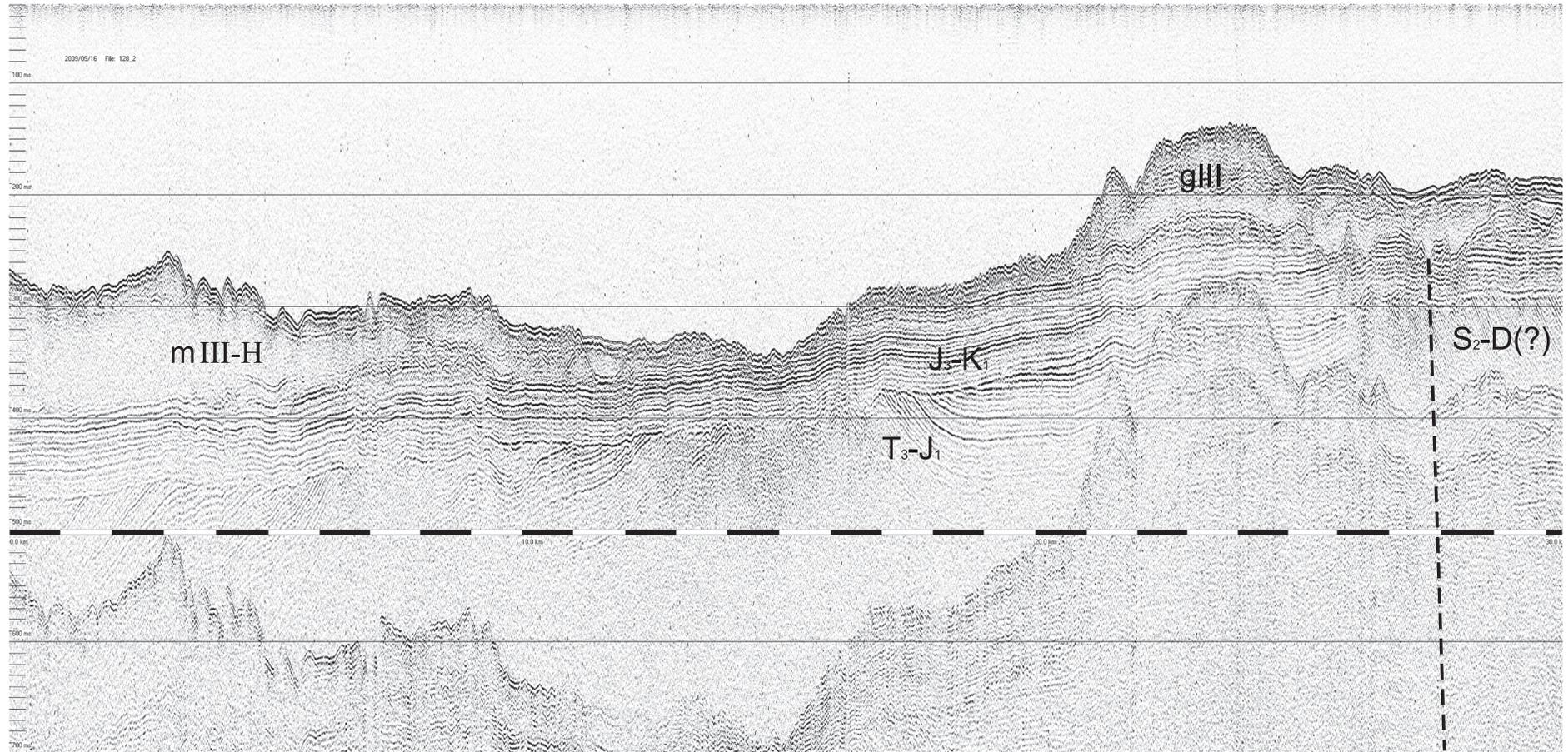


Рис.4. Фрагмент сейсмоакустического профиля 128-2 НИС “Фритъоф Нансен”, 2009 г.
Характер сейсмозаписи, отражающей залегание пород осадочного чехла.

Pot., *Marattisporites* sp., *Jsmunda* sp. и пыльцу гингковых – *Entylissa* Naum., *E. cusadites* Naum. По заключению О. В. Руденко, указанные формы являются руководящими для карнийского, норийского и рэтского ярусов верхнего триаса и переходными к нижней юре. Количество поздне триасовых – раннеюрских видов спор и пыльцы колеблется от 42% до 58% от общего количества всех определенных палиноформ.

Средний отдел юрской системы. Отложения этого возраста в восточной части Карского моря не установлены. Подтверждением этому служит отсутствие триасовых – среднеюрских осадков в разрезе параметрической скважины «Свердруп-1» (о. Свердрупа), где фаунистически охарактеризованные отложения верхней юры – нижнего мела (оксфордский – берриасский ярусы) с угловым и крупным стратиграфическим несогласием перекрывают слабометаморфизованные породы предполагаемого верхнего венда.

Ранне-среднеюрский комплекс спор и пыльцы по акватории установлен в трех станциях: Н-120, Н-122, Н-130, расположенных, соответственно, в центральной части желоба Воронина, к западу от о. Воронина и в юго-западной части листа Т-45-48. Пробы отобраны из ковшей и ударных трубок с глубин 0,15-1,1 м, то есть практически из голоценовых осадков. По заключению палинологов О.В.Руденко и Л.А.Фефиловой в пробах выделен представительный спорово-пыльцевой комплекс, в котором споры и пыльца ранне-среднеюрского возраста составляют 17-22% от общего количества палиноформ. Сохранность спор и пыльцы хорошая, что указывает на близость области сноса. Возраст определенных палиноформ, по данным палинологов, колеблется от синемюрского яруса ранней юры до батбайосского ярусов средней юры.

На полуострове Челюскин отложения нижней – средней юры (унгинская (J_1 - $2m$) и ханневичская (J_2/hn) свиты) установлены на восточном побережье полуострова от р. Унга до залива Фаддея. На акватории Карского моря унгинская свита зафиксирована в скважинах от м. Челюскин до м. Оскара, а ханневичская свита – на участке бухты Паландера, а также между о. Первомайский и мысом Вега на глубинах 20-40 м от поверхности дна.

Юрская – палеогеновая системы входят в состав плитного чехла Северо-Карской платформы, в котором выделяются верхнеюрский-нижнемеловой, нижнемеловой и верхнемеловой-палеогеновый сейсмические комплексы.

Верхнеюрский – нижнемеловой сейсмокомплекс (J_3 - K_1 , отражающие горизонты В – Гп). Выходы отложений комплекса на поверхности дна установлены в северо-западной части листа Т-45-48 (район желоба Воронина), на юго-западе акватории Карского моря, в западной части пролива Вилькицкого и вдоль юго-западного побережья о. Большевик от м. Касаткина до бухты Солнечная. Отложения с четко выраженным угловым и стратиграфическим несогласием перекрывают верхнетриасовые – нижнеюрские осадки, а на отдельных участках и более

древние породы. Для отложений комплекса принимаются скорости (V_{Γ}) = 2,6-2,8 км/сек. Характер взаимоотношений отложений J_3 - K_1 и поздне триасовых – раннеюрских пород хорошо виден на профиле 128-2, пройденном ПМГРЭ в 2009 г. (рис. 4). Отложения сейсмокомплекса образуют четко выраженную волновую картину с субгоризонтальным залеганием и срезают породы позднего триаса – ранней юры. Для них приняты скорости (V_{Γ})=2,6-2,8 км/сек, а мощность отложений колеблется от 70 до 135 м. Литологический состав пород отвечает, предположительно, терригенно-карбонатным и глинистым разностям, сходным с такими на архипелаге Земля Франца-Иосифа.

Очень интересный разрез юрско-меловых и меловых отложений был получен по профилю 043 (ПМГРЭ, 2008 г.) в западной части пролива Вилькицкого (рис. 5). На профиле хорошо видно сложное строение дна на участке от о. Первомайский до островов Гейберга, где развиты интрузии палеозойских гранитоидов. На южном склоне поднятия островов Гейберга граниты перекрыты морскими отложениями поздней юры – раннего мела, а на северном склоне поднятия прослеживается серия морских террас, выработанных в коренных породах (гранитах) в раннемеловое или мел-палеогеновое время. На северном окончании профиля у южного побережья о. Большевик мощность верхнеюрских – нижнемеловых отложений составляет около 80 м, что хорошо совпадает с мощностью мухинской свиты (J_3 - K_1 mh) на северо-западном побережье полуострова Челюскин (60-70 м). Возраст отложений комплекса обоснован находками раковин фораминифер по станциям Н-40 и Н-41 (западная часть пролива Вилькицкого), которые, по заключению В. А. Басова, характерны для юрско-мелового возраста, а единичные раковины (*Lenticulina* sp., *Spiroplectummina* sp.) близки к оксфорд – кимериджским видам.

В центральной части желоба Воронина (станции Н-114, Н-120) в составе ДКМ призабойных интервалов ударных трубок (225-230 см) найдены единичные фрагменты ростров мелких белемнитов, сходных с семейством *Hastitidae* и родом *Passaloteuthiode* Naef. По заключению И.В. Полуботко и Ю.С. Репина, распространение белемнитов указанных семейства и рода характерны для ранней – средней юры (тоарский – байосский ярусы). В ходе работ ВШЭ «Арктика-2007» на севере о. Шмидта (м. Земляной, лист U-44-48) на морской террасе высотой 10,0 м были обнаружены слабо окатанные обломки песчаников с юрской фауной, что является косвенным подтверждением наличия юрских – меловых отложений в северной части желоба Воронина. В песчаниках найдены неполные отпечатки и фрагменты ядер крупных (до 5-6 см) устриц *Liostrea* sp. indet и обломки ростров белемнитов семейства *Cilindroteuthidae* Nauf. По заключению И. В. Полуботко и Ю.С. Репина, наиболее вероятный возрастом указанных форм является средняя юра – ранний мел. Здесь же найдены обломки ростров белемнитов, близких к

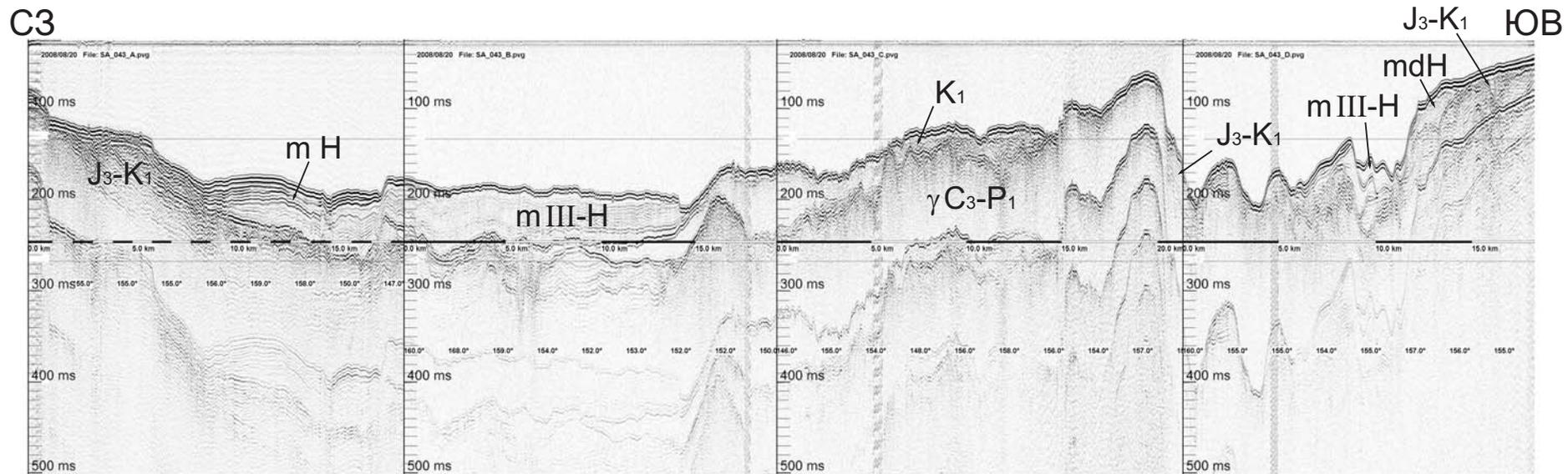


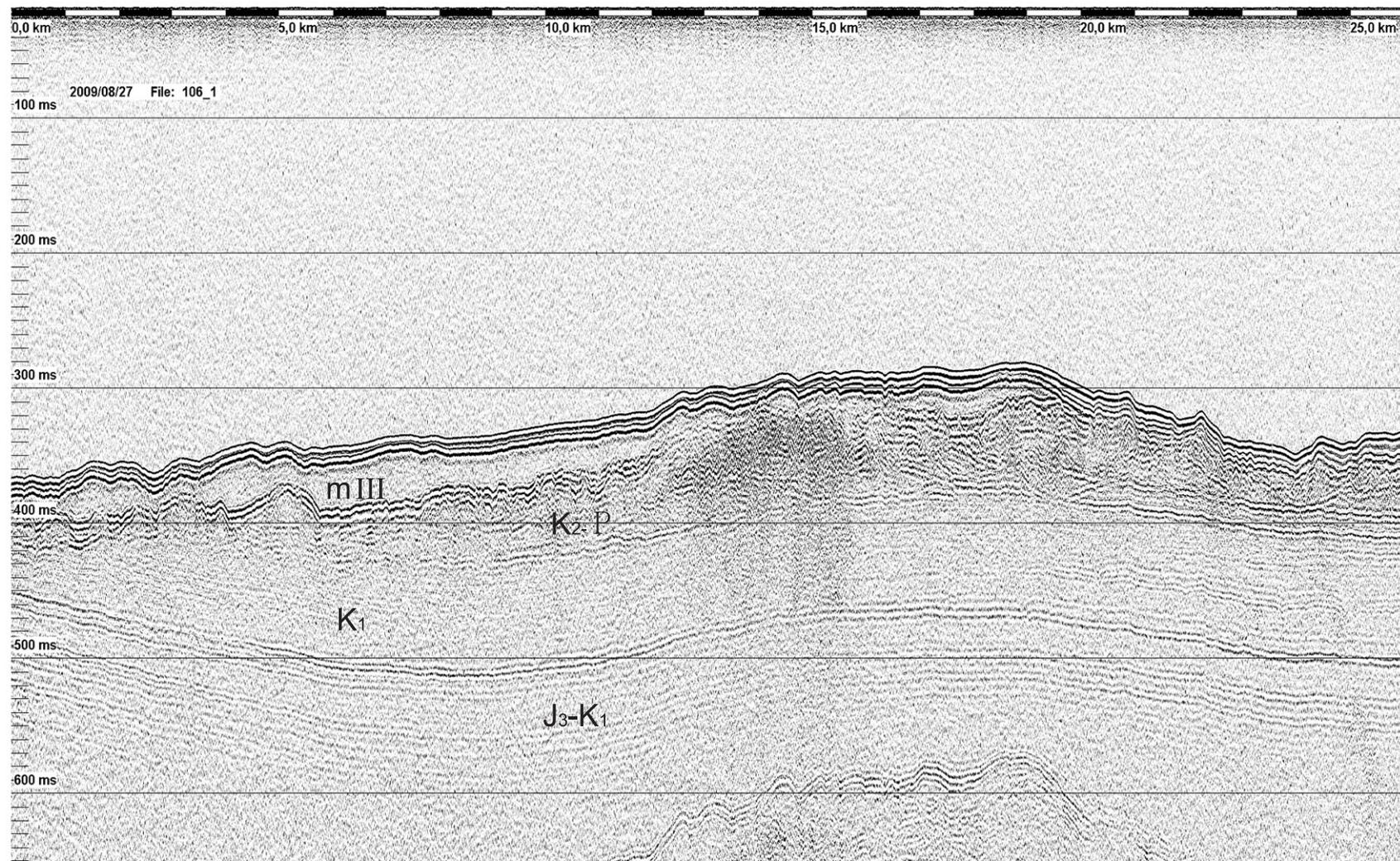
Рис.5. Сейсмоакустический профиль 043, НИС “Фригьов Нансен”, 2008 г. Пролив Вилькицкого.
Характер сейсмозаписи палеозойских гранитов, перекрываемых мезозойскими отложениями,
и верхнеоплейстоценовых осадков.

родам *Brachybelus (Arcobelus) Sach.* и *Passaloteuthis ignota* Naln., возраст которых определяется поздним тоаром – ранним ааленом (J_{1.2}).

Нижнемеловой сейсмокомплекс (^sK₁, отражающие горизонты Г_n-Г₂) является наиболее широко развитым из комплексов на акватории восточной части Карского моря и западной части моря Лаптевых. На временных сейсмограммах комплекс характеризуется прерывистыми короткопротяженными рефлекторами с четко выраженным субгоризонтальным залеганием. Характер залегания отложений этого сейсмокомплекса хорошо демонстрирует сейсмоакустический профиль 106-1, пройденный НИС «Фричьоф Нансен» в 2009 г. (Рис.6). Принятые для отложений сейсмокомплекса скорости (V_г) составляют 2,4-2,5 км/сек. Отложения комплекса согласно залегают на верхнеюрских – нижнемеловых породах и являются фациальным аналогом отложений шренковской свиты (K_{1sr}) северного Таймыра. В составе свиты, в том числе и по скважинам в устье Таймырской губы, заливе Толля, преобладают темноцветные алевриты, глины, пески с прослоями бурых углей различной мощности (единичные – до 5 м). На акватории к выходам отложений комплекса на поверхность дна приурочено обилие обломков углей и углистых пород в составе ДКМ.

Возраст отложений, по данным палинологов, различается для разных участков акватории. В южной части Карского моря, от широты о. Воронина до северного побережья полуострова Таймыр, в палинокомплексе преобладают споры и пыльца раннемелового (готеривский – барремский ярусы) возраста, содержание которых колеблется от 32 до 52% от общего количества определенных палиноформ. К югу от о. Октябрьской Революции в палинокомплексе начинают преобладать более молодые (аптский – альбский ярусы) нижнемеловые формы (палинологии О.В.Руденко, А. Ю. Шарапова). На сейсмопрофиле ПР-115 (ПМГРЭ, 2009 г), пройденном в субмеридиональном направлении от о. Ленина (арх. Норденшельда, о-ва Цивольки) и восточнее о. Воронина, на всем протяжении четко прослеживаются нижнемеловые осадки мощностью от 25 м на северном окончании профиля и до 130 м – на южном. Приведенные результаты хорошо согласуются с материалами ОАО «Севморнефтегеофизика», по данным которых мощность нижнемеловых отложений в пределах листа Т-45-48 колеблется от 50 до 150 м, увеличиваясь с северо-востока на юго-запад [107].

В северной части пролива Шокальского и северной части моря Лаптевых (к северо-востоку от о. Большевик) наличие нижнемеловых отложений на акватории подтверждается результатами палинологического анализа 9 проб из донных станций АФ-0719, 0720, 0721, 0722, отобранных с борта НИС «Академик Федоров» при проведении работ ВШЭ «Арктика-2007». В спорово-пыльцевом комплексе преобладают споры *Leiotriletes* sp., *Cyathea* sp., *Gleichenia angulata* Volk., *G. Carinata* Volk. и другие, характерные, по заключению А. Ю. Шараповой, для аптских – альбских отложений. В 6 пробах из станции АФ-0719, расположенной в



- Рис.6. Фрагмент сейсмоакустического профиля 106-1, НИС “Фричьоф Нансен”, 2009 г. Характер волнового поля в области распространения юрско-меловых и четвертичных осадков.

северной части пролива Шокальского, микрофаунистическим анализом установлен угнетенный комплекс мелких фораминифер, сформированный в открытом морском холодноводном бассейне (палеонтолог Ю. Ю. Аникина, г. Сыктывкар). В призабойном интервале (390-398 см от поверхности дна) в пробе были выделены единичные формы *Dentalina* sp. cf., *Melonis Zaandamae* Voorth., *Retroelfidium atlanticum* Gub., *Criboelfidium granatum* Gud., возрастной интервал которых ограничен концом среднего – началом позднего плейстоцена. По этой же станции (АФ-0719) есть заключение палинолога Л. Г. Дервяненко (г. Сыктывкар, 2009 г), который из 6 проб выделил палиноспектры с преобладанием пыльцы (86-89%) растений позднего эоцена.

Верхнемеловой – нижнепалеогеновый сейсмокомплекс (sK_2 - P_1 , отражающие горизонты G_2 - D_1) на сейсмоакустических профилях практически не отличим от нижнемелового комплекса (Профиль 109, рис 7). Скоростные параметры, принятые для отложений верхнего мела – нижнего палеогена составляют (V_T)=2,1-2,3 км/сек.

На геологической карте дочетвертичных отложений верхнемеловые – нижнепалеогеновые отложения закартированы в центральной части площади акватории от 74°40' с.ш. и далее к югу до о. Русский. Фрагментарные выходы этих отложений показаны на карте по восточному борту желоба Воронина (к западу от о. Пионер) и по западному борту желоба у его южного замыкания. Выделение отложений данного возраста подтверждается наличием в спорово-пыльцевом комплексе типичной для маастрихтского-датского ярусов пыльцы древних покрытосеменных растений: *Aquilapollenites* Rouse, *Gothaipollis* Pfl., *Cornus* L., *Viburnum* sp. и других. По заключению палинологов (О. В. Руденко, А. Ю. Шарапова), выделенные палинокомплексы в отложениях Карского моря хорошо сопоставляются с позднемеловыми – датскими комплексами северной части Западно-Сибирской низменности. Мощность отложений верхнего мела – нижнего палеогена составляет 60-70 м.

Отложения позднемелового – раннепалеогенового возраста отрисованы также в самой северо-восточной части листа Т-45-48 на континентальном склоне котловины Нансена (ниже изобаты 1800 м). Основанием для этого послужили данные опробования станции АФ-0723 (НИС «Академик Федоров», 2007 г.), отобранной с глубины 2800 м в координатах 80°03' с.ш. – 109°55' в.д. (северная рамка листа Т-49). По двум пробам, в интервалах 90-92 и 187-189 см от поверхности дна, был выделен смешанный раннемеловой (аптский – альбский) и позднемеловой – палеоценовый палинокомплексы. По заключению А. Ю. Шараповой, в палиноспектре преобладают споры (55-62%), а пыльца голосеменных растений составляет 36-40%. Примесь четвертичных форм незначительна и составляет 1-2%.

Ю3

СВ

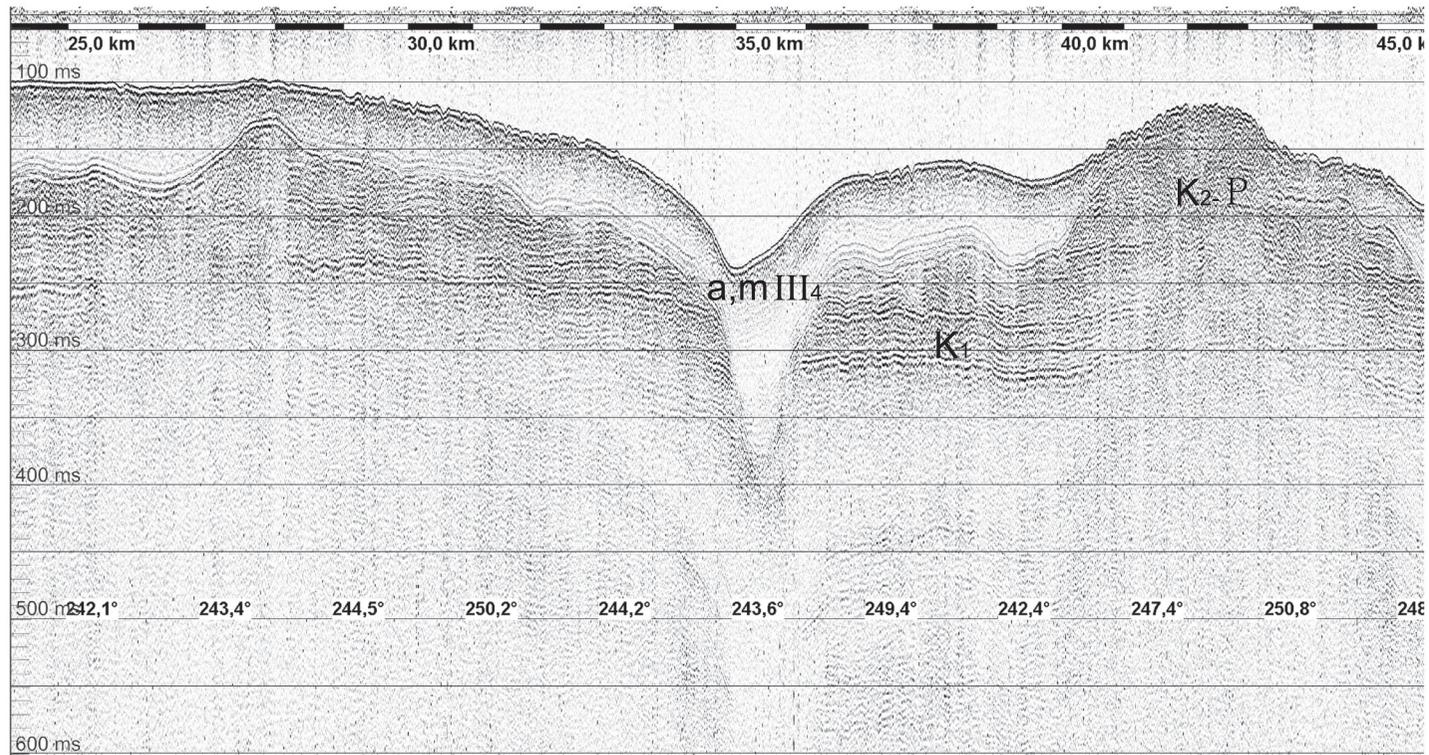


Рис.7. Фрагмент сейсмоакустического профиля 109, НИС “Фритьоф Нансен”, 2009 г.
Палеорез в меловой толще, выполненный верхненеоплейстоценовыми морскими осадками.

На о. Большевик и полуострове Челюскин установлены площадные коры химического выветривания мел – палеогенового возраста, залегающие как на юрско-меловых, так и на домезозойских образованиях. Коры выветривания представлены пестроокрашенными глинами каолинит – монтмориллонитового состава с примесью гидрослюды, песчанистого материала, щебня вмещающих пород, галек и мелких валунов кварца. Возраст кор выветривания установлен по остаткам спор и пыльцы из глин, развитых на метаалевролитах нижнекембрийской паландерской толщи на участке бух. Паландера. Учитывая различный характер развития суши и моря в позднемеловую – раннепалеогеновые эпохи, судить о наличии и возможном составе таких отложений на акватории трудно. Косвенным указанием на присутствие фрагментов кор химического выветривания на дне Карского моря является наличие магнетит-гематитовых сростков в составе тяжелой фракции шлихов из донных станций. На полуострове Челюскин такие сростки входят в состав мел – палеогеновых кор выветривания и продуктов их переотложения.

В районе зал. Терезы Клавенес (западная часть моря Лаптевых) наличие кор выветривания установлено буровыми скважинами [77]. Площадные коры выветривания залегают на верхнерифейских, верхневендских – нижнекембрийских породах, позднепалеозойских гранитоидах и мезозойских отложениях. Мощность коры колеблется от 5 до 30 и более метров. Наиболее мощные коры выветривания развиты по гранитам. Отложения представлены дресвяно-щебнистым материалом с незначительной примесью песка и глины. Состав кор выветривания зависит от состава подстилающих пород. Возраст принимается условно по аналогии с корами выветривания на полуострове Челюскин.

Неогеновая система. Отложения верхнего отдела неогена (плиоцена) вскрыты отдельными скважинами при ГСШ-200 [99] на участке западного побережья п-ва Челюскин между заливом Дика и Гафнер-фьордом, и на акватории юго-восточной части Карского моря вблизи бух. Паландера. Плиоценовый возраст отложений принят условно (палинологические и микрофаунистические исследования осадков не проводились) на основании литологического сходства с плиоценовыми отложениями на суше.

Аллювиально-морские пелит-алеврит-песчаные отложения (миктиты) заполняют узкие желоба в районе арх. Норденшельда. У западного побережья п-ова Челюскин они залегают на морском дне на мезозойских породах в локальных впадинах, и мощность их колеблется от 10 до 80 м. В разрезе миктитов выделяются горизонты с погребенным аллювием, обогащенные обломочным материалом. Возраст отложений, по аналогии со сходными осадками западного побережья полуострова Челюскин, принимаются условно плиоценовым [99].

В заливе Терезы Клавенес скважинами вскрыты сходные осадки, залегающие на домезозойских образованиях, рыхлых мезозойских отложениях и палеогено-

вых корях выветривания. Отложения представлены переслаиванием песков различной размерности и темных глин с остатками растительности. Выше залегают осадки казанцевского или каргинского горизонтов. Мощность миктитов колеблется от 38 до 56 метров. По данным изучения вещественного состава отложений сделан вывод об аллювиально-морских условиях осадконакопления. Микрофаунистических остатков в отложениях не обнаружено и они условно датированы как плиоцен – среднеплейстоценовые [77].

В северо-западной части площади (западный борт желоба Воронина, 80°с.ш.) в интервале 185-195 см донной станции 228 установлен смешанный комплекс фораминифер. По заключению В. А. Басова (2011 г.), преобладают плиоценовые виды *Cibicides grossus* Ten Dam et Rien., *Cassidulina teretis* Tarpan и другие. Сходный комплекс плиоценовых фораминифер установлен по ст. 191 (интервалы 110-115 и 160-175 см) у юго-западного берега острова Самойловича (изобата 50 м). Кроме преобладающих указанных плиоценовых форм, в незначительном количестве отмечаются четвертичные фораминиферы (Басов В. А., Куприянова Н. В., 2011 г.).

Сеймостратиграфия четвертичных отложений

Подробное описание четвертичных отложений морского дна приводится в разделе «Стратиграфия», где эти отложения описываются в единой стратиграфической последовательности с четвертичными отложениями суши. В данном разделе даётся только их сейсмоакустическая характеристика.

По результатам анализа материалов сейсмоакустического профилирования по четвертичным образованиям, вслед за авторами соседнего (западного) листа [14], выделено 5 сеймостратиграфических комплексов (ССК), которые по фаціальным признакам разделены на сеймопачки (ССП). В сводном разрезе присутствуют (снизу вверх):

1. ССК-III – объединённый нижнее-среднеоплейстоценовый сеймокомплекс (Д2-Д21) с «кrapчатой» и «пунктирной» сейсмозаписью, без протяжённых осей синфазности, соответствующий морским и ледниково-морским осадкам (m,gmI-II), выделяются только на разрезах, залегая в основании четвертичных отложений и несогласно перекрывая дочетвертичные образования (рис. 8, 9). С вышележащим ССК видимое несогласие отсутствует. Мощность ССК-III изменяется от 5 до 20 м.

2. ССК-II-III – нерасчленённые среднеоплейстоцен-верхнеоплейстоценовые комплексы (Д2-Е1) с «хаотической» сейсмозаписью, формирующие продолговатые положительные аккумулятивные формы подводного рельефа с неровной поверхностью и относительным превышением до 45 м. (g,gmII-III);

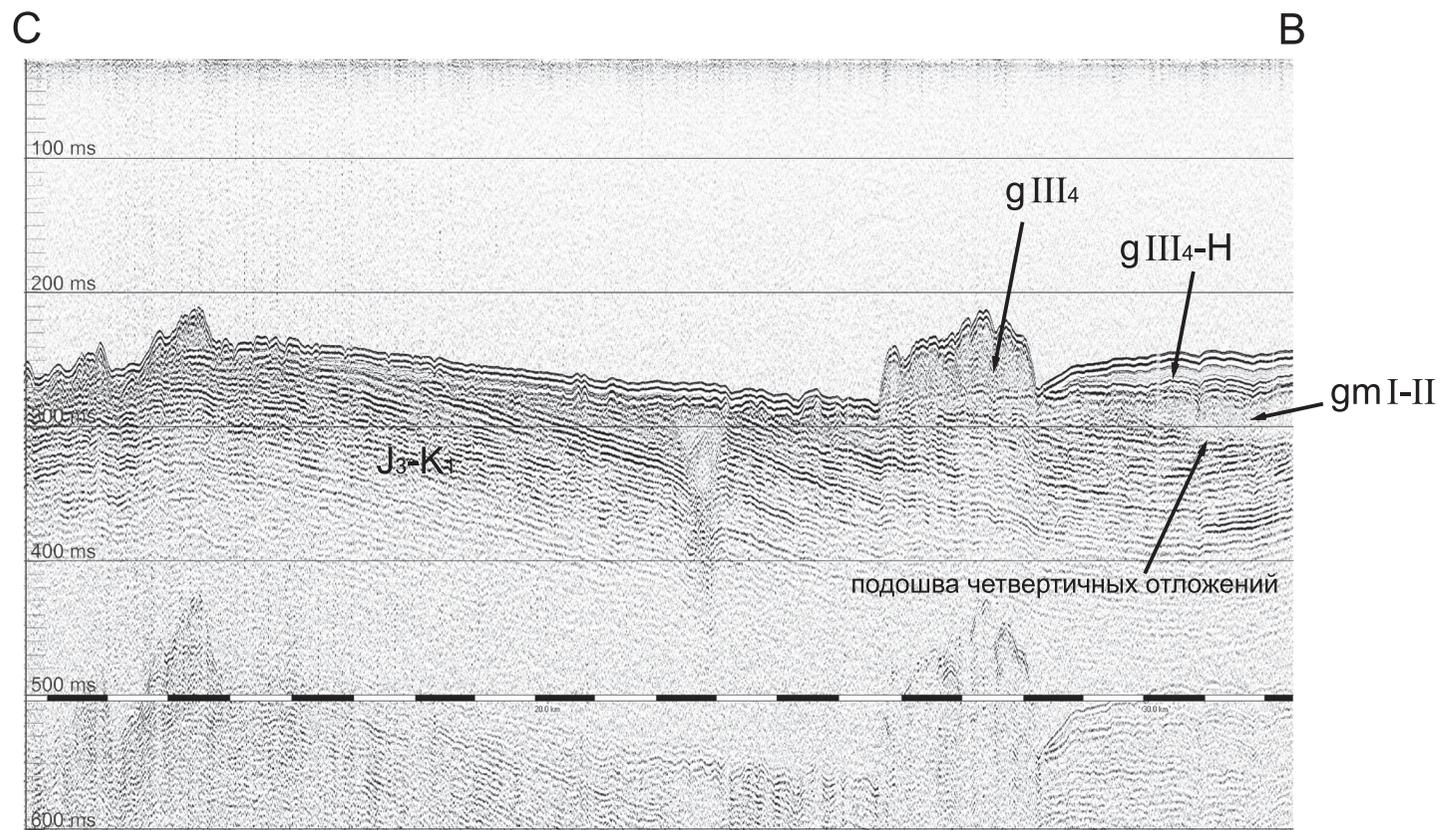


Рис.8. Фрагмент сейсмоакустического профиля 126-1, НИС “Фритьоф Нансен”, 2009 г.
 Взаимоотношение мезозойских и четвертичных пород. Моренная гряда верхнеплейстоценового возраста.

C3

ЮВ

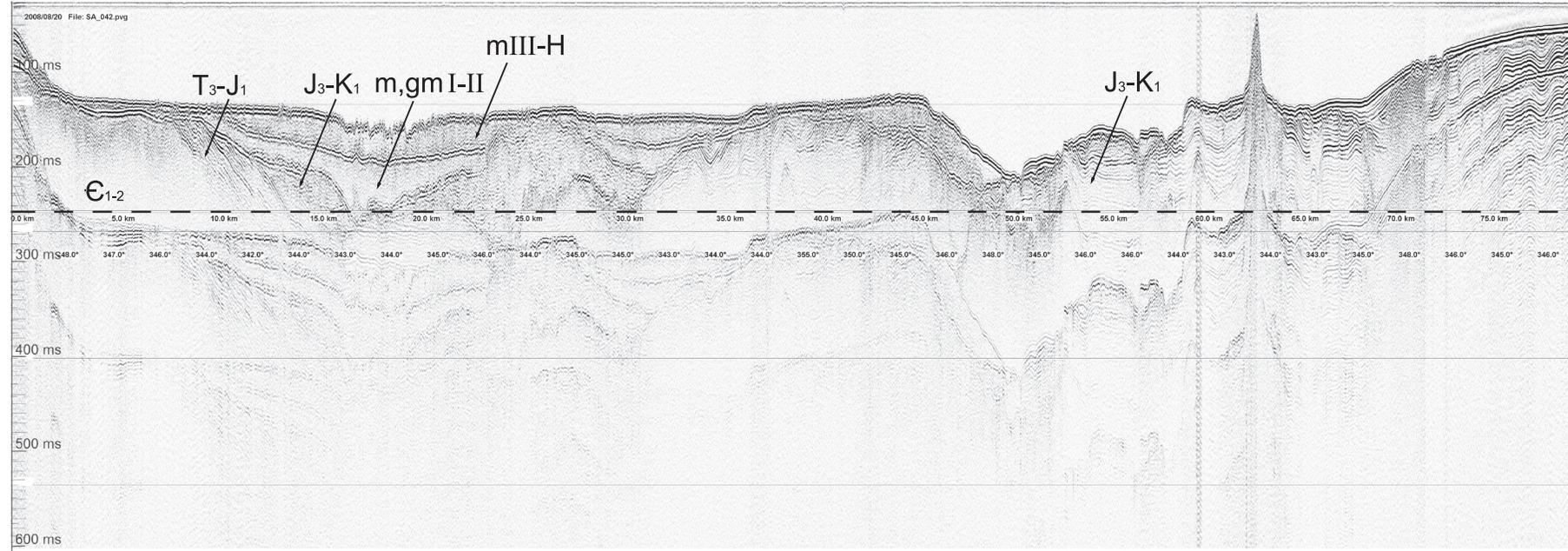


Рис.9. Сейсмоакустический профиль 042, НИС “Фритъоф Нансен”, 2008 г. Пролив Вилькицкого. Характер волнового поля сейсмокомплексов кембрия, триаса-юры, юры-мела, четвертичных осадков. Останец дайки позднепалеогенового возраста .

3. ССК-II – верхненеоплейстоценовый комплекс (Д21-E1), ассоциирующийся с северокарской толщей, широко распространён в границах описываемой площади, где он слагает как покровные, так и облекающие формы. Мощность его составляет обычно 10-15 м, значительно увеличиваясь в областях ледниковой и ледниково-морской аккумуляции и уменьшаясь в границах поднятий. Поскольку подошва ССК-II часто совпадает с кровлей допалеозойских отложений, картируется она достаточно уверенно, лишь на малых глубинах, попадая в диапазон кратных волн, сильно усложняет интерпретацию.

ССК-II объединяет в своём составе различные в фациальном отношении образования.

а) ССП-II-3 – верхненеоплейстоценовая пачка со слоистой или «кряпчатой» сейсмозаписью, слагающая плащеобразные тела заполнения и облекания, которые несогласно перекрывают нижележащие образования. Часто они формируют единую, без заметного перерыва, толщу с вышележащими отложениями ледниково-морского генезиса (gmIII) – рис. 10;

б) ССП-II-2 – верхненеоплейстоценовая пачка с «хаотической» сейсмозаписью, без протяжённых осей синфазности, ассоциирующаяся с ледниковыми отложениями верхнего валдая и представляющая собою вытянутые вдоль склонов поднятий гряды высотой до 60 м с сильно расчленённым мезорельефом (gIII4) – рис. 4, 8;

в) ССП-II-1 – верхненеоплейстоценовая пачка с кряпчатой записью в нижней части и сейсмозаписью в прикровельной, выполняющая палеоврезы (присутствует только на разрезах) соответствует прибрежно-морским и лиманным глинисто-алевритовым разностям. Мощность отложений обычно не превышает 30 м. (a,mIII4) – рис. 7.

4. ССК-II-I – нерасчленённый верхненеоплейстоценовый-голоценовый комплексы (Д21-E2):

а) ССП-II-I-2 – верхненеоплейстоценовая-голоценовая пачка с сейсмозаписью, «кряпчатой» и неяснослоистой записью, слагающая каравановидные тела и тела заполнения (gmIII4-H). Прослежены на склонах, подножиях возвышенностей, бортах желобов, где формируют акустически прозрачную сейсмозаписью мощностью до 65 м. Отложения сглаживают неровности погребённого рельефа, часто формируют положительные аккумулятивные формы (Рис. 11).

б) ССП-II-I-1 – верхненеоплейстоценовая-голоценовая пачка с сейсмозаписью, слагающая тела заполнения и облекания (gm, mIII4-H). Распространена в днищах впадин и желобов, заполняя и облекая формы рельефа подобно ледниково-морским отложениям, однако имеет меньшую мощность и содержит отдельные протяжённые оси синфазности. Положительных (выпуклых) форм рельефа данная пачка не образует.

5. ССК-Ic – голоценовый (E1-E2):

C3

ЮВ

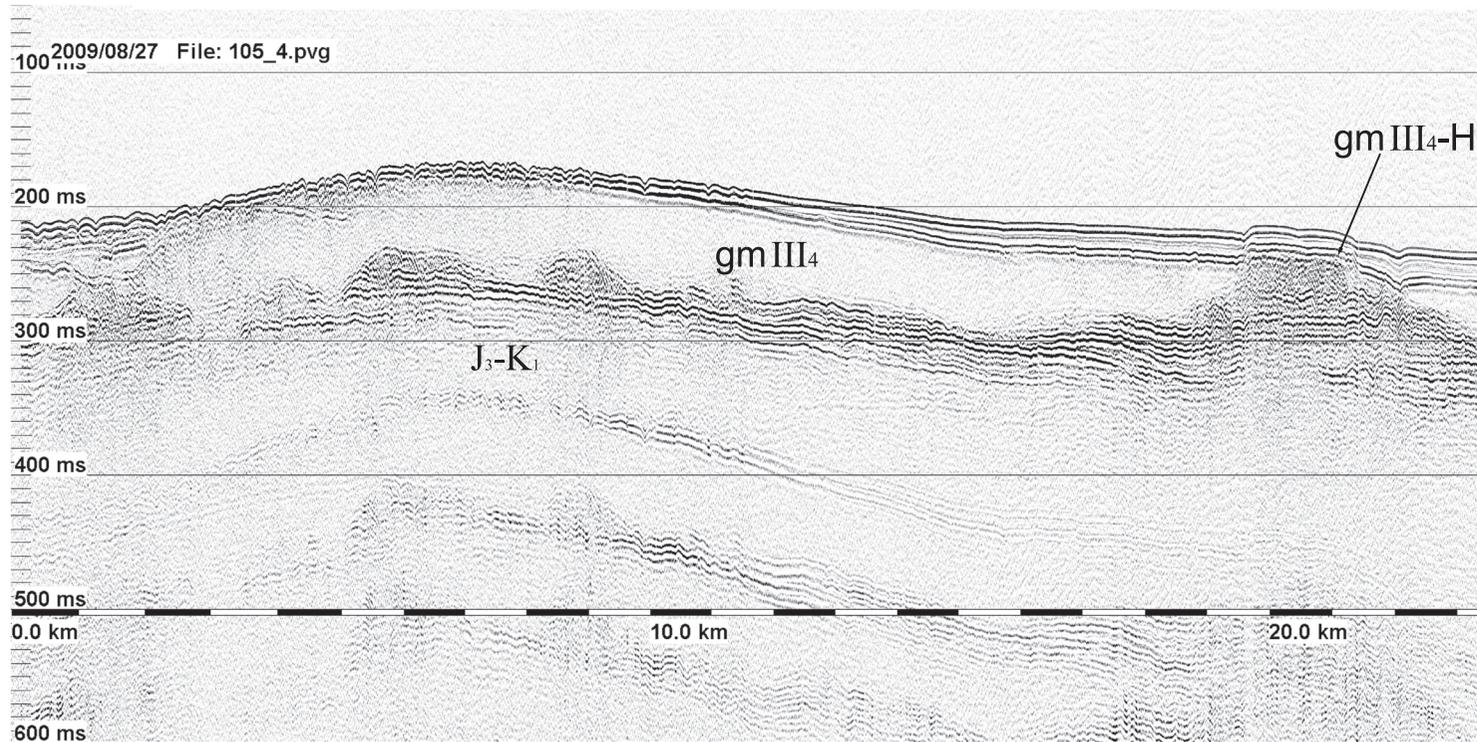


Рис.10. Фрагмент сейсмоакустического профиля 105-4, НИС “Фритъоф Нансен”, 2009 г.
“Караваеобразное” тело, сложенное осадками верхнеоплейстоцен-голоценового возраста.

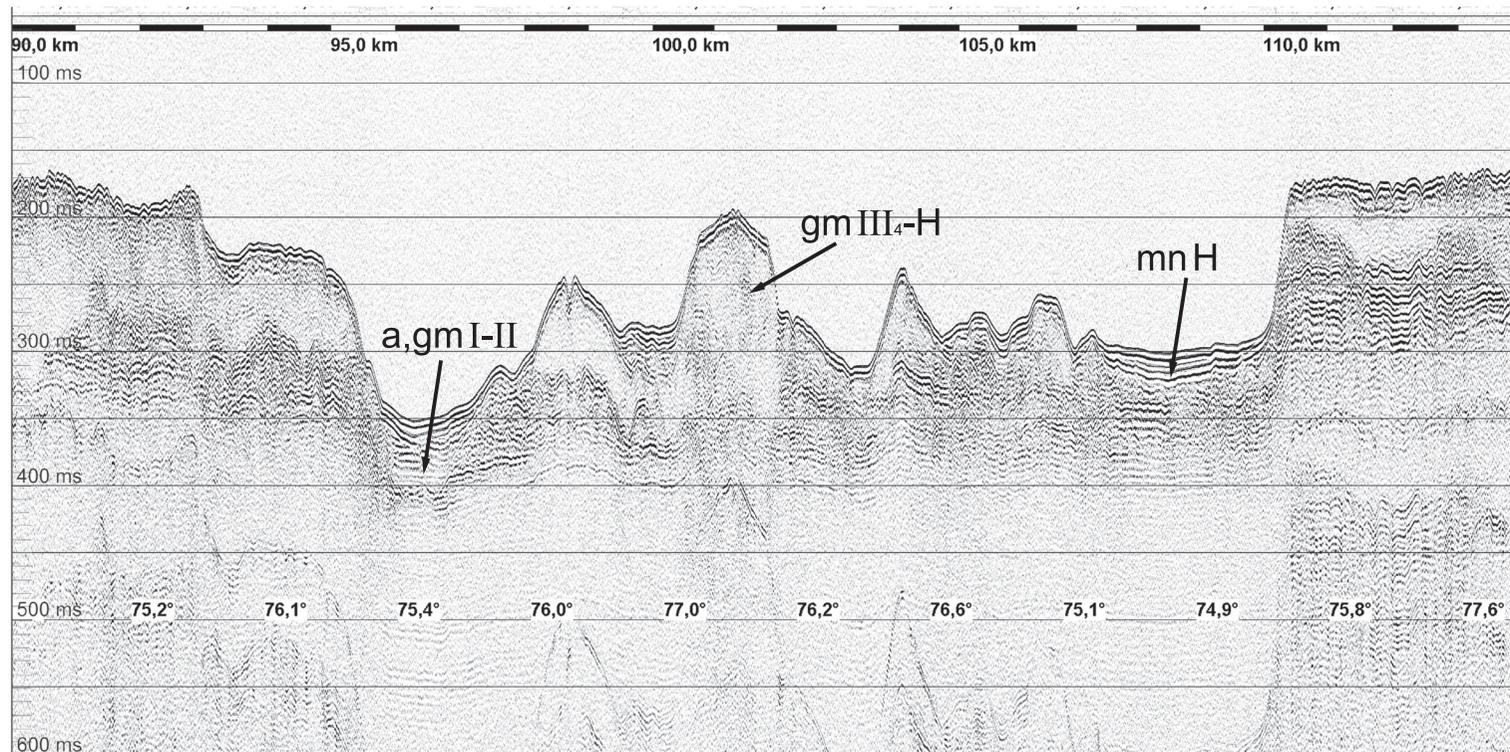


Рис.11. Фрагмент сейсмоакустического профиля 110, НИС “Фритьоф Нансен”, 2009 г.

Характер залегания четвертичных осадков в южной части жёлоба Воронина.

В осевой части желоба - эрозийные останцы поздневалдайского-голоценового возраста.

а) ССП-I-4 – слагает прерывистый плащ осадков с волнистой кровлей, на глубинах моря не более 30 м. Пачка характеризуется неяснослоистой сейсмозаписью (mvH);

б) ССП-I-3 – слагает слоистые тела бокового наращивания на склонах возвышенностей на глубинах 50-150м. Толща, имеющая проградационное строение, перекрывает все ранее сформированные отложения (mdH) – рис. 5;

в) ССП-I-2 – образует сеймопрозрачные тела заполнения на участках локального понижения рельефа (mnH); распространена на участках, где существует низкодинамическая гидрологическая обстановка, а поступления осадочного материала достаточно для формирования относительно мощной толщи осадков. Такими участками являются переуглубления морского дна и днища глубоководных впадин (Рис.11);

г) ССП-I-1- слагает тела заполнения и облекания с сеймопрозрачной или тонкослоистой записью невыясненного генезиса (mH). Данные полифациальные тела в целом морского генезиса формируют маломощный плащ осадков широкого гранулометрического спектра (Рис. 5, 6). В приустьевых частях долин и верховьях заливов сливаются с аллювиально-морскими и аллювиальными отложениями. Мощность их варьирует от 1 до 20 м.

Анализируя имеющиеся сейсмоакустические профили, можно сделать вывод, что осадки четвертичного возраста достаточно чётко выделяются на профилях по характерному рисунку сейсмозаписи и по резкой эрозионной расчленённости подошвы отложений. Генезис осадков в большинстве случаев определяется по характеру залегания и соотношению с вмещающими породами.

Мощность четвертичных отложений изменчива и на отдельных участках акватории достигает 100 м.

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Литологическая карта донных отложений масштаба 1:1 000 000 построена на основе полевого изучения колонок грунтовых станций, аналитического изучения полученного материала в лабораториях ВНИИОкеангеология, ВСЕГЕИ, СЗФ «Невскгеология» ФГУ «Урангео». Привлечены также результаты анализов ранее проведённых работ.

Данные о направлении и скорости течений взяты из Лоций Карского моря [33] и моря Лаптевых [34], а также из «Атласа Северного Ледовитого Океана» [2].

Легенда «Литологической карты поверхности дна» составлена по литолого-генетическому принципу на основе геоморфологической карты.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Распределение современных донных отложений региона контролируется различными факторами, важнейшими из которых являются рельеф дна, гидродинамический режим бассейна, вынос обломочного материала реками, впадающими в море в пределах описываемой площади, а также за её пределами, береговая и донная абразия, ледовый разнос, деятельность временных потоков, в меньшей степени – деятельность морских организмов.

Рельеф дна сказывается на распределении осадков самым непосредственным образом. Как правило, материал грубообломочных фракций осаждаётся на малых глубинах, с увеличением глубины водоёма уменьшается размер осаждаемых фракций, тонкодисперсный материал отлагается на наибольших глубинах. Важную роль в распределении осадков играет глубина и расположение подводных долин, желобов, глубоководных и локальных впадин.

Гидрологический режим акватории складывается из постоянных приливно-отливных течений, сгонно-нагонных волн, постоянно действующей циркуляции поверхностных и глубинных вод. Юго-западная часть акватории испытывает влияние баренцевоморских (атлантических) вод. Сворачивая на север, течение проходит вдоль западных берегов островов Октябрьской Революции и Пионер; другая ветвь течения достигает пролива Вилькицкого и, ослабевая, погибает с востока о. Большевик. Навстречу этому течению вдоль восточного побережья острова с севера поступают холодные арктические приповерхностные воды.

В осадкообразовании западной части площади значительную роль играет твердый сток великих сибирских рек – Оби и Енисея, по крайней мере, Обь-Енисейское мелководье в юго-западной части листа в значительной степени образовано осадками, выносимыми этими реками.

На небольших глубинах вблизи материка и островов сказывается влияние береговой и донной абразии, вынос материала выводными ледниками и повсеместно – ледовый и айсберговый разнос, а также деструкция подводных возвышенностей и склонов.

Следует отметить роль взвешенного материала, поступающего в моря из атмосферы, как источника накопления донных осадков [32].

Незначительная роль в формировании донных осадков отводится морским организмам, отмершим и ныне обитающим на дне моря.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

По гранулометрическому составу, в соответствии с классификацией ВНИИОкеангеология, выделены четыре типа донных осадков: моногранулярные, бигранулярные (переходного типа), смешанные (миктиты) и полимиктиты.

Моногранулярные осадки, сложенные на 75% и более одной доминирующей фракцией, представлены песками, алевритами и пелитами. Моногранулярные осадки с добавлением термина «чистые» содержат 85% и более доминирующей фракции.

На описываемой площади пески и пески чистые встречаются в виде ореола вокруг островов и материковой части суши на небольших глубинах и на вершинных поверхностях подводных поднятий. Пески серого, коричневого, зеленовато-серого цвета в зависимости от цвета размываемых пород, обычно плохо сортированные. Количество примесей алевритового материала не превышает 20%, часто присутствует раковинный детрит. Пески чистые выделены на незначительной площади в западной части полигона, вокруг островов арх. Сергея Кирова и на вершинах подводных поднятий. Менее 15% приходится на долю пелитов и алевритов.

Хотя алевритовые осадки широко распространены в регионе, ареал распространения моногранулярных алевритов весьма невелик, они встречены лишь на поверхности нескольких локальных поднятий и гряд на северо-западе площади. В примесях, составляющих < 25% породы, присутствуют как песчаная, так и пелитовая составляющие.

Пелиты и чистые пелиты перекрывают наиболее глубокие участки морского дна, либо локальные впадины на шельфовой равнине. Наиболее широко пелиты представлены в днище желобов Воронина, Шокальского, Вилькицкого, а чистые пелиты в самой глубокой области морского дна, на северо-востоке, на пологой поверхности континентального склона.

Бигранулярные осадки широко представлены на площади листа. Они состоят из преобладающей (от 50 до 75%) и дополняющей (25-50%) фракций и представлены песками, алевритами и пелитами.

Пески подразделяются на гравийные, алевритовые, пелитовые (второстепенная составляющая 35-50%); алевритистые и пелитистые (второстепенная фракция составляет 25-35%). Область распространения этих осадков близка к таковой песков моногранулярных, часто они оконтуривают области распространения последних, располагаясь ниже по рельефу. Выделяются среди песчаных разностей пески гравийные, наблюдаемые в двух областях – северной части залива Толя и на юго-западе листа. Это наиболее грубозернистые разности, в которых гравийная составляющая достигает 50%. Пески слабо окатанные, плохо сортированные, очевидно, располагающиеся вблизи области сноса.

Алевриты песчаные, пелитовые, а также песчанистые и алевритистые (дополняющая фракция, соответственно, 35-50 и 25-35%) – переходная от крупнозернистых разностей к тонкозернистым осадкам, и области их распространения, также переходные по глубине от мелководья к глубоководным впадинам, находятся, как правило, в интервале 100-200 м. По площади развития они уступают алевритам смешанного типа.

Пелиты алевритовые, песчаные, алевритистые и песчанистые широко распространены в регионе. Наиболее часто встречаются пелиты алевритовые, ими покрыты многие склоновые поверхности ниже глубины 50 м и значительная часть подводных равнин уровня 100-150 м. Среди крупных полей развития алевритовых пелитов встречаются островки пелитов алевритистых, появление которых можно объяснить особенностями гидрологического режима на данном участке морского дна.

К о с а д к а м с м е ш а н н о г о т и п а относятся тригранулярные (миктиты) и полигранулярные (полимиктиты) отложения. Каждая из взаимодополняющих групп этих осадков составляет 25-50% , без явного преобладания одной из фракций. Состав осадков отражается в их названии, фракции обозначаются в порядке их процентного возрастания. На карте донных отложений видно, что осадки смешанного типа (миктиты) приурочены к областям наибольшей гидродинамической активности – склоновым поверхностям, не слишком удалённым от области сноса, и к транзитным зонам выноса (желобам, подводным долинам) в их периферийной, прибортовой, части. Возможно, часть осадков этого типа – реликты моренных образований.

Особая группа осадков – г р а в и й н ы е п о л и м и к т ы, в состав которых входят части всех обломочных фракций – от гравия до пелита; кроме того, в них присутствуют гальки, а на поверхности встречаются валуны и глыбы коренных пород. Гравийные полимикты зафиксированы вдоль северного побережья п-ова Челюскин, а также вдоль берегов о. Октябрьской Революции и северо-восточного побережья о-ва Большевик.

При изучении донных осадков в полевых условиях во влажном состоянии выявляется общая тенденция изменения их цвета с глубиной от зеленова-

серого, оливкового, к серому – тёмно-серому – коричневому. Коричневые и бурые цвета говорят об окислительной среде с повышенным содержанием железа и марганца. Серые и зелёные оттенки характеризуют восстановительную среду, осадки такого цвета локализуются в прибрежных зонах и на крупных подводных возвышенностях, для этих осадков характерно также присутствие гидротроилита.

ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ

По вещественно-генетическому составу выделяются осадки терригенные, реликтово-терригенные, которые, в свою очередь, подразделяются на палимпсестово-терригенные и эдафогенно-терригенные, и декливиальные.

Наибольшее распространение на изученной площади имеют т е р р и г е н н ы е осадки. На литологической карте эти осадки штриховкой не выделяются как доминирующий тип отложений. Основными источниками поступления терригенного материала являются речной сток, размыв дна на положительных формах рельефа, береговая абразия, ледниковая экзарация, ледовый разнос, атмосферная аккумуляция. Большая часть грубообломочного материала оседает в береговой зоне островов. Однако, попав в зону волновых явлений, а также придонных и приповерхностных течений, терригенный материал начинает перераспределяться по площади дна в соответствии с гидродинамическими факторами и в зависимости от морфологии дна. До глубин примерно 100 м формируются осадки с преобладанием песчаной составляющей, на глубинах от 100 до 250 м происходит осаждение в воде алеврито-пелитовых частиц. На глубинах более 250 м осадкообразование обуславливается сочетанием ряда факторов – придонными течениями, волновыми явлениями, выпадением из взвеси в условиях пониженной гидродинамической активности. В этих условиях формируются пелитовые осадки, размер частиц которых в целом уменьшается с увеличением глубины моря.

П а л и м п с е с т о в о – т е р р и г е н н ы е осадки образуются в областях с незначительной мощностью голоценовых отложений, вблизи береговой линии, в процессе размыва плейстоценовых отложений и моренных образований. Осадки характеризуются слабой сортированностью и широким диапазоном гранулометрических фракций – от самых тонких до гравийно-галечных. Этот тип выделен вокруг островов Большевик, Октябрьской Революции, Пионер, Малый Таймыр и Старокадомского.

Э д а ф о г е н н о – т е р р и г е н н ы е отложения представляют собою продукты разрушения дочетвертичных пород и покрывают маломощным прерывистым чехлом подводные поднятия и прибрежные мелководья. Механизм их образования схож с таковым палимпсестово-терригенных осадков, но раз-

рушению при этом подвергаются дочетвертичные породы. Эти отложения присутствуют практически на всех участках выходов коренных пород на поверхность дна, но на значительной части площади перекрыты терригенными осадками, которые и подлежат картированию. На карте эдафогенно-терригенные отложения выделены вблизи материка (п-в Челюскин) и вокруг островов архипелагов Сергея Кирова, Норденшельда, Седова и о. Самойловича.

Д е к л и в и а л ь н ы е (гравитационные) осадки формируются в результате деятельности суспензионных потоков и донных абразионных процессов, с участием гравитационных сил, перемещающих осадки вниз по склону. Отложения этого типа развиты в областях значительного уклона морского дна. На описываемой площади это часть континентального склона на северо-востоке листа.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Петрографический состав донно-каменного материала

Донно-каменный материал (ДКМ) отбирался из поднятых ковшами отложений путем промывки на сетке с размером ячеек 0,5 см. Более тонкий материал уходил на получение шлиховых проб.

На схеме состава донно-каменного материала отражены количество, размерность, окатанность и петрографический состав обломков, присутствующих в верхнем слое донных отложений. Качественный петрографический состав показан цветом, отвечающим петрографическим разностям и предположительному возрасту пород, а количество определенных разновидностей – процентным содержанием от общего количества ДКМ. Отдельными знаками показаны находки фауны и флоры, фосфориты, обломки углей и железо-марганцевые конкреции. Обломки углей и ЖМК не включались в подсчет ДКМ и показаны дополнительными знаками со своей разбраковкой по количеству.

Для уточнения состава и возраста наиболее крупные обломки пород были отобраны для изготовления шлифов, проведения спектрального, силикатного, палинологического, палеонтологического анализов.

Полученные материалы позволяют отметить следующие моменты:

1. Наибольшее количество ДКМ при одновременной слабой окатанности и крупных размерах обломков характерно для юг-юго-восточной части акватории в непосредственной близости от побережья п-ва Таймыр (от острова Белуха вдоль побережья п-ва Заря и далее от арх.Норденшельда до м.Некрасова на о.Большевик и в проливе Вилькицкого). В составе пород резко преобладают гранитоиды еремеевско-бирулинского комплекса (особенно у п-ва Заря) и слабо метаморфизованные породы мининской толщи. Необходимо отметить присутствие кристаллических сланцев ленивенской серии и метаэффузивов кисло-

го и основного состава. Изучение шлифов метаосадочных пород из донно-каменного материала указанной полосы показало их крайнее однообразие и сходство с породами островов Известий ЦИК, о.Русский и юго-западной части о.Большевик.

2. Значительное содержание ДКМ, представленного карбонатными и терригенными породами, сходными с палеозойскими образованиями островов Октябрьской Революции и Пионер, установлено в отложениях к юго-западу от побережья указанных островов. В органогенно-карбонатных породах присутствует фауна нижнего-среднего палеозоя (криноидеи, остракоды).

3. На северо-западе акватории, по бортам и в днище желоба Воронина, в составе ДКМ отмечается макро- и микрофауна мезозоя, приуроченная к черноцветным аргиллитам либо к карбонатным породам (белемниты, двустворки).

4. На участке акватории в районе островов Сергея Кирова и к северу от них в составе ДКМ преобладают угленосные породы раннего мела, что подчеркивается наличием большого количества обломков углей и присутствием окаменелой древесины. Возраст пород определен по данным спорово-пыльцевого анализа.

5. В донных отложениях присутствуют железо-марганцевые конкреции (ЖМК) и корки, заметные количества которых (до 25 кг/м³) установлены в осадках к северо-западу от п-ова Челюскин и на крайнем юге и юго-западе площади листа Т-45-48. ЖМК представлены уплощенными формами («тарелочки»), реже – трубчатыми. Размеры – от 2-4 см до 10-15 см. Железо – марганцевые корки на первых стадиях образуются вокруг обломков горных пород или вокруг раковин, причем обрастание идет по ребру уплощенных обломков. Далее происходит либо полное замещение, либо освобождение от исходного обломка, после чего и остаются конкреции уплощенно-вогнутой формы. В конкрециях содержится от 6,7 до 18,8% MnO и, соответственно, от 39,1 до 18,1% Fe₂O₃. Характерны повышенные содержания молибдена (от 50 до 500 г/т), мышьяка (от 70 до 500 г/т), фосфора (от 1 до 7 кг/т) и таллия (от 2 до 15 г/т).

6. В юго-западной части района, на участках заверки аэромагнитных аномалий, в ДКМ присутствуют обломки магматических пород основного состава, не характерные для остальной площади.

Данные о количестве и петрографическом составе донно-каменного материала приведены на соответствующей карте, размещенной в базе данных.

Минералогический состав тяжелой фракции донных отложений

Для характеристики минералогического состава тяжелой фракции донных отложений по всей площади были отобраны шлиховые пробы из ковшей (241 шт объемом 10 литров каждая). Пробы промывались на лотке до серого шлиха

и затем были переданы на полный минералогический анализ в лабораторию ВСЕГЕИ.

Выход тяжелой фракции колеблется от 0,1 до 40 кг/м³. Повышенный выход тяжелой фракции характерен для прибрежных песчано-гравийных отложений и подводных выступов с песчано-алевритовым или миктитовым составом осадков. На глубоководных участках с пелитовым составом отложений выход тяжелой фракции не превышает 1 кг/м³. В составе минералов резко преобладают гранат, ильменит и моноклинный пироксен, образующие ассоциацию переменного состава от преимущественно гранатовой (вдоль южного побережья) до преимущественно ильменитовой (плато островов Сергея Кирова) или существенно пироксеновой (желоб Воронина). Вдоль западного побережья полуострова Челюскин в тяжелой фракции отложений содержится от 1 до 20% ставролита, поступающего из юрских отложений. В пробах у юго-западного берега о.Русский повышено до 20-40% количество лейкоксена. Повышенные содержания эпидота (10-20%) характерны для осадков к западу и юго-западу от о.о.Сложный и Исаченко, а также для отложений желоба Воронина. Апатит в количестве выше 10% отмечается вдоль побережья п-ва Заря. Второстепенные минералы (от 1 до 10%) обычно представлены магнетитом, цирконом, лейкоксеном, эпидотом, реже – сидеритом, пиритом, лимонитом, гематитом, пиротином. Из минералов группы полезных ископаемых отмечены хромит, галенит, касситерит, халькопирит, окислы меди и минералы-спутники алмаза (хромдиопсид, муассанит). В отложениях Таймырского залива в осадках отмечаются пиритизированные растительные остатки.

В целом верхний горизонт донных отложений характеризуется невысоким выходом тяжелой фракции и однородным составом главных минералов. Состав и содержания минералов тяжелой фракции шлихов приведены на соответствующей вспомогательной карте в базе данных.

Литогеохимическая характеристика донных отложений

Донные осадки из поверхностного слоя (5-15 см), отобранные из 220 ковшовых проб, были проанализированы на 42 элемента методом приближенно-количественного спектрального анализа в центральной лаборатории СЗФ «Невскгеология» ФГУП «Урангео». Опробованием охвачены днище акватории Карского моря и западной части пролива Вилькицкого. Единичные пробы отобраны в проливе Шокальского и в северо-восточной части моря Лаптевых в ходе проведения работ «Север-2007». Концентрации Hf, Ta, Sb, Cd, Jn, Ce, La, Au и Hg во всех пробах оказались ниже порога чувствительности анализа. Средние содержания остальных элементов приведены в таблице 7.

Таблица 7

Содержания химических элементов в современных донных отложениях (горизонт 5-20 см)

| элементы | кларк в глинах | содержание | все отложения | литологические разности (n=133) | | | | | | |
|----------|----------------|----------------|---------------|---------------------------------|-------------|---------------------------------|----------|-------|----------|-----------|
| | | | | полимикты гравийные | пески | пелиты и алевроиты, в том числе | | | | |
| | | | | | | все | сев.зап. | запад | ю.-запад | ю.-восток |
| | | | n=220 | n=22 | n=23 | n=88 | n=24 | n=9 | n=24 | n=31 |
| | | % | | | | | | | | |
| Si | | среднее | 36,3 | 35 | 39 | 35 | 36 | 37 | 34 | 36,5 |
| Al | | среднее | 4,5 | 5 | 3,2 | 4,8 | 4,9 | 4,4 | 5,3 | 4,3 |
| Mg | | среднее | 0,5 | 0,5 | 0,3 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| Ca | | среднее | 0,5 | 0,5 | 0,3 | 0,5 | 0,3 | 0,5 | 0,8 | 0,5 |
| Fe | | среднее | 4,6 | 4,8 | 3,6 | 4,8 | 4,6 | 4,4 | 5,3 | 4,8 |
| | | г/т | | | | | | | | |
| Mn | 700 | среднее | 310 | 180 | 260 | 327 | 225 | 175 | 280 | 465 |
| | | минимум | 100 | 150 | 100 | 100 | 100 | 150 | 100 | 100 |
| | | максимум | 30000 | 3000 | 1000 | 30 000 | 30000 | 1000 | 4000 | 4000 |
| | | аном.содерж. | | 3 | 3 | | 1 | 1 | 2 | 5 |
| | | ураган.содерж. | | 2 | | | 6 | | 1 | 1 |
| Ni | 70 | среднее | 29 | 33 | 14 | 33 | 27 | 34 | 42 | 29 |
| | | минимум | 5 | 15 | 5 | 10 | 15 | 20 | 30 | 10 |
| | | максимум | 100 | 50 | 30 | 100 | 40 | 50 | 100 | 50 |
| | | аном.содерж. | | | 2 | | | | 1 | |
| Co | 19 | среднее | 21 | 21 | 11 | 23 | 24 | 20 | 27 | 21 |
| | | минимум | 5 | 15 | 5 | 7 | 7 | 7 | 15 | 10 |
| | | максимум | 50 | 50 | 30 | 50 | 50 | 30 | 50 | 40 |
| | | аном.содерж. | | 1 | 1 | | 1 | | | |
| Ti | 4000 | среднее | 2200 | 2700 | 1500 | 2260 | 1900 | 2100 | 2500 | 2400 |
| | | минимум | 700 | 1000 | 700 | 700 | 700 | 1000 | 1500 | 1500 |
| | | максимум | 4000 | 4000 | 2000 | 4000 | 3000 | 4000 | 4000 | 4000 |
| V | 150 | среднее | 107 | 101 | 49 | 122 | 130 | 136 | 136 | 100 |
| | | минимум | 15 | 50 | 15 | 70 | 70 | 70 | 70 | 70 |
| | | максимум | 200 | 200 | 100 | 200 | 200 | 200 | 200 | 200 |
| | | аном.содерж. | | 2 | 1 | | | | | 1 |
| Cr | 90 | среднее | 45 | 49 | 33 | 47 | 38 | 60 | 53 | 46 |
| | | минимум | 20 | 20 | 20 | 30 | 30 | 30 | 30 | 30 |
| | | максимум | 100 | 100 | 50 | 100 | 50 | 100 | 100 | 70 |
| | | аном.содерж. | | 1 | | | | | | |
| Mo | 1,5 | среднее | 1,2 | 1,4 | 0,9 | 1,3 | 1,9 | 1,4 | 1,1 | 1,5 |
| | | минимум | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| | | максимум | 100 | 70 | 3 | 100 | 100 | 4 | 30 | 50 |
| | | аном.с.содерж. | | 4 | 2 | | 3 | 12 | | 7 |
| | | ураган.содерж. | | 1 | | | 4 | | 1 | 2 |
| Zr | 200 | среднее | 67 | 73 | 82 | 62 | 44 | 73 | 73 | 65 |
| | | минимум | <30 | <30 | 40 | | <30 | 30 | 30 | 30 |
| | | максимум | 200 | 150 | 200 | | 100 | 150 | 150 | 100 |
| | | аном.содерж. | | 3 | 1 | | 3 | 2 | 3 | |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|----------------|-------------|-------------|--------------|-------------|-------------|------------|------------|-------------|
| Nb | 14 | среднее | 7 | 7 | 7 | 6 | <10 | 6 | 6 | 7 |
| | | минимум | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 |
| | | максимум | 15 | 15 | 10 | 10 | <10 | 10 | 10 | 10 |
| | | аном.содерж. | | 1 | | | | | | |
| Cu | 55 | среднее | 27 | 31 | 16 | 30 | 26 | 29 | 35 | 30 |
| | | минимум | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | 20 | 20 | 20 |
| | | максимум | 50 | 50 | 30 | 50 | 40 | 50 | 50 | 50 |
| Pb | 15 | среднее | 20 | 20 | 16 | 22 | 20 | 21 | 24 | 20 |
| | | минимум | 10 | 15 | 10 | 10 | 15 | 10 | 15 | 15 |
| | | максимум | 40 | 30 | 30 | 40 | 30 | 30 | 40 | 30 |
| Ag | 0,07 | среднее | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,05 | 0,03 |
| | | минимум | <0,03 | <0,03 | <0,03 | <0,03 | <0,03 | 0,03 | 0,03 | <0,03 |
| | | максимум | 0,15 | 0,1 | 0,07 | 0,15 | 0,05 | 0,05 | 0,15 | 0,07 |
| | | аном.содерж. | | 2 | | | | | 1 | 2 |
| As | 5 | среднее | 63 | | | 55 | 68 | | | 41 |
| | | | n=51 | n=5 | n=4 | n=42 | n=17 | n=2 | n=1 | n=22 |
| | | минимум | <50 | <50 | <50 | <50 | <50 | <50 | <50 | <50 |
| | | максимум | 300 | 70 | 70 | 300 | 300 | 50 | | 150 |
| | | аном.содерж. | 5 | 4 | | | 3 | 2 | 1 | 4 |
| Zn | 95 | среднее | 106 | 109 | 53 | 120 | 94 | 110 | 137 | 130 |
| | | минимум | <30 | 70 | <30 | 50 | 70 | 50 | 70 | 70 |
| | | максимум | 300 | 200 | 150 | 300 | 150 | 200 | 300 | 300 |
| | | аном.содерж. | | | 2 | | | | 1 | 1 |
| Sn | 6 | среднее | 1,8 | 2,1 | 1,1 | 2 | 1,9 | 1,7 | 1,8 | 2,3 |
| | | минимум | <1 | 1 | <1 | <1 | 1 | <1 | <1 | 1,5 |
| | | максимум | 4 | 4 | 2 | 2,3 | 3 | 3 | 3 | 4 |
| Ge | 2,2 | среднее | 0,9 | 1 | <1 | 1,1 | 0,9 | 1,1 | 1,3 | 1,2 |
| | | минимум | <1 | <1 | <1 | <1 | | <1 | <1 | <1 |
| | | максимум | 3 | 2 | 1 | 3 | 2 | 2 | 3 | 2 |
| | | аном.содерж. | | 1 | | | 1 | | 1 | |
| Ga | 30 | среднее | 13 | 13 | 6 | 15 | 15 | 10 | 16 | 15 |
| | | минимум | <3 | 5 | <3 | 3 | 10 | 3 | 10 | 2 |
| | | максимум | 30 | 20 | 15 | 30 | 20 | 20 | 30 | 30 |
| | | аном.содерж. | | | 3 | | | 1 | | 1 |
| Y | 26 | среднее | 9 | 12 | 10 | 10 | 9 | 8 | 11 | 11 |
| | | минимум | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 |
| | | максимум | 30 | 20 | 20 | 30 | 30 | 10 | 20 | 20 |
| | | аном.содерж. | | | 2 | | 1 | | | |
| P | 610 | среднее | 920 | 780 | 490 | 1060 | 1280 | 710 | 710 | 1200 |
| | | минимум | <300 | 500 | <300 | 300 | 500 | 500 | 300 | 700 |
| | | максимум | 5000 | 1500 | 1500 | 5000 | 5000 | 1500 | 1500 | 3000 |
| | | аном.содерж. | | | 2 | | 1 | 1 | 2 | 1 |
| Li | 55 | среднее | 63 | 70 | 22 | 73 | 74 | 53 | 71 | 78 |
| | | минимум | <10 | 20 | <10 | 30 | 50 | 30 | 40 | 30 |
| | | максимум | 150 | 100 | 50 | 150 | 150 | 70 | 100 | 150 |
| | | аном.содерж. | | | 4 | | 1 | | | |
| Ba | 550 | среднее | 140 | 180 | 150 | 160 | 180 | 130 | 140 | 170 |
| | | минимум | 100 | <200 | <200 | <200 | <200 | <200 | <200 | <200 |
| | | максимум | 500 | 300 | 300 | 300 | 500 | 200 | 200 | 300 |
| | | аном.содерж. | | | 2 | | 1 | | | |

Геохимическими особенностями донных осадков описываемого района являются несколько повышенные по сравнению с глинами средние содержания Co, Pb, Zn, P и Li при пониженных концентрациях прочих элементов.

Распределение большинства микропримесей по площади равномерное, за исключением Y, P, Mn, Mo, As, Zn, Ni, Co и V, слабоконтрастные (в 2-5 раз выше фона) ореолы которых сконцентрированы в северо-западной и юго-юго-восточной частях изученной акватории. Марганец и молибден тесно связаны между собой и образуют совмещенные ореолы. Для никеля, кобальта и ванадия также характерна тесная взаимосвязь и совмещенные ореолы.

Мелкие ореолы иттрия выделены в прибрежной части п-ва Челюскин и юго-запада о. Большевик, где могут быть связаны с размывом юрских отложений. Ореолы повышенных содержаний фосфора в северо-западной и юго-восточной частях акватории также, скорее всего, связаны с юрскими отложениями. Совмещенный ореол марганца и молибдена отмечается в районе желоба Воронина, где ими обогащены современные глубоководные глинистые осадки с высокой сорбционной способностью. Отдельные пробы отличаются ураганными содержаниями (20-30 кг/т Mn и 50-100 г/т Mo). В южной части акватории ореолы марганца и молибдена протягиваются полосой от крайней юго-западной части акватории вдоль западного побережья архипелага Норденшельда до юго-западного берега о. Большевик. В указанной полосе обогащение осадков молибденом и марганцем, скорее всего, связано с геохимическими барьерами на контакте осадочных и магматических пород коренного ложа.

Аномальные содержания мышьяка (от 50 до 300 г/т), на порядок и выше превышающие кларковое содержание в глинах, зафиксированы в донных осадках на участке желоба Воронина, а также на участке между западным побережьем п-ва Челюскин, архипелагом Норденшельда и о. Большевик. Совмещенные ореолы никеля, кобальта и ванадия установлены на восточном борту желоба Воронина, вдоль юго-западного берега о. Русский, к западу от п-ва Заря и на крайнем юго-западе акватории. Повышенными содержаниями цинка отличаются донные отложения на юго-западе акватории и в прибрежной части заливов Толля и Таймырский. Природа повышенных концентраций As, Ni, Co, V, Zn не выяснена.

Наблюдается обогащение элементами-примесями существенно алевропелитовых осадков по сравнению с более грубодисперсными (табл. 7), в связи с чем практически все ореолы повышенных концентраций элементов-примесей располагаются в пределах полей развития алевропелитов. Большую роль в распределении микропримесей в донных осадках на участках близких выходов коренных пород играет состав области сноса, за счет чего существенно различается геохимическая характеристика северо-западной и юго-юго-восточной частей акватории. На северо-западе материал поступает преимущественно из палео-

зойско-мезозойских-кайнозойских терригенных пород и для осадков характерно повышенное содержание фосфора, мышьяка, марганца и молибдена. На юго-востоке в формировании осадков участвуют метаморфические, магматические, вулканогенно-осадочные и терригенные разновозрастные образования, за счет которых, кроме фосфора, мышьяка, марганца и молибдена дополнительно формируются ореолы повышенных концентраций иттрия, цинка, никеля, кобальта и ванадия.

Приведенные материалы по вещественному составу донных осадков свидетельствуют об их однородности на большей части акватории, за исключением прибрежных участков.

МАГМАТИЗМ

Магматические образования в пределах площади листов Т-45-48 представлены протерозойскими, палеозойскими и мезозойскими комплексами (табл. 8), неравномерно распределенными по территории. Подавляющее большинство интрузий сосредоточено в Таймыро-Североземельской складчатой области. Наибольшее возрастное и видовое разнообразие магматических тел характерно для восточной и центральной частей полуострова Челюскин, где обнажаются наиболее древние геологические образования.

Наименование комплексов, описание и расчленение интрузивных образований соответствует серийным легендам ГГК-1000/3 (далее – Легенда-1000/3) и ГГК-200 (новая серия) с учетом материалов объяснительной записки к ГГК-1000/2, первичных отчетов геологосъемочных работ, опубликованных литературных данных и новых материалов, полученных авторами настоящей работы в ходе ГДП-1000 (2007-2009 г.г.).

Петрографическое описание магматических пород, опробованных в ходе ГДП-1000, выполнено Т. Г. Говердовской. Силикатный анализ проб проводился в лаборатории ОМЭ ФГУП «Севзапгеология» «мокрым» методом и, для небольшой части проб, в лаборатории ВСЕГЕИ рентгеноспектральным методом. Изотопные (U-Pb) исследования акцессорных цирконов методом SIMS SHRIMP и LAICPMS производились в ЦИИ ВСЕГЕИ. Радиологические исследования Ar-Ar методом выполнены в ИГГиМ СО РАН.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Протерозойские интрузии сосредоточены в Фаддеевском и Шренк-Фаддеевском геологических районах, предлагаемых Легендой ГГК1000/3 для ранне- и позднепротерозойских образований, соответственно. Картирование и расчленение древних интрузий крайне затруднительно в связи с неоднократными разнообразными процессами метаморфических преобразований пород. Наиболее полная и всесторонняя характеристика протерозойских магматических образований п-ова Челюскин с расчленением по составу и возрасту, но без выделения комплексов, выполнена П. Г. Падериным в отчете по ГГС-200 (1980-1985 г.г.). Предложенная им схема магматизма в целом как по составу магматических образований, так и по возрасту, хорошо сопоставляется со схемой, выработанной в ходе АФГК-200, проводившегося в 1972-79 г.г. ПГО «Красноярскгеология», но более дробная, поскольку конкретизирована для меньшей площади. Описание протерозойских интрузий приводится в соответствии с указанными работами и дополнено материалами Легенды-1000/3 и Легенды-200, а также результатами обработки материалов ГДП-1000 (2007-2009 г.г.), включая изотопные датировки

Схема геологического районирования интрузивных комплексов
для площади листов Т-45-48

| КИММЕРИЙСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП | | | |
|--|--|--|---|
| Карский геологический район | | | Южно-Бырангский геологический район |
| <i>Североземельская геологическая площадь</i> | <i>Нижнетаймырская геологическая площадь</i> | <i>Челюскинская геологическая площадь</i> | <i>Озёротаймырская геологическая площадь</i> |
| Ахматовский ($\chi T_3 a$) | Беспамятнинский ($\gamma \xi T_{2-3} b p$) | Прибрежный ($\gamma \xi \pi - \chi T_{2-3} p$) | |
| ГЕРЦИНСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП | | | |
| Ближнеостровский ($\nu T_1 b o$) | Угрюминский ($\nu \beta T_1 u g$) | | Бырангский и тарисеймитаринский объединенные $\beta P_2 - T_1 t - b$ |
| | Оленьинский ($\epsilon \gamma P_2 o$) | Пекинский ($\epsilon \gamma P_2 p$) | |
| Солнечнинский ($\gamma \delta C_{1-2} s$) | Еремеевско-Бирулинский ($\gamma C_{1-3} e - b$) | Лодочниковский ($\gamma \delta C_3 - P_1 l$) | |
| КАЛЕДОНСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП | | | |
| Северотаймыро-Североземельский геологический район | | | |
| <i>Октябрьско-Пионерская и Больше-вистская геол. площади</i> | | <i>Западно-Челюскинская геол. площадь</i> | |
| Смутнинский ($\lambda - \tau \beta O s m$) | | | |
| Кропоткинский ($\gamma O k$) | | | |
| БАЙКАЛЬСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП | | | |
| Шренк-Фаддеевский геологический район | | | |
| <i>Мамонтовско-Лаптевская геологическая площадь</i> | | <i>Колосовско-Дорожнинская геологическая площадь</i> | |
| Чукчинский ($\gamma R F_3 V_1 \epsilon$) | | | |
| Вилькицкий ($\rho \gamma R F_3 \nu$) | | | |
| Нерасчлененные ($\nu P R_2$) | | | |
| Папанинский ($\nu R F_3 p p$) | | | |
| Кунарский ($\Sigma R F_3 k$) | | | |
| ГРЕНВИЛСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП | | | |
| Григорьевский ($\epsilon \nu R_3 g$) | | | |
| | | Снежинский ($\gamma R_3 s$) | |
| | | Северобырангский ($\nu R_{1-2} s b$) | |
| | | Лопаткинский ($\nu R F_{1-2} l p$) | |
| | | Становской ($\Sigma R F_{1-2} s$) | |
| КАРЕЛЬСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП | | | |
| Фаддеевский геологический район | | | |
| | | Песцовский ($\gamma K R_2 p$) | |
| | | Поперечнинский ($a K R_2 p p$) | |
| | | Милонитовые апограниты ? | |

(U-Pb – для цирконов и Ar-Ar – для слюд и амфиболов). Значительная часть силикатных анализов и возрастных датировок заимствована из публикаций В. А. Верниковского. Часть анализов химического состава приведена из материалов по подготовке листов ГГК-200 и ГГК-1000/2.

Раннепротерозойские (карельские) интрузии

В среднем течении р. Жданова при составлении разреза октябрьской и ждановской толщ (ГДП-1000, 2009 год) на контакте с рифейскими габбро-диабазами северобыррангского комплекса были обнаружены невысокие останцы и элювиальные развалы площадью в несколько десятков квадратных метров светло- и темно-серых рассланцованных пород, принятых сначала за метаморфизованные вулканыты и туфы. При петрографическом изучении шлифов породы были определены как *апогранитовые милониты* (кварцевые порфиroidы). Структура пород реликтовая порфировая, текстура сланцеватая. Основные минералы – кварц, хлорит и биотит, образующие слюdistые или кварцевые «прослои». В кварцевых прослоях содержатся отдельные крупные выделения плагиоклаза. Данные силикатного анализа приведены в таблице 9. Магнитная восприимчивость замеренного образца составляет 460×10^{-5} ед СИ.

Конкордантный изотопный ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) возраст цирконов из трех проб этих пород отвечает началу позднего карелия (1951-2082 млн. лет с максимумом около 2040 млн. лет). Интервал возрастов по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ более жесткий и в сумме для трех проб колеблется от 2018 до 2057 млн. лет при модельных значениях в 2046 (две пробы) и 2043 млн. лет. В пробах присутствуют окатанные (оплавленные?) зерна, остроугольные обломки и короткопризматические, иногда почти изометричные, грубозональные кристаллы. Зависимости между возрастом и морфологией зерен не наблюдается. Морфологическое разнообразие цирконов в пробах апогранитов при одновременном совпадении возрастов, большое количество зерен с высокой дискордантностью, присутствие окатанных зерен не позволяют однозначно считать породы исходно магматическими. Скорее всего, имело место геологическое событие, определившее изменение исходного возраста. Возможно, это был этап ультраметаморфизма с расплавлением исходных пород и формированием парагнейсов. Возможна также вулканическая деятельность, на что указывает большое количество неокатанных обломков цирконов в одной из проб.

Возможно, обнаруженные останцы – это скиалиты самых древних пород в районе из экспонированных на современной дневной поверхности, с возрастом, отвечающим концу раннего карелия. В связи с единичными находками и крайне малыми размерами вышеописанные образования на геологической карте дочетвертичных образований не показаны.

Химический состав милонитовых апогранитов раннепротерозойского возраста
(среднее течение р. Жданова)

| Окислы (%) | №№ проб | | |
|--------------------------------|---------|-------|-------|
| | 420 | 420-7 | 420-8 |
| SiO ₂ | 88,74 | 78,03 | 81,35 |
| TiO ₂ | 0,03 | 0,33 | 0,23 |
| Al ₂ O ₃ | 0,68 | 10,06 | 5,59 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,39 | 0,48 | 0,48 |
| FeO | 0,96 | 2,40 | 1,62 |
| CaO | 2,74 | 1,30 | 2,88 |
| MgO | 1,64 | 1,14 | 1,25 |
| MnO | 0,08 | 0,03 | 0,04 |
| K ₂ O | 0,37 | 1,66 | 1,14 |
| Na ₂ O | 0,07 | 1,38 | 0,87 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | 0,08 | 0,07 |
| ппп | 3,93 | 2,54 | 3,98 |
| Σ | 99,38 | 98,95 | 99,50 |
| H ₂ O | 0,12 | <0,05 | 0,09 |
| Собщ | 0,12 | <0,10 | <0,10 |

Интервал возрастов от 1,9 до 2,2 млрд. лет, близкий к возрастам вышеописанных кварцевых порфиroidов, указывается также по изотопным Sm-Nd данным как возраст пород континентальной коры, поставивших материал для переплавленных осадочных пород, за счет которых формировались рифейские гранитоиды Фаддеевского выступа [11]. Возможно, описанные выше кварцевые порфиroidы являлись частью древней континентальной коры. Во всяком случае, в характеризуемом районе имел место раннекарельский тектоно-магматический этап.

Поперечнинский комплекс ортоамфиболитовый (а KR_{2pp}) выделен В. Ф. Проскурниным в серийной легенде ГГК-200 как метаморфизованные силлы основных пород среди супракрустальных образований фаддеевского метаморфического комплекса. При АФГК ортоамфиболиты в интрузивный комплекс не выделялись, а в отчете по ГГК-200 описаны как интрузии амфиболитов раннепротерозойского возраста. В качестве самостоятельного подразделения ортоамфиболиты были выделены А. И. Забиякой в тревожнинский комплекс по аналогии с амфиболитами берега Харитона Лаптева. Ввиду значительной пространственной разобщенности этих образований, а также спорности самих тревожнинских амфиболитов, название было изменено. Расположение петротипа в листах ГГК-1000/2 и в Легенде не указано, хотя, скорее всего, это южное побережье зал. Фаддея, где ортоамфиболиты широко развиты и один из выходов располагается вблизи оз. Поперечное на водоразделе рек Становая и Городковка. Возраст комплекса в серийной легенде ГГК-1000/3 предлагался как условно архейский в соответствии с возрастом вмещающих пород.

В пределах площади листа Т-45-48 интрузии комплекса развиты на двух разобщенных участках – на южном побережье зал. Фаддея (петротипический район) и на востоке побережья п-ва Челюскин (участок п-ова Фигурный).

В петротипическом районе гранатовые и безгранатовые амфиболиты были описаны Г. И. Степановым по р. Становая, где они слагают пластовые тела мощностью от 6 до 30 м в нижней части фаддеевской свиты, составляя до 20% разреза. На геологической карте показаны только тела, закартированные в составе подкомплекса гранатовых амфиболитов и гнейсов на южном побережье зал. Фаддея в ходе работ по составлению Легенды ГГК-200 [92]. Интрузии (?) локализованы среди гранатовых гнейсов и сланцев фаддеевского метаморфического комплекса, ориентированы в север-северо-восточном направлении и имеют размеры от (0,2-0,6)х(1-4) км до 15х15 км. Породы сложены плагиоклазом (15-30%) и роговой обманкой (60-75%) с незначительной примесью биотита (3-10%), граната (0-10%), кварца (2-5%), карбоната (0-10%), эпидота (1-5%), микроклина (0-3%). По химическому составу (табл. 10) гранатовые амфиболиты относятся к габбро нормального ряда с натриевым и калиево-натриевым типами щелочности. Сходный силикатный состав (метабазиты нормального ряда калиево-натриевой

Таблица 10

Химический состав раннепротерозойских амфиболитов поперечнинского (aPR_{1pp}) комплекса

| Окислы (%) | Амфиболиты гранатовые | | | | | | | | | | | Гранат-рогообманковые амфиболиты | | | рогообманковые амфиболиты | | | |
|--------------------------------|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|------------------|-----------------|--------------|---------------|-----------------|---------------|----------------------------------|-------|-------|---------------------------|------------------|-------|-------|
| | SiO ₂ | 50,15 | 48,21 | 47,84 | 47,67 | 49,31 | 49,66 | 48,9 | 49,8 | 48,4 | 46,3 | 46,8 | 50,09 | 49,48 | 47,76 | 45,49 | 48,63 | 45,66 |
| TiO ₂ | 1,4 | 1,3 | 1,5 | 0,64 | 1,69 | 1,46 | 1,61 | 1,48 | 1,83 | 5,19 | 3,03 | 1,50 | 1,62 | 1,08 | 4,51 | 1,71 | 1,90 | |
| Al ₂ O ₃ | 17,12 | 13,97 | 18,66 | 12,38 | 13,71 | 14,08 | 12,7 | 13,4 | 12,9 | 9,77 | 10,8 | 14,70 | 14,98 | 13,42 | 14,04 | 14,85 | 13,84 | |
| Fe ₂ O ₃ | 12,82 | 13,77 | 10,68 | 16,91 | 14,74 | 13,24 | 16,3 | 15,0 | 16,6 | 22,2 | 19,7 | 2,02 | 2,30 | 4,19 | 2,49 | 0,65 | 4,03 | |
| FeO | * | | | | | | | | | | | 8,54 | 8,52 | 6,25 | 11,00 | 10,29 | 9,66 | |
| CaO | 9,26 | 10,98 | 9,35 | 9,62 | 10,53 | 9,13 | 10,3 | 8,47 | 10,1 | 8,41 | 9,46 | 10,58 | 10,16 | 11,00 | 8,34 | 7,34 | 7,36 | |
| MgO | 3,41 | 6,83 | 5,54 | 6,24 | 6,5 | 7,03 | 6,55 | 6,17 | 5,96 | 3,60 | 5,45 | 7,84 | 7,88 | 11,46 | 6,89 | 4,27 | 5,25 | |
| MnO | 0,18 | 0,23 | 0,17 | 0,25 | 0,22 | 0,21 | 0,23 | 0,21 | 0,23 | 0,30 | 0,25 | 0,19 | 0,18 | 0,29 | 0,21 | 0,21 | 0,23 | |
| K ₂ O | 0,62 | 0,97 | 0,78 | 0,54 | 0,67 | 0,66 | 0,70 | 0,82 | 0,41 | 0,78 | 0,65 | 0,30 | 0,62 | 0,42 | 0,82 | 0,34 | 0,45 | |
| Na ₂ O | 2,74 | 2,47 | 3,57 | 2,04 | 1,29 | 2,56 | 1,54 | 3,36 | 2,38 | 1,63 | 2,39 | 1,62 | 2,76 | 1,71 | 3,40 | 3,13 | 2,41 | |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,15 | 0,17 | 0,25 | 0,14 | 0,13 | 0,17 | 0,18 | 0,18 | 0,64 | 0,35 | 0,22 | 0,22 | 0,15 | 0,46 | 0,38 | 0,26 | |
| ппп | 1,3 | 0,76 | 0,94 | 0,72 | 0,88 | 1,24 | 0,56 | 0,84 | 0,86 | 0,97 | 0,95 | 1,91 | 1,81 | 1,97 | 1,19 | 7,05 | 8,38 | |
| Σ | | | | | | | 99,8 | 99,4 | 99,8 | 99,7 | 99,8 | 99,58 | 99,57 | 99,74 | 100,05 | 100,00 | 99,50 | |
| H ₂ O | | | | | | | | | | | | н\о | 0,10 | 0,19 | | | 0,2 | |
| Собщ | | | | | | | 0,06 | 0,09 | 0,08 | 0,13 | 0,07 | 0,05 | 0,11 | 0,05 | 0,22 | 0,09 | 0,03 | |
| источник | [9] | | | | | | [92] | | | | | [75] | | | | | | |
| Привязка | Реки Становая, Городкова, Бырранга | | | | | Река Аэро-Съемки | Оз. Поле-речное | Река Жданова | Река Незваная | Река Преградная | П-ов Фигурный | | | | Мыс Острый | Река Карпинского | | |

* Примечание: здесь и далее при незаполненной строке FeO содержание железа указано как Fe₂O₃общ

серии) приведен и в работах В. И. Верниковского [8] для гранатовых амфиболитов в бассейнах рек Становая, Городкова, Бырранга (табл. 10).

Изотопно-геохронологические исследования валовых проб, амфибола, биотита, граната и плагиоклаза из гранатовых амфиболитов бассейна р. Становая, проведенные Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar методами, дали близкие значения возраста в интервале от 570 до 626 млн. лет. Указанный интервал предлагается считать возрастом метаморфизма исходных пород основного состава [9].

Подробное описание интрузий комплекса на п-ове Челюскин (участок м. Фигурный) выполнено П. Г. Падериным [75], в соответствии с которым воспроизводится ниже.

Интрузии амфиболитов с реликтовыми структурами габбро выделены на юго-востоке полуострова Челюскин среди образований симсовской свиты в районе п-ва Фигурный, м. Острый, восточного побережья бухты Далекая и в истоках р. Карпинского.

Амфиболиты залегают согласно с вмещающими породами симсовской толщи и вместе с ними смяты в складки различного порядка. Наибольшим распространением пользуются пластовые тела мощностью от первых метров до первых десятков метров, составляющие до 10% разреза. Иногда ортоамфиболиты слагают более крупные тела (м. Острый, истоки р. Карпинского), согласные с вмещающими породами. Ширина выходов таких массивов составляет 300-600 м, а протяженность – до 2000 м. Кроме пластовых тел отмечаются дайки гранат-роговообманковых амфиболитов мощностью от 0,5 до 7 м. По северному побережью п-ова Фигурный простирается даек преимущественно север-северо-восточное (20-40°СВ), реже – субширотное. Контакты с вмещающими породами ровные, реже извилистые, ступенчатые. В эндоконтакте отмечаются согласные кварц-карбонатные жилы, биотитизация, альбитизация, окварцевание и пиритизация. Первичные трещины отдельности в интрузиях не сохранились, а вторичные ориентированы согласно со сланцеватостью вмещающих пород. В экзоконтакте амфиболитов сланцы симсовской толщи часто разбиты эпидот-кварц-карбонатными прожилками и кварцевыми жилами. Амфиболиты прорваны катаклазированными гранитоидами песцовского и снежинского комплексов с образованием на контакте инъекционных мигматитов.

Выделяются роговообманковые и гранат-роговообманковые разновидности. Структуры пород – нематогранобластовая, реликтовая габбровая, катакластическая; текстуры – сланцеватая, пятнистая. В отдельных телах отмечаются порфировые вкрапленники плагиоклаза. Основные минералы представлены альбитом, роговой обманкой, эпидот-цоизитом; акцессории – турмалином и сфеном. В эндоконтактных частях интрузий повышены содержания альбита и биотита. Гранат – роговообманковые амфиболиты отличаются присутствием порфиробласт и

скоплений розово-бурого граната, которые, в свою очередь, корродированы альбитом и кварцем.

По химическому составу амфиболиты отвечают габбро нормального ряда с натриевым (табл. 10) типом щелочности. Проба с м. Острый относится к умеренно щелочным, что объясняется близостью контакта с гранитоидами песцовского комплекса.

Реставрация первичного состава амфиболитов, выполненная А.И. Забиякой по методу Предовского [22], показывает их принадлежность к базитам (базальты – андезибазальты). Содержания элементов-примесей близки к кларковым для габброидов. Плотность амфиболитов колеблется от 2,71 до 2,94 г/см³ (в среднем 2,84 г/см³). Магнитная восприимчивость изменяется от 240 до 2910×10⁻⁵ ед. СИ, но из-за малых мощностей тела амфиболитов практически не находят отражения в магнитном поле.

Формирование интрузий связано с проникновением магмы основного состава в трещинные структуры, возникшие при смятии слоистых пород симсовской свиты в пологие складки. Амфиболиты отнесены к доконсолидационным слабо дифференцированным интрузиям габбро-диабазовой формации, характерной для ранних этапов развития миогеосинклиналей [75].

Возраст амфиболитов всеми исследователями определяется по геологическим данным – согласное положение в породах фаддеевского комплекса и симсовской толщи, совместно с которыми они перекрыты образованиями октябрьской толщи. При этом собственно возраст гранатовых амфиболитов оценивается одними исследователями как архейский [91] или раннепротерозойский [3, 23, 48, 49, 50], а другими – как рифейский [9, 38, 39]. Авторы серийной Легенды ГГК-200 предполагают, что сланцы, гнейсы и амфиболиты фаддеевского комплекса в районе зал Фаддея являются результатом метаморфизма ждановской и октябрьской толщ, содержащих многочисленные тела ранне-среднерифейских габброидов северобыррангского комплекса [92]. С последним предположением не увязывается факт налегания октябрьской толщи на метаморфические породы фаддеевского комплекса. Поскольку в настоящей работе возраст симсовской толщи предполагается лопийско-карельским, а октябрьской – ранне-среднерифейским, то амфиболиты поперечнинского комплекса условно отнесены к позднему карелию.

Катаклазированные граниты, широко развитые в юго-восточной части п-ова Челюскин, впервые выделены и описаны М. Г. Равичем в 1949 году. Позднее эти интрузии изучались Г. А. Ковалевой в нижнем течении р. Жданова, Г. И. Степановым в междуречье Становой и Преградной, а также при проведении АФГК-200, где были описаны как позднепротерозойские гранитоиды. А. И. Забиякой катаклазированные граниты были выделены в качестве песцовского комплекса. В

ходе ГГС-200 на п-ове Челюскин все катаклазированные граниты были также отнесены к песцовскому комплексу с петротипом на р. Песцовая. В серийной Легенде катаклазированные граниты на юго-востоке п-ова Челюскин расчленены на 2 комплекса – песцовский условно архейского возраста и снежинский – позднерифейского возраста.

Песцовский комплекс гранитовый (γKR_2P). Интрузии песцовского комплекса распространены в бассейне рек Песцовая, Пека, Карпинского, а также на южном берегу зал. Терезы Клавенес. Воздействие интрузий на вмещающие породы выражено мигматизацией с широким развитием альбитизации, окварцевания, амфиболизации, биотитизации. Наиболее крупными на площади листов являются массивы р. Песцовая и г. Ферсмана, образующие практически единое тело, описание которого и приводится ниже по материалам ГГС-200 [75].

Песцовский массив площадью около 240 км², расположенный на водоразделе рек Песцовая и Карпинского, имеет овальную форму и ориентирован в северо-восточном направлении согласно с простираем вмещающих пород. Гранитоиды локализованы в сложнодислоцированных образованиях фаддеевского комплекса и симсовской толщи. Во вмещающих породах на расстоянии до 1-2,5 км отмечаются инъекционные гнейсы. В экзоконтакте породы смяты в мелкие складки с размахом крыльев в первые метры. Жильные породы представлены дайками аплит – пегматитов мощностью от десятков сантиметров до 20-30 метров. Широко развиты постинтрузивные разрывные нарушения с интенсивным катаклизмом, окварцеванием, мусковитизацией и микроклинизацией вплоть до превращения в гнейсовидные кварц-микроклиновые метасоматиты. В юго-восточной части, где массив прорван дайками щелочных гранит-порфиров мезозойского возраста, широко развит метасоматоз. Массив г. Ферсмана в южной части перекрыт раннепалеозойскими отложениями.

По вещественному составу выделяются плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты, калишпатизированные граниты и аплиты. Породы в различной степени катаклазированы и изменены, в связи с чем характеризуются разнообразием структурно-текстурных особенностей и значительными колебаниями состава новообразованных минералов.

Плагиограниты – это серые, зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, реже неяснопорфировидные породы с гипидиоморфнозернистой, порфировидной, катакlastической либо лепидогранобластовой структурой и гнейсовидной, полосчатой, иногда массивной текстурой. Основными минералами являются кварц (25-40%) и олигоклаз (55-70%) с небольшим количеством биотита (до 5%). Вторичные минералы представлены мусковитом, микроклином, хлоритом, цоизитом, кальцитом. Из аксессуаров отмечены апатит, сфен, монацит, рутил, лейкоксенизированный рудный минерал. По химическому составу породы отвечают группе

кислых нормального ряда, семейству низкощелочных гранитов с натриевым типом щелочности (табл. 11).

Гранодиориты по текстурно-структурным особенностям сходны с плагиогранитами, отличаясь заметно большим количеством темноцветных минералов и большей основностью плагиоклаза (№ 35 с раскислением по краям до № 7-11). Из аксессуаров дополнительно присутствует ортит. Химический состав отвечает тоналитам с натриевым типом щелочности (табл. 11).

Кварцевые диориты – серые, темно-серые, мелко-среднезернистые, катаклазированные и рассланцованные породы, иногда измененные до кварц-хлорит-эпидот-цоизит-альбитовых сланцев. Основные минералы – плагиоклаз, хлоритизированная роговая обманка, биотит; второстепенные – кварц и калиевый полевой шпат. Аксессуары и вторичные минералы – те же, что и в плагиогранитах. По химическому составу относятся к средним породам нормального ряда с калиево-натриевым типом щелочности (табл. 11).

Значительное распространение в массиве имеют микроклинизированные граниты, являющиеся продуктом интенсивного калиевого метасоматоза в зонах постинтрузивных нарушений. Породы имеют светло-желтовато-коричневый цвет и гнейсовидный облик за счет чередования полос темноцветных и лейкократовых минералов. Структуры – бластоцементные, катакластические, реликтовые микрогранитовые и гипидиоморфнозернистые. Количественно-минеральный состав сильно варьирует в зависимости от степени и видов метасоматоза. Основными минералами являются кварц (25-45%), альбит-олигоклаз (15-40%), микроклин (15-60%), мусковитизированный биотит (до 7%). Второстепенные минералы – мусковит, серицит, хлорит, цоизит, кальцит; аксессуарные – апатит и лейкоксенизированный рудный. По сумме щелочей микроклинизированные граниты всех массивов попадают в семейство умереннощелочных лейкогранитов с калиево-натриевым, реже калиевым типом щелочности, будучи сопоставимы с позднепалеозойскими умереннощелочными гранитами (табл. 11).

Аплиты – розовато-желтовато-белые мелкозернистые породы с массивной текстурой и аплитовой структурой, по минеральному составу сходные с плагиогранитами, иногда слабо катаклазированные, что выражается в ориентированном расположении пороодообразующих минералов.

Гранитоиды песцовского комплекса сформировались в результате кристаллизации расплава, внедрившегося в верхние горизонты с уровня анатектического гранитообразования при ультраметаморфизме воздымания инверсионной стадии развития геосинклинальной области. Массивы контролируются как складчатыми структурами, так и зонами разломов, то есть обладают признаками синконсолидационных и, частично, постконсолидационных [75].

В настоящее время комплекс предлагается условно датировать поздним карелием. В комплекс вошли массивы, не имеющие современных изотопных датиро-

Химический состав гранитоидов песцовского (γ RF_{3p}) комплексов

| Окислы % | Гранодиориты, кварцевые диориты | | Плагиограниты | | | Граниты калишпа- тизированные | |
|--------------------------------|---------------------------------------|-----------------|------------------|------------|------------|-------------------------------------|------------|
| | SiO ₂ | 60,23 | 66,30 | 71,45 | 72,95 | 72,91 | 73,07 |
| TiO ₂ | 0,70 | 0,83 | 0,13 | 0,21 | 0,21 | 0,16 | 0,16 |
| Al ₂ O ₃ | 16,88 | 16,32 | 15,67 | 14,74 | 14,58 | 14,20 | 13,94 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,08 | 0,78 | 0,47 | 0,43 | 0,57 | 0,87 | 0,45 |
| FeO | 4,53 | 4,03 | 1,02 | 1,29 | 1,52 | 1,10 | 1,40 |
| CaO | 5,32 | 3,48 | 2,10 | 1,53 | 1,57 | 0,91 | 0,89 |
| MgO | 2,71 | 1,33 | 0,51 | 0,59 | 0,52 | 0,24 | 0,28 |
| MnO | 0,12 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| K ₂ O | 2,77 | 1,88 | 2,40 | 2,20 | 3,35 | 5,00 | 5,14 |
| Na ₂ O | 3,13 | 3,30 | 5,01 | 4,30 | 3,35 | 3,57 | 3,37 |
| P ₂ O ₅ | 0,21 | 0,23 | 0,04 | 0,07 | 0,10 | 0,07 | 0,05 |
| ппп | 1,84 | 1,04 | 1,09 | 1,58 | 1,43 | 0,87 | 0,85 |
| Σ | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,06 | 99,91 |
| Собщ | 0,30 | 0,34 | 0,01 | 0,05 | 0,05 | | 0,03 |
| Число проб | 2 | 1 | 1 | 1 | 2 | 6 | 4 |
| Источ- ник | [75] | | | | | | |
| Привязка | Р.Песцовая | Г.Ферсма- на | П-ов Фигурный | Р.Песцовая | Г.Ферсмана | | Р.Песцовая |

вок и располагающиеся в поле лопий-карельского фаддеевского метаморфического комплекса и симсовской толщи карельского возраста.

Принятое по согласованию решение продиктовано логикой завершения геологических процессов архея-раннего протерозоя, а также в связи с отсутствием определенных изотопного возраста для петротипического массива р. Песцовая. В перспективе, по мере накопления данных по изотопным датировкам, не исключено омоложение комплекса и, возможно, его объединение со снежинским позднерифейским комплексом катаклазированных гранитов.

С гранитоидами песцовского комплекса в районе рек Песцовая и Пека связано образование магнетитовых скарнов и халькопирит-пиритовая рудная минерализация.

Позднепротерозойские интрузии

Интрузии данного возраста представлены многочисленными мелкими телами основного и ультраосновного состава, а также крупными массивами катаклазированных гранитов. В серийной Легенде выделены четыре комплекса основного состава, два ультрамафитовых комплекса и три комплекса катаклазированных гранитов. Набор комплексов и последовательность их становления для юго-восточной и центральной частей полуострова Челюскин сходны, в то время как возраст с юго-востока на северо-запад омолаживается.

Ранний рифей – середина позднего рифея

В юго-восточной части п-ова Челюскин, от побережья зал. Фаддея до р. Григорьева, локализованы становской гипербазитовый комплекс, лопаткинский и севербыррангский комплексы интрузий основного состава, а также снежинский комплекс катаклазированных гранитоидов. В соответствии с тектоническим районированием, все перечисленные комплексы приурочены к Фаддеевскому антиклинорию. В серийной Легенде участок развития указанных интрузий входит в Колосовско-Дорожнинскую геологическую площадь районирования протерозойских образований.

Становской комплекс гипербазитовый (ΣRF_{1-2S}). Описание комплекса приводится по тексту объяснительной записки ГГК-1000/2 [18], где комплекс выделялся как метадуниит-перидотитовый.

Впервые гипербазиты р. Становая описаны А. С. Потемной в 1949 г.; позже их изучением в 1965-1984 годах занимались Г. И. Степанов, А. И. Забияка и др. Как становской комплекс выделен при работах по составлению легенды ГГК-200 в 1995 году П. Г. Падериним, В. Ф. Проскурниним, С. Б. Киреевым.

Гипербазиты образуют пояс северо-восточного простираения более 30 км длиной, приуроченный к центральной части Фаддеевского выступа. В бассейне р. Становая они представлены лентовидными телами, иногда группами тел шири-

ной от первых метров до 250-300 м и длиной от сотен до тысяч метров. Массивы имеют конформное положение относительно вмещающих пород, пересекая метаморфизованные до амфиболитовой фации карбонатно-терригенные породы фаддеевского метаморфического комплекса [92]. В Легенде ГГК-1000/3 отмечается, что гипербазиты залегают среди метаморфитов фаддеевского комплекса и метаморфизованных пород ждановской толщи, а в объяснительной записке к карте Горного Таймыра вмещающими породами указаны основные эффузивы дорожнинской свиты. Тела сложены серпентинитами антигоритовой и антигорит-хризотиловой групп. По химическому составу серпентиниты, с учетом реставрации первичных содержаний, можно отнести к гарцбургитам или дунитам (табл. 12). В отдельных образцах по р. Становой обычным минералом является хромит, содержание которого достигает 50% [10]. Скопления хромита вплоть до образования хромититов широко распространены в альпинотинных массивах офиолитовых комплексов складчатых областей, где ассоциируют с эпигарцбургитовыми дунитами.

В магнитном поле интрузии выражены интенсивной линейной аномалией север-северо-восточного простирания (вдоль р. Становая). К северо-востоку сходная аномалия отмечена на акватории вблизи южного берега зал. Фаддея (между устьями рек Становая и Преградная). В пределах площади указанной аномалии (к северо-востоку от устья р. Рубежная) располагается изометричный выход гипербазитов площадью около 1 км² среди четвертичных отложений [92]. От южного побережья зал. Фаддея по дну акватории цепочка аномалий протягивается в субмеридиональном направлении вплоть до мысов Лагерный и Вакселя на северо-западном берегу залива.

Формационная принадлежность ультрабазитов становского комплекса определяется как альпинотипная гипербазитовая (дунит-гарцбургитовая) формация, характерная для ранней стадии развития эвгеосинклиналей. В Легенде возраст комплекса принят протерозойским на основании его положения в геологическом разрезе – тела комплекса метаморфизованы и залегают в метаморфизованных породах ждановской толщи. На наш взгляд, возраст можно указать более определенно и отнести гипербазиты к раннему-среднему рифею.

Лопаткинский комплекс метагаббровый (vRF₁₋₂) с петротипом на п-ове Лопатка выделен в серийной легенде ГГК-200 (1997 г). Интрузии, относящиеся к комплексу, прослеживаются по юго-восточному побережью п-ова Челюскин от м. Вакселя до м. Фаддея, непосредственно на продолжении Становского пояса гипербазитов. Комплекс представлен телами север-северо-восточного простирания мощностью от первых десятков метров до 500-800 м и площадью до первых квадратных километров, которые заметно отражаются в магнитном поле мелкими локальными аномалиями. Интрузии сложены динамометаморфизованными габброидами, превращенными в крупнозернистые тремолит-актинолит-

Таблица 12

Химический состав гипербазитов кунарского (ΣPR_2k) и становского (ΣRF_{1-2s}) комплексов

| Комплекс | Кунарский (ΣPR_2k) | | | | | | | | | | | | Становской (ΣRF_{1-2s}) | | | | |
|--------------------------------|------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------------|----------------|------------|------------|-----------|-------|-----------------------------------|--------------|-------|-------|-------|
| | серпентиниты | | | | | | | Лист- венит | Серп. | Листвениты | | | | серпентиниты | | | |
| SiO ₂ | 41,35 | 42,36 | 40,20 | 28,82 | 40,40 | 42,40 | 37,39 | 48,17 | 35,89 | 33,36 | 49,20 | 40,52 | 36,40 | 35,16 | 38,05 | 38,5 | 35,78 |
| TiO ₂ | 0,07 | 0,08 | 0,05 | 0,09 | 0,09 | 0,11 | 0,03 | 0,06 | 0,14 | 0,14 | 0,02 | 0,10 | 0,10 | 0,01 | 0,05 | 0,24 | 0,03 |
| Al ₂ O ₃ | 1,83 | 1,29 | 2,27 | 0,45 | 0,45 | 0,36 | 0,43 | 1,35 | 1,15 | 1,15 | 3,25 | 0,55 | 4,79 | 0,27 | 1,52 | 3,89 | 0,79 |
| Fe ₂ O ₃ | 9,31 | 2,43 | 3,52 | 1,18 | 4,59 | 2,87 | 7,83 | 6,92 | 1,42 | 4,28 | 1,77 | 1,96 | 5,41 | 4,47 | 9,65 | 4,77 | 6,74 |
| FeO | | 4,51 | 3,59 | 3,15 | 3,19 | 3,82 | | | 3,59 | 4,09 | 3,58 | 4,33 | 4,78 | 1,44 | | | |
| CaO | 0,3 | 0,30 | 0,88 | 4,60 | 6,77 | 0,27 | 6,01 | 14,84 | 0,70 | 0,42 | 8,58 | 1,02 | 0,88 | 3,08 | 0,07 | 0,09 | 0,4 |
| MgO | 34,78 | 36,59 | 34,75 | 36,43 | 28,46 | 37,71 | 36,52 | 21,15 | 37,30 | 35,96 | 26,88 | 33,08 | 34,65 | 37,50 | 37,82 | 38,85 | 41,48 |
| MnO | 0,54 | 0,10 | 0,16 | 0,14 | 0,10 | 0,03 | 0,12 | 0,13 | 0,11 | 0,18 | 0,11 | 0,06 | 0,34 | 0,13 | 0,09 | 0,2 | 0,08 |
| K ₂ O | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,24 | 0,02 | 0,04 | 0,04 | 0,03 |
| Na ₂ O | 0,3 | 0,08 | 0,15 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,3 | 0,3 | 0,04 | 0,04 | 0,20 | 0,05 | 0,21 | 0,01 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | 0,07 | 0,17 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,17 | 0,10 | 0,01 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| ппп | 11,1 | 3,42 | 13,01 | 24,94 | 15,15 | 11,91 | 10,98 | 6,8 | 18,66 | 19,26 | 5,20 | 17,81 | 11,61 | 17,30 | 12,5 | 13,43 | 14,53 |
| Σ | | 100,03 | 99,14 | 99,77 | 99,63 | 99,49 | | | 99,07 | 99,10 | 99,21 | 99,56 | 99,43 | 99,41 | | | |
| H ₂ O | | 0,36 | 1,16 | | | | | | 0,14 | 0,18 | 0,62 | | | | | | |
| Собщ | | | н/о | | | | | | 0,03 | 0,03 | 0,01 | | | | | | |
| Число проб | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| источник | [9] | [75] | | [3] | | | [9] | | [18] | | [75] | [3] | | | [9] | | |
| привязка | Р. Кунар, бухта Мод | | | | | | Оз. Простое | | Р. Клязьма | | Бухта Мод | | Р. Становая | | | | |

цоизитовые амфиболиты. В полосчатых разностях габброидов отмечаются серпентиниты в виде пластов и линз. Химические составы пород отвечают габбро, габбро-норитам, пироксенитам [91].

Массив п-ова Лопатка сложен серовато-зелеными амфиболизированными и хлоритизированными габбро с реликтовыми габбровыми структурами и планпараллельными бластовыми структурами северо-восточного простирания. В останцах присутствуют ксенолиты серых известняков, согласные прожилки эпидозитов и кварцевые жилы. Ширина полосы метагабброидов составляет около 1 км. В северо-восточной части выхода зафиксирован контакт (азимут падения 290° , угол 75°) с темно-серыми метапесчаниками октябрьской толщи. Габбро в эндоконтакте имеют средне-мелкозернистую реликтовую структуру и рассечены кварцкарбонатными прожилками с пиритом и халькопиритом. Песчаники на контакте ороговикованы, амфиболизированы и содержат убогую тонкую сульфидную вкрапленность. На южном и северном берегах бухты Зимовочная, куда прослеживается интрузия амфиболизированных габбро с п-ова Лопатка, мощность тела в целом сохраняется, но при этом интрузия расщеплена на несколько выходов мощностью от 100 до 800 м.

Выходы метагаббро в поле метаэффузивов установлены также на южном берегу п-ова Соревнований. Важным наблюдением на данном отрезке является вывод о более позднем возрасте эпидотизированных андезитов относительно метагаббро, поскольку последние пересечены жилами андезитов вплоть до образования эруптивной брекчии с обломками габбро. Ксенолиты габбро имеют извилистые границы и зонку закалки шириной около 1 см.

Более представительное описание метагабброидов лопаткинского комплекса имеется по мысу Вакселя [75]. Здесь в береговых обрывах и элювиальных развалах прослежены выходы среднезернистых амфиболизированных и серпентинизированных габбро, габбро-пироксенитов, локализованные среди выходов полосчатых эпидотизированных андезитов. Контакты с вмещающими породами тектонические. И габбро, и вмещающие породы сильно изменены и границы между ними порой отчетливо отбиваются только по радиометрии (габбро – 2-3 мкр/час, вмещающие вулканиты – 4-7 мкр/час). В габброидах отмечается расслоенность, выраженная чередованием лейко-, мезо- и меланократовых разностей, а также прожилки и гнезда, сложенные серпентином и хризотил-асбестом.

Мелкие выходы метагаббро лопаткинского комплекса развиты также среди образований октябрьской толщи к северо-западу от бухты Зимовочная. Интрузии отнесены к лопаткинскому комплексу в связи со сходством их с петротипическими породами на п-ове Лопатка (полосчатость, разнообразие текстурно-структурных особенностей, присутствие серпентинизированных разностей).

К лопаткинскому комплексу нами отнесены также выходы метагаббро на излучине р. Пека и к югу от г. Ферсмана. В речных береговых обрывах к западу от

поворота р. Пека с субширотного к субмеридианальному направлению течения, вскрыты коренные выходы габбро, прорывающие кварциты и мрамора симсовской (?) толщи. Видимая мощность интрузии составляет около 0,5 км. Породы, слагающие интрузию, разнообразны по структурно-текстурным особенностям. Выделяются среднезернистые массивные разности, мелкозернистые габбро с участками пегматоидного строения, осветленные метагаббро-пироксениты, тонкозернистые лиственитизированные оталькованные рассланцованные породы с мелкой сульфидной вкрапленностью. Останцы мраморов и кварцитов интенсивно передроблены и обохрены. Западный и северный контакты срезаны гранитоидами песцовского комплекса, а восточный перекрыт раннепалеозойскими отложениями. Характерной особенностью габброидов является присутствие вкрапленности чешуйчатого графита. Предположительно к лопаткинскому комплексу отнесена нами мелкая интрузия габбро в нижнем течении р. Становая, выявленная при составлении схемы геологического строения для участка детальных геологических исследований в ходе работ по составлению Легенды ГК-200. Химический состав интрузий на р. Пека и Становая приведен в таблице 13.

Возраст комплекса определяется как ранне-среднерифейский по геологическим данным – интрузии габбро пересекают кварциты и мрамора октябрьской толщи, но являются более ранними относительно позднерифейских андезитов лаптевской свиты и перекрыты венд-раннепалеозойскими отложениями. Не исключено, что лопаткинский комплекс является возрастным аналогом или даже продолжением к северо-востоку гипербазитового становского комплекса.

Северобыррангский комплекс метагаббро-долеритовый (vRF_{1-2sb}). Впервые рассматриваемый комплекс выделен М. Г. Равичем в качестве «формации ортоамфиболитов». В дальнейшем А. И. Забиякой и его коллегами он был объединен в быррангский комплекс метадиабазов, дайки и силлы которого прослеживались от среднего течения р. Ленинградская на северо-восток до верховьев р. Гольцовая на расстоянии более 150 км. А. Ф. Проскурниным предложено название «северобыррангский» в связи с задействованностью наименования «быррангский» на Центральном Таймыре для нижнетриасовых интрузий габбро-долеритов [18]. Интрузии распространены в юго-восточной части полуострова Челюскин от р. Жданова до южного побережья зал. Терезы Клавенес, локализованы в образованиях ждановско-октябрьской серии и прорваны гранитоидами песцовского комплекса.

Выделяются силлы, дайки и мелкие массивы, достигающие 2 км мощности и 8-10 км в длину. Совместно с вмещающими породами интрузии метаморфизованы и подвержены складчатости. Текстуры пород массивные, реже сланцеватые, структуры гипидиоморфнозернистые или диоритовые. Породообразующие минералы представлены альбитизированным плагиоклазом (в реликтах – андезин),

амфиболизованным диопсидом в габбро, роговой обманкой в габбро-диоритах, иногда кварцем (до 10% в габбро-диоритах).

Интрузии, принадлежащие северобыррангскому комплексу, широко развиты в среднем течении р. Жданова, где были опробованы в 2009 году в ходе ГДП-1000. На данном участке комплекс представлен субсогласными дайками и силлами, сложенными средне – крупнозернистыми темно-зелено-серыми амфиболизованными габбро и габбро-долеритами. В эндоконтакте отмечается рассланцевание пород, изредка – полосчатость, присутствие сульфидной вкрапленности. Тела метагабброидов локализованы в поле развития пород ждановской свиты (интрузий так много, что это скорее реликты осадочных пород локализованы в поле интрузивных пород основного состава). Контактных изменений вмещающих пород практически не наблюдается. Видимые размеры тел в береговых обрывах достигают 30-40 м в высоту и первых километров по протяженности. Основными минералами в породах являются призматический амфибол тремолит-актинолитового ряда (50-55%) и ксеноморфный альбит-олигоклаз (20-25%) с обильной сыпью цоизита (15-20%). Вокруг зерен амфибола выделяются землистые массы агрегатов сфен-лейкоксового состава. Структура нематогранобластовая, текстура параллельно-слоистая. По петрографическим особенностям породы относятся к аподолеритовым амфиболитам (определения Т. Г. Говердовской), а по химическому составу – к семейству габбро, габбро-диоритов нормального ряда с натриевым и калиево-натриевым типами щелочности (табл. 13). Попытка определить изотопный возраст аргон-аргоновым методом не дала результата, поскольку полученный график отжига имеет дискордантный характер, что указывает лишь на глубокий процесс преобразования исходной породы. В протолочке из габбро-амфиболита обнаружено всего одно зерно циркона, что исключило возможность датирования.

Радиологический возраст бадделеита из пород двух интрузий северобыррангского комплекса несколько южнее границы листа Т-45-48 (руч. Светлый в бассейне р. Ленинградская), определенный по соотношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в лаборатории Калифорнийского университета, составляет 1374 ± 10 и 1348 ± 37 млн. лет [61]. Можно здесь отметить, что аналогичный изотопный (U-Pb) возраст имеют цирконы из черных сланцев ждановской толщи на данном участке (проба 10065 В. Ф. Проскурнина). Жесткий возрастной интервал для всех 25 проанализированных зерен позволяет предположить, что сланцы образованы по магматической породе раннерифейского возраста. Очевидно, данному интервалу отвечает всплеск магматической активности.

Возраст интрузий северобыррангского комплекса по геологическим данным и определениям изотопного возраста принимается ранне-среднерифейским.

Снежинский комплекс гранодиорит-гранитовый позднего рифея (γRF_{3s}) в юго-восточной части полуострова Челюскин выделен В. Ф. Проскурниным из

Химический состав габброидов
лопаткинского ($v\beta RF_{1-2lp}$) и северобыррангского ($v\beta RF_{1-2sb}$) комплексов

| Окислы (%) | $v\beta RF_{1-2sb}$ | | | | | $v\beta RF_{1-2lp}$ | |
|--------------------------------|-------------------------|------------------|--------------|-------|-------|---------------------|-----------|
| | Габбро и габбро-диориты | | | | | Габбро-диабазы | |
| SiO ₂ | 47,64 | 47,02 | 50,77 | 48,98 | 50,05 | 44,1 | 44,66 |
| TiO ₂ | 2,01 | 1,27 | 1,02 | 1,70 | 1,37 | 1,05 | 1,94 |
| Al ₂ O ₃ | 13,85 | 17,27 | 13,29 | 13,42 | 12,58 | 17,0 | 18,35 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,29 | 1,27 | 2,56 | 3,69 | 2,93 | 11,7 | 2,14 |
| FeO | 10,13 | 8,10 | 9,64 | 9,22 | 10,54 | | 8,30 |
| CaO | 9,99 | 6,66 | 9,94 | 10,09 | 9,65 | 9,27 | 9,32 |
| MgO | 6,52 | 7,68 | 6,76 | 6,73 | 6,97 | 9,10 | 7,17 |
| MnO | 0,29 | 0,16 | 0,19 | 0,21 | 0,20 | 0,18 | 0,14 |
| K ₂ O | 0,15 | 0,99 | 0,70 | 0,44 | 0,30 | 0,57 | 1,14 |
| Na ₂ O | 2,58 | 2,70 | 1,74 | 1,92 | 1,95 | 2,65 | 2,43 |
| P ₂ O ₅ | 0,20 | 0,19 | 0,10 | 0,19 | 0,11 | 0,13 | 0,11 |
| ппп | 4,37 | 6,24 | 2,97 | 2,85 | 3,05 | 4,08 | 3,91 |
| Σ | 100,02 | 99,61 | 99,68 | | | 99,90 | 99,54 |
| H ₂ O | н/о | 0,11 | 0,11 | 0,13 | 0,12 | | 0,28 |
| Собщ | | н/о | <0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,07 | 0,09 |
| Число проб | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Источник | [18] | [75] | ГДП-1000 | | | [92] | [75] |
| Привязка | Р. Дорож- ная | Р. Воей- кова | Река Жданова | | | Река Ста- новая | Река Пека |

состава катаклазированных гранитов, известных как ждановский комплекс Восточного Таймыра [22]. Интрузии локализованы в породах октябрьской и ждановской толщ, а также прорывают метаморфические образования фаддеевского комплекса и симсовской толщи, образуя штоки, пластовые залежи и жилы. Для всех гранитоидов характерен динамометаморфизм и микроклинизация. На ГГК-1000/2 тела гранитоидов песцовского и снежинского комплекса находятся в непосредственной близости и не различаются по набору пород. В серийной Легенде объем комплекса ограничен массивами на г. Октябрьская, в бассейне р. Жданова и Бырранга, а также на правом берегу р. Снежная. По имеющимся изотопным датировкам возраста, к снежинскому комплексу нами отнесены гранитоиды массива г. Ледовая.

Породы, слагающие комплекс, представлены гранитами, лейкогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, сходными с породами песцовского комплекса (табл. 14).

По внешнему облику резко выделяются умереннощелочные граниты и лейкограниты, представленные розовыми мелкозернистыми плейчатыми породами, гранитная природа которых выявляется только под микроскопом. Во время посещения р. Жданова в 2009 году нами были отобраны пробы из элювиально-делювиальных свалов этих пород. По заключению Т. Г. Говердовской, породы по петрографической характеристике относятся к милонитизированным гранитам слюдисто-полевошпат-кварцевого состава с милонитовой структурой и волнисто-сланцеватой текстурой за счет слоев мусковита, огибающего реликтовые зерна микроклина и зубчатые агрегаты кварца. По химическому составу породы сходны с образцами из коллекции М. Г. Равича для этого района (табл. 14). Изотопный (U-Pb) возраст всех 10 цирконов из штуфной пробы отвечает 855 млн. лет.

Для 7 проб гранитоидов снежинского комплекса приводятся [92] изотопные (U-Pb) датировки цирконов, колеблющиеся от 824 до 845 млн. лет (одна проба – 914 млн. лет). Возраст цирконов из двух проб гранитоидов в бассейне р. Становая (Степанов, 1965г.) составляет 1110-1150 и 800-870 млн. лет. Изотопный возраст 850 млн. лет, установленный U-Pb методом по цирконам, предлагается и В. А. Верниковским [9, 47].

Для гранитоидов массива г. *Ледовая*, по данным Легенды ГГК-200 установлен изотопный (U-Pb) возраст цирконов, составляющий 827 млн. лет. Как уже отмечалось, ранее этот массив входил в состав песцовского комплекса.

Приведенные результаты радиологических определений возраста в совокупности с геологическими данными позволяют уверенно датировать гранитоиды снежинского комплекса поздним рифеем (точнее, рубежом начала и середины позднего рифея). Исследования распределения редкоземельных элементов в катаклазированных гранитах Фаддеевского выступа и Sm-Nd изотопные данные

Таблица 14

Химический состав гранитоидов снежинского (γ RF_{3S}) комплекса

| Окислы % | Гранодиориты, кварцевые диориты | | | | Граниты, лейкограниты | | | | Умереннощелочные | | | | | | | |
|--------------------------------|------------------------------------|-------------|-----------|-----------------|--------------------------|-----------|--------|------|-----------------------|---------------|-----------------|--------------|-------|-------|-----------|--|
| | | | | | | | | | Граниты | | | Лейкограниты | | | | |
| SiO ₂ | 63,00 | 63,82 | 62,76 | 65,6 | 69,8 | 69,50 | 70,62 | 74,8 | 69,3 | 71,8 | 68,7 | 77,74 | 76,40 | 75,09 | 75,92 | |
| TiO ₂ | 0,65 | 0,05 | 0,24 | 0,44 | 0,10 | Сл. | | 0,1 | 0,30 | 0,21 | 0,23 | | 0,16 | 0,17 | 0,16 | |
| Al ₂ O ₃ | 16,10 | 16,92 | 17,27 | 15,3 | 16,4 | 13,32 | 14,14 | 13,3 | 14,1 | 14,6 | 15,1 | 11,96 | 12,80 | 12,74 | 12,41 | |
| Fe ₂ O ₃ | 1,32 | 3,07 | 2,40 | 4,57 | 1,50 | 2,26 | 2,53 | 1,92 | 3,82 | 2,38 | 3,08 | 2,02 | 0,91 | 1,81 | 1,68 | |
| FeO | 4,15 | 5,19 | 4,67 | | | 3,28 | 1,67 | | | | | 1,51 | 0,31 | | | |
| CaO | 3,77 | 4,21 | 4,57 | 4,07 | 1,76 | 3,16 | 2,46 | 0,73 | 1,99 | 0,56 | 1,38 | 1,00 | <0,01 | 0,38 | 0,86 | |
| MgO | 2,33 | 0,85 | 2,30 | 1,07 | 0,96 | 0,55 | 0,80 | 0,34 | 1,28 | 0,91 | 1,09 | 0,91 | 0,21 | 0,29 | 0,19 | |
| MnO | 0,11 | 0,51 | 0,09 | 0,07 | 0,02 | | | 0,04 | 0,07 | 0,05 | 0,04 | | <0,01 | <0,03 | <0,03 | |
| K ₂ O | 2,41 | 2,04 | 2,93 | 3,44 | 3,59 | 3,15 | 5,92 | 4,99 | 4,19 | 4,61 | 5,15 | 5,78 | 5,35 | 5,48 | 5,56 | |
| Na ₂ O | 3,50 | 2,60 | 1,71 | 3,38 | 4,23 | 3,23 | 2,00 | 2,57 | 4,13 | 3,80 | 3,76 | 2,32 | 2,99 | 3,12 | 2,67 | |
| P ₂ O ₅ | 0,27 | | | 0,13 | 0,1 | | | 0,05 | 0,08 | 0,07 | 0,08 | | <0,01 | <0,03 | 0,06 | |
| ппп | 1,74 | 1,10 | 1,23 | 1,25 | 1,16 | 1,03 | 0,23 | 0,99 | 0,87 | 1,00 | 1,31 | 0,18 | 0,54 | 0,66 | 0,50 | |
| Σ | 99,81 | 100,43 | 100,25 | 99,90 | 99,7 | 100,71 | 100,46 | 99,8 | 100,1 | 99,9 | 99,9 | 100,15 | 99,62 | 99,80 | 100,04 | |
| Собщ | 0,04 | | | 0,06 | 0,05 | | | | 0,05 | 0,05 | 0,05 | | | | | |
| Число проб | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | |
| Источник | [75] | [3] | | [92] | [92] | [3] | | [92] | | | [3] | ГДП | [11] | | | |
| Привязка | Г.Ледовая | Р.Гольцовая | Р. Фаддея | Река Безымянная | Река Рубежная | Р. Фаддея | | | Пр. приток р. Снежная | Река Незваная | Река Преградная | Р. Жданова | | | Р. Фаддея | |

свидетельствуют об их унаследованности от вмещающих пород и формировании гранитоидов за счет плавления последних [10].

Конец позднего рифея – ранний венд

В центральной части площади п-ова Челюскин, от р. Григорьева и м. Харитона Лаптева на востоке до междуречья Кунар-Серебрянка и р. Фонтанка на западе, выделены кунарский гипербазитовый комплекс, григорьевский и папанинский комплексы основного состава, вилькицкий и чукчинский комплексы катаклазированных гранитоидов, а также нерасчлененные интрузии основного состава. Все комплексы локализованы в пределах антиклиналей Центрально-Челюскинского синклинория (в Легенде – северная часть Мамонтовско-Лаптевской геологической площади).

Григорьевский комплекс метагаббро-долеритовый гипабиссальный (vRF_3g). Интрузии комплекса локализованы среди карбонатных пород колосовской свиты и отличаются необычным строением и составом. В серийной Легенде, как это было сделано и А. И. Забиякой, к григорьевскому комплексу отнесены дайки на правом берегу р. Григорьева, а также экструзии и трубки взрыва к югу от г. Забор и из верховьев р. Чистая. В настоящем описании и на карте в составе комплекса нами оставлены только дайки, поскольку экструзии и трубки взрыва отнесены к более молодым образованиям в связи с присутствием в них обломков пород с остатками высших растений. Описание интрузий григорьевского комплекса приводится по материалам ГТС-200 [75].

Серия линзовидных, пластообразных интрузий габбро и габбро-диабазов прослеживается от среднего течения до устья р. Григорьева вдоль ее правого борта. В магнитном поле тела практически не имеют отражения, очевидно, из-за своей маломощности. Лишь местами над ними наблюдаются малоинтенсивные локальные аномалии. Интрузивное соотношение габброидов с вмещающими породами колосовской свиты подтверждается обилием ксенолитов известняков. Экзотической особенностью интрузий является присутствие в них шаровой отдельности на всем протяжении тел, так что они выглядят как руины древних крепостных стен, сложенных булыжниками. Шары диаметром от 2-5 см до 20-35 см имеют почти правильную форму и состоят из крупных кристаллов скаполита, сцементированных темно-зеленым диабазом с переходной зоной в 1-2 см из средне-крупнозернистого агрегата скаполит-хлорит-эпидот-цоизитового состава. Шаровые выделения не соприкасаются между собой и занимают до 50-60% объема пород. В эндоконтактах интрузий выделения скаполита имеют неправильную форму и меньшие размеры (1-2 см). Известняки в приконтактовой зоне шириной 2-3 м превращены в серицит-скаполитовые метасоматиты. В справочной литературе отмечается, что шаровая отдельность в апикальных частях близповерхностных интрузий может возникать при внедрении во влажный субстрат. Таковую же точку зрения высказал Д. А. Додин, когда в свое время к нему обратились за кон-

сультацией по поводу необычных скаполитовых шаров. Он предположил, что шары, сложенные скаполитом, могли образоваться за счет реакции с влажными осадками на дне моря. Согласно другим взглядам, шары – результат скарнирования ксенолитов известняков, либо – всплывшие «пузыри» лавы. Для скаполитизированных пород григорьевского комплекса характерно резко повышенное содержание СаО (табл. 15), что позволяет отнести скаполит к мейониту.

Породы интенсивно хлоритизированы и карбонатизированы. Среди вторичных минералов преобладают хлорит и кальцит в виде равномерно распределенных скоплений до 1 мм в поперечнике. По химическому составу дайки р. Григорьева относятся к габбро нормального ряда с натриевым типом щелочности (таблица 15), резко отличаясь от даек п-ва Лассиниуса и низовьев р. Воейкова, которые на ГК-1000/2 входили в григорьевский комплекс.

А. И. Забияка [24] предложил выделить шаровые образования в качестве новой разновидности метасоматитов на Таймыре и назвать их «симситы» (по зал. Симса, куда впадает р. Григорьева). Основными минералами метасоматитов, по его описанию, являются цоизит (56%) и пиррофиллит (31%), дополненные небольшими количествами талька, альбита и серицита. В процессе метасоматоза происходило возрастание количества глинозема, окиси кальция и окиси калия при одновременном выносе всех остальных компонентов. Авторы указывают, что метасоматиты требуют дальнейшего исследования, и к их мнению, безусловно, нужно присоединиться, поскольку даже состав главных минералов разными исследователями определяется по-разному (скаполит – у одних и цоизит – у других).

Формационную принадлежность интрузий точнее всего можно определить как спилит-диабазовую. Возраст интрузий григорьевского комплекса всеми исследователями признается позднерифейским.

Кунарский комплекс дунит-гарцбургитовый (ΣRF_3k). Название комплекса предложено А. И. Забиякой [91]. Тела ультраосновного состава были выявлены при производстве АФГК-200 и на геологической карте Горного Таймыра отнесены к позднему рифею. В серийной Легенде возраст гипербазитов условно принят протерозойским.

Интрузии ультраосновного состава локализованы на двух участках – от истоков р. Кунар до побережья бухты Мод и от оз. Простое до левобережья р. Клязьма. Участки находятся на расстоянии 80 км и традиционно объединяются в Кунарский гипербазитовый пояс.

В районе р. Кунар и бухты Мод тела гипербазитов, ориентированные согласно с вмещающими породами, залегают среди основных вулканитов лаптевской свиты, слагающих ядро крупной антиклинальной структуры северо-восточного простиранья. На современном эрозионном срезе интрузии образует тесно сближенные группы, разобщенные узкими полосами вмещающих пород и пересеченные

Химический состав позднерифейских габброидов
григорьевского (vR_{3g}) комплекса

| Окислы (%) | Габбро-диабазы | | | | | | метасоматиты (шары) | |
|--------------------------------|------------------|-------|-------|-------|--------|-------|------------------------|-------|
| | SiO ₂ | 42,82 | 47,17 | 37,72 | 46,77 | 46,84 | 47,71 | 44,63 |
| TiO ₂ | 2,70 | 1,44 | 2,05 | 1,96 | 0,85 | 1,52 | 0,15 | 0,20 |
| Al ₂ O ₃ | 13,05 | 15,24 | 19,93 | 15,16 | 12,95 | 14,16 | 28,08 | 29,87 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,86 | 11,45 | 2,22 | 2,24 | 2,33 | 2,89 | 1,73 | 1,25 |
| FeO | 12,95 | | 9,50 | 9,18 | 7,14 | 7,97 | 1,09 | 0,70 |
| CaO | 10,08 | 11,45 | 6,24 | 8,11 | 12,74 | 10,76 | 17,24 | 17,88 |
| MgO | 6,66 | 7,65 | 10,91 | 7,68 | 9,97 | 7,86 | 1,03 | 1,01 |
| MnO | 0,20 | 0,17 | 0,17 | 0,18 | 0,15 | 0,17 | 0,09 | 0,04 |
| K ₂ O | 0,07 | 0,06 | 0,26 | 0,28 | 0,16 | 0,11 | 0,66 | 1,14 |
| Na ₂ O | 2,38 | 3,26 | 2,31 | 2,37 | 1,63 | 3,37 | 2,22 | 1,70 |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,11 | 0,27 | 0,21 | 0,05 | 0,22 | 0,04 | 0,05 |
| ппп | 4,30 | 2,56 | 6,88 | 5,24 | 4,27 | 3,01 | 2,68 | 1,36 |
| Σ | 99,24 | 99,46 | 99,54 | 99,74 | 100,33 | 99,79 | 99,75 | 99,00 |
| H ₂ O | 0,25 | | 0,15 | 0,07 | | | | 0,04 |
| Собщ | 1,38 | | н/о | 0,18 | | | | 0,02 |
| Число проб | 1 | 1 | 1 | 3 | 2 | 1 | 1 | 1 |
| Источник | [18] | [11] | [75] | | [24] | | | [18] |
| Привязка | Р. Григорьева | | | | | | | |

разноориентированными дайками габбро. Протяженность тел измеряется десятками – сотнями метров, реже километрами при мощности от первых десятков до нескольких сотен метров. В районе бухты Мод над их выходами наблюдается интенсивная положительная аномалия с большими градиентами по краям, что говорит о вертикальных границах интрузий. К югу и к северу от участка бухты Мод аномалии не прослеживаются, в связи с чем предположение о наличии пояса протяженностью 80 км представляется слабо обоснованным. Аномалии, подобные аномалиям к югу от бухты Мод, наблюдаются в приустьевой части р. Эльга (северо-восток п-ова Челюскин), что дает основания предполагать здесь тела ультрамафитов, не выходящих на поверхность [75]. Подтверждением может служить присутствие в пределах указанной магнитной аномалии, на правом берегу р. Эльга, пологонаклонных субсогласных (аз пад. 130° , угол 25°) даек, сложенных серпентинизированными габбро-диабазами.

Характер взаимоотношений с вмещающими породами, возможно, интрузивный (протрузивный?), но затушеван рассланцеванием, милонитизацией и поздним гидротермальным метаморфизмом. Внутреннее строение массивов сложное и обусловлено полосчатым распределением серпентинитов (по дунитам), хлоритовых и слюдисто-амфиболовых метасоматитов (по перидотитам), реже – сохранившихся пироксенитов и амфиболитов по ним. Переходы между разновидностями пород постепенные, но быстрые. Метасоматоз максимально проявлен по зонам дробления в эндоконтактах, где преобладают тальк-серпентиновые породы с прожилками альбит-кварцевого состава. В метасоматитах отмечаются кристаллы хромита до 1-1,5 см в диаметре, замещенные с периферии магнетитом. Отдельные тела процессами метасоматоза нацело лиственизированы.

Серпентиниты сложены волокнистым серпентином и пластинчатым антигоритом, в которых отмечаются сферолитовые агрегаты хризотила и округлые слюдистые агрегаты, возможно, являющиеся псевдоморфозами по пироксену. В метасоматитах по перидотитам кроме серпентина присутствуют хлорит, актинолит, слюдистый материал, зерна сфена. Отмечаются реликтовые контуры пироксена и оливина, сложенные, соответственно, актинолитом и серпентином. Пироксениты развиты в ультрамафитах на контакте с интрузиями габбро, катаклазированы, замещены актинолитом, но все же отличаются наименьшей степенью метаморфизма. По данным В. В. Беззубцева [3], в междуречье Ханневича и Серебрянки отмечается чередование серпентинитов и габбро, образующих подобие первично расслоенного тела, из чего следует вывод о недостаточной изученности взаимоотношений этих пород, встречающихся как независимо друг от друга, так и совместно. Мелкие тела гипербазитов на правом борту р. Ханневича отмечаются и в работе А. И. Забияки [22], но при производстве ГГС-200 указанные тела на местности не обнаружены и в настоящей карте оставлены условно.

По минеральному и химическому составу породы близки к гарцбургитам, реже – дунитам и лерцолитам (табл. 12). Породы очень сильно изменены (потери при прокаливании составляют от 3 до 25%), с чем, видимо, связано повышенное содержание SiO_2 , которое при пересчете на 100% достигает 47%. Плотность серпентинитов колеблется от 2,46 до 2,74 г/см³ (в среднем 2,59 г/см³). Магнитная восприимчивость изменяется от 240 до 510×10^{-5} ед. СИ. Минералогическим анализом в серпентинитах установлена убогая вкрапленность хромита (0,05% на участке оз. Простое и 0,02% – на участке бухты Мод). В песчаниках и гравелитах продольнинской толщи повышено содержание фуксита, а источником хрома предполагаются ультраосновные породы кунарского комплекса, размыв которых, очевидно, начался в венде. С гипербазитами связаны убогие россыпи хромита и платиноидов в долине р. Унга, где в качестве промежуточных коллекторов выступают палеогеновые коры выветривания и раннеюрские конгломераты.

На участке р. Клязьма и оз. Простое тела гипербазитов имеют изометричную или неправильную форму, размер от первых метров до первых сотен метров и являются секущими относительно вулканитов лаптевской свиты и доломитов колосовской свиты. Отмечается сходство с олистолит-олисторомовыми образованиями [3]. В магнитном поле выходы ультраосновных пород на данном участке не фиксируются. Силикатный состав серпентинитов с участка р. Клязьма отличается пониженными содержаниями SiO_2 по сравнению с породами участка бухты Мод (табл. 12).

Химический состав серпентинитов и их лиственитизированных разновидностей свидетельствует об их образовании по гарцбургитам, лерцолитам, дунитам, верлитам и пироксенитам. Серпентиниты геохимически относятся к низкохромистому типу с сульфидным оруденением (пентландит, виоларит и др.), реже хромитом и магнетитом [91].

Комплекс относится к альпинотипной дунит-перидотитовой формации [75], характерной для ранних стадий развития эвгеосинклиналей. Возраст комплекса определяется по геологическим данным – близко одновременный относительно лаптевской свиты и более древний – относительно гранитоидов вилькицкого комплекса. Обломки серпентинитов отмечены в гравелитах чекинской толщи раннего венда. В соответствии с приведенными данными мы относим гипербазиты кунарского комплекса к позднему рифею. С предлагаемой датировкой хорошо согласуется изотопный возраст минералов платиновой группы (МПГ) из россыпей, сопровождающих интрузии комплекса. Изучение изотопных взаимоотношений $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ свидетельствует о мантийной природе платиноидов и дискретности минералообразования. Модельный возраст трех изотопно гетерогенных групп отвечает 974 ± 45 , 791 ± 45 и 665 ± 60 млн. лет. Время наиболее интенсивного минералообразования и формирования ультрамафитов определяется интервалом 780 – 805 млн. лет. Внедрение кунарских гипербазитов, по заключению авторов,

не может быть древнее завершающей стадии плавления протолита, зафиксированной в изотопном составе МПГ как интервал 640-690 млн. лет. [37].

На наш взгляд, необходимо обратить внимание на различие серпентинитов с участков р. Клязьма и бухты Мод (морфология тел, химический состав, поведение в магнитном поле), а также на правомерность объединения двух разрозненных участков в единый гипербазитовый пояс. С учетом вероятного присутствия ультраосновных пород к востоку от р. Унга, а также приуроченности гипербазитов к контакту лаптевской и колосовской свит на участке р. Клязьма, вырисовывается картина развития последних в виде пятен среди выходов основных вулканитов нижней части лаптевской свиты и доломитов колосовской свиты.

Папанинский комплекс габбровый (vRF_{3pp}) выделялся ранее как верхнемалиновский по аналогии с Нижнетаймырской площадью, но В. Ф. Проскурниным для п-ова Челюскин было предложено новое название [18] по наименованию м. Папанина на берегу бухты Мод. Субсогласные или кососекущие дайки и силлы, локализованные среди образований лаптевской и колосовской свит, прослежены от побережья бухты Мод до р. Борзова с севера на юг и от р. Клязьма до левобережья р. Григорьева – с запада на восток. В магнитном поле собственно тела папанинского комплекса практически не имеют отражения в силу малых размеров. На участке р. Борзова среди основных эффузивов лаптевской свиты выделяются локальные тела габбро-диабазов, которым отвечают положительные магнитные аномалии [75], но уверенное вычленение их на фоне вулканитов основного состава затруднительно.

Пространственно дайки и силлы ассоциируют с серпентинитами кунарского комплекса, прорывая последние. Протяженность тел варьирует от 20-30 м до первых километров в длину, мощность – от 2-3 до 300-400 м. Дайки ориентированы в восток-северо-восточном направлении ($60^{\circ}СВ$). На участке между бухтой Мод и р. Унга отмечаются также единичные мелкие тела амфиболизированного габбро северо-западного простирания ($65^{\circ}СЗ$), которые в Легенде и на ГКК-1000/2 были отнесены к северобыррангскому комплексу. В настоящей работе все интрузии данного участка включены в папанинский комплекс. Интрузии локализованы в интенсивно дислоцированных нижнелаптевских вулканитах основного состава и совместно с ними катаклазированы, амфиболизированы, эпидотизированы, альбитизированы, окварцованы. Текстуры пород – массивная, полосчатая, пятнистая, сланцеватая; структуры – метагаббровая, бластоофитовая, гранонематобластовая, реже порфириовидная. В приконтактных зонах габброиды содержат ксенолиты вмещающих пород, приобретают скрытокристаллическую структуру и светло-желтовато-зеленую окраску. Породы состоят на 55-60% из плагиоклаза (в реликтах – андезин) и на 40-45% из моноклинного пироксена (в реликтах – диопсид). Плагиоклаз почти нацело альбитизирован и сосюритизирован, а пироксен – амфиболизирован и хлоритизирован. По химическому составу породы

относятся к семейству габбро умеренно-щелочного и нормального ряда с натриевым, реже – калиево-натриевым типом щелочности (табл. 16).

Интрузии папанинского комплекса можно отнести к габбро-диабазовой формации. Возраст метагабброидов, в соответствии с Легендой, принимается позднерифейским.

Часть тел отнесена к *нерасчлененным метаморфизованным габбро* (vPR_2) в силу их недостаточной обнаженности и (или) изученности. Указанные тела располагаются в западной части Шренк-Фаддеевского геологического района (правобережье р. Кунар, левые истоки р. Серебрянка, левобережье р. Фонтанка, устье р. Нижняя Таймыра), имеют север-северо-восточное простирание, субпараллельное Главному Таймырскому разлому, вдоль которого они протягиваются на расстоянии от 3 до 10 км к востоку. Видимая мощность тел вкрест простирания достигает 300-500 м, а протяженность до нескольких километров по разрозненным выходам. Интрузии по правобережью р. Кунар отражаются в магнитном поле узкой положительной аномалией интенсивностью до 300 γ , которая прослеживается к югу, что позволяет говорить о наличии не выходящих на поверхность тел. Нужно также отметить пространственную сближенность и субпараллельность с телами катаклазированных гранитов на всех участках, где встречаются описываемые метагабброиды. При составлении разрезов по правому притоку р. Кунар сходные маломощные согласные дайки (?), отнесенные петрографами к диоритовым порфиритам (определение В. З. Шуваловой), зафиксированы среди вулканитов нижней части лаптевской свиты в сочетании с кварцевыми кератофирами.

Вилькицкий комплекс плагиогранитовый ($p\gamma RF_{3v}$). Комплекс выделен В. Ф. Проскурниным при составлении ГК-1000/2. Название дано по р. Кунар, на правом берегу которой находится петротипический Кунарский массив. К комплексу отнесены также небольшие тела в районе бухты Мод.

Самый крупный массив (*Кунарский*) простирается от верховьев р. Кунар до побережья бухты Мод (2-2,5 км на 15 км) и ориентирован согласно с простиранием пород лаптевской свиты. Контакты с вмещающими породами волнистые, апофизообразные, субсогласные. На отдельных участках вулканиты лаптевской свиты интенсивно инъецированы гранитным материалом. Породы массива катаклазированы и отличаются пятнисто-сланцеватыми и очковыми текстурами, напоминая рассланцованные гравелиты. Процесс микроклинизации развит значительно слабее, чем в интрузиях песцовского комплекса. Основную массу plutона составляют среднезернистые интенсивно катаклазированные плагиограниты и гранодиориты, изредка отмечаются катаклазиты с новообразованным микроклином. Породы окварцованы, мусковитизированы, хлоритизированы и пиритизированы. Химический состав отвечает плагиогранитам с ярко выраженным натриевым типом щелочности (табл. 17). Имеющиеся изотопные (U-Pb) датировки воз-

Таблица 16

Химический состав позднерифейских габброидов папанинского (vPR_{2pp}) комплекса

| Оксиды (%) | Габбро-диабаз | габброиды | | | | диабазы | | | | габброиды | | габбро | | Габбро-диабазы | | | |
|--------------------------------|------------------|------------------|---------------|-------|-------|------------|-------|-------|-------|-----------|-------|--------|-------|----------------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 46,05 | 48,86 | 51,17 | 49,11 | 51,24 | 47,41 | 50,37 | 51,5 | 44,85 | 49,52 | 47,62 | 48,40 | 50,80 | 48,63 | 45,35 | 47,06 | 47,18 |
| TiO ₂ | 4,06 | 0,98 | 1,73 | 1,14 | 0,85 | 0,13 | 1,09 | 1,16 | 1,48 | 0,94 | 0,67 | 0,75 | 0,65 | 1,25 | 1,38 | 0,02 | 2,68 |
| Al ₂ O ₃ | 11,32 | 17,96 | 16,9 | 16,88 | 15,84 | 19,11 | 16,75 | 17,19 | 19,81 | 16,59 | 17,04 | 17,03 | 17,60 | 16,25 | 17,56 | 13,98 | 14,71 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,15 | 2,37 | 8,35 | 9,2 | 11,18 | 8,95 | 8,71 | 9,21 | 13,33 | 9,37 | 8,66 | 3,15 | 3,65 | 3,00 | 4,70 | 1,95 | 13,75 |
| FeO | 10,64 | 8,01 | | | | | | | | | | 6,94 | 6,20 | 10,00 | 10,80 | 7,88 | |
| CaO | 6,24 | 6,68 | 9,42 | 8,76 | 7,89 | 9,84 | 9,97 | 6,5 | 3,01 | 10,26 | 11,45 | 11,82 | 8,40 | 10,15 | 5,60 | 12,60 | 7,02 |
| MgO | 5,66 | 4,95 | 5,68 | 8,18 | 5,45 | 6,19 | 5,92 | 5,93 | 7,68 | 6,83 | 8,54 | 4,85 | 4,25 | 3,13 | 5,38 | 10,00 | 6,11 |
| MnO | 0,24 | 0,17 | 0,17 | 0,23 | 0,23 | 0,16 | 0,15 | 0,14 | 0,27 | 0,18 | 0,16 | 0,13 | 0,12 | 0,19 | 0,25 | 0,19 | 0,22 |
| K ₂ O | 0,79 | 1,05 | 0,11 | 0,12 | 0,35 | 0,6 | 0,1 | 1,19 | 0,52 | 0,16 | 0,40 | 0,90 | 0,10 | 0,10 | 1,70 | 0,20 | 0,31 |
| Na ₂ O | 3,26 | 4,68 | 3,77 | 2,95 | 5,63 | 2,98 | 3,51 | 4,26 | 3,99 | 3,73 | 2,41 | 3,25 | 4,90 | 4,20 | 3,20 | 3,30 | 3,99 |
| P ₂ O ₅ | 0,26 | 0,19 | 0,21 | 0,14 | 0,16 | 0,17 | 0,15 | 0,23 | 0,18 | 0,11 | 0,09 | 0,14 | 0,20 | 0,30 | 0,31 | 0,28 | 0,28 |
| ппп | 3,77 | 3,55 | 2,1 | 3,0 | 0,68 | 3,14 | 3,18 | 2,78 | 4,56 | 2,3 | 2,44 | 1,60 | 2,30 | 2,00 | 2,90 | 4,42 | 3,3 |
| Σ | 99,53 | 99,45 | | | | | | | | | | 99,18 | 99,18 | 99,20 | 99,14 | 99,88 | |
| H ₂ O | 0,26 | 0,07 | | | | | | | | | | н/о | 0,20 | 0,33 | 0,62 | 0,60 | |
| Собщ | 0,35 | 0,03 | | | | | | | | | | н/о | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | |
| Число проб | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 6 |
| Источник | [75] | [18] | [9] | | | [9] | | | | | [75] | | | | [9] | | |
| Привязка | П-ов Лас-синиуса | Р.Клязьма 200-94 | Озеро Простое | | | Река Кунар | | | | Бухта Мод | | | | Река Унга | | | |

Таблица 17

Химический состав позднепротерозойских гранитоидов вилькицкого (γR_3V) и чукчинского (γR_3-V_1C) комплексов

| Комп-лекс | (γR_3V) | | | | | (γR_3-V_1C) | | | | | | | | |
|--------------------------------|-----------------|-------|-------|----------------|-------|---------------------|-------|-------|---------------|-------|-----------|-------|----------------------------|-------|
| | Грано-диориты | | | Плагио-граниты | | граниты | | | Грано-диориты | | граниты | | | |
| SiO ₂ | 67,31 | 61,44 | 63,82 | 72,20 | 75,82 | 73,13 | 72,69 | 71,93 | 69,28 | 68,43 | 73,27 | 76,28 | 74,01 | 73,40 |
| TiO ₂ | 0,49 | 0,53 | 0,53 | 0,60 | 0,32 | 0,25 | 0,20 | 0,20 | 0,47 | 0,45 | 0,26 | 0,26 | 0,27 | 0,55 |
| Al ₂ O ₃ | 14,71 | 16,12 | 15,22 | 13,04 | 12,46 | 14,36 | 14,65 | 15,04 | 14,78 | 14,97 | 14,43 | 13,41 | 13,90 | 12,12 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,39 | 2,45 | 2,50 | 0,37 | 0,55 | 0,73 | 0,72 | 0,96 | 1,15 | 1,74 | 1,13 | 0,67 | 2,68 | 1,96 |
| FeO | | 5,00 | 3,91 | 2,95 | 2,08 | 0,96 | 0,90 | 0,78 | 1,74 | 1,17 | 1,06 | 0,83 | 0,83 | 1,01 |
| CaO | 4,07 | 4,55 | 5,53 | 2,24 | 1,98 | 2,02 | 1,87 | 2,45 | 1,77 | 2,20 | 1,49 | 1,41 | 1,53 | 1,57 |
| MgO | 1,64 | 1,38 | 1,96 | 1,26 | 0,31 | 0,79 | 0,79 | 0,64 | 1,41 | 1,28 | 0,64 | 0,24 | 0,88 | 0,59 |
| MnO | 0,12 | 0,15 | 0,21 | 0,05 | 0,06 | 0,08 | 0,07 | 0,08 | 0,06 | 0,06 | 0,07 | 0,06 | 0,07 | 0,08 |
| K ₂ O | 0,86 | 0,80 | 0,77 | 0,06 | 0,14 | 2,36 | 2,70 | 3,63 | 4,08 | 4,68 | 3,87 | 4,12 | 3,69 | 3,48 |
| Na ₂ O | 3,44 | 4,00 | 3,08 | 4,60 | 4,51 | 3,46 | 3,31 | 3,38 | 3,55 | 3,79 | 3,15 | 2,40 | 1,90 | 3,65 |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | 0,29 | 0,16 | 0,07 | 0,05 | 0,11 | 0,07 | 0,11 | 0,19 | 0,20 | 0,11 | 0,09 | 0,08 | 0,11 |
| ппп | 1,56 | 2,50 | 2,10 | 1,93 | 0,97 | 0,94 | 0,77 | 0,53 | 0,99 | 0,40 | 0,64 | 0,21 | 0,59 | 1,01 |
| Σ | 99,71 | 99,21 | 99,79 | 99,37 | 99,25 | 99,19 | 98,74 | 99,69 | 99,50 | 99,35 | 100,36 | 99,95 | 100,43 | 99,73 |
| H ₂ O | | 0,44 | 0,24 | 0,07 | 0,03 | 0,12 | 0,16 | 0,16 | 0,22 | 0,20 | 0,20 | 0,02 | 0,03 | 0,05 |
| S общ | | 0,06 | н/о | 0,01 | н/о | <0,10 | <0,10 | 0,11 | | | | | | |
| Число проб | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 5 | | 2 | 1 | 1 | 1 |
| Источ-ник | [11] | [75] | [18] | | | ГДП | | | [110] | | | | | |
| Привяз-ка | Б. Мод | | | Р. Кунар | | Гафнер-фиорд | | | Р. Мутная | | Р. Кельха | | М. Гранитный (р.Н.Таймыра) | |

раста цирконов из гранитоидов, по данным работ В. И. Верниковского и по проекту «Европроба» составляют 740 и 690 млн. лет, соответственно [92]. Возраст пород, определенный методом ТИЭ, составляет 985 млн. лет, но признается недостаточно достоверным. Необходимо отметить, что все три датировки имеют значения, близкие возрастам МПГ из кунарского гипербазитового комплекса (см. ранее), что хорошо согласуется с представлениями В. А. Верниковского о принадлежности гранитоидов к офиолитовому комплексу [5, 8].

Чукчинский комплекс гранитовый ($\gamma\text{RF}_3\text{-V}_1\text{с}$) выделен В. Ф. Проскурниним из состава малиновского комплекса. Петротипическим районом являются верховья р. Чукча (за пределами южной границы листа Т-45-48), где присутствует серия линейно-овальных массивов площадью первые сотни км², конкордантных относительно вмещающих толщ. В серийной Легенде принят позднепротерозойский возраст комплекса.

На площади листов гранитоиды чукчинского комплекса представлены массивами г. Академика Смирнова, р. Кельха, мелкими выходами на правобережье той же реки, в бассейне р. Фонтанка, в устье р. Нижняя Таймыра и выявленными в ходе ГДП-1000 (2009 год) мелкими телами на северном берегу Гафнер-фиорда. На ГК-1000/2 и в серийной Легенде к чукчинскому комплексу (там это был нансеновский комплекс, выделенный из состава чукчинского для п-ова Челюскин) были отнесены также гранитоиды в верховьях р. Тессема и на г. Нансена. При ГС-200 было установлено, что эти массивы – единая интрузия с лодочниковским массивом и относятся к лодочниковскому комплексу. Породы, слагающие массивы, не затронуты процессами динамометаморфизма, характерными для позднепротерозойских катаклазированных гранитов. В ходе работ по уточнению Легенды ГК-200 массив р. Тессема также относился к лодочниковскому комплексу. В связи с указанными причинами и мы ограничили чукчинский комплекс названными в начале абзаца интрузиями.

Тела катаклазированных гранитоидов имеют линзовидную форму, локализованы в вулканогенно-осадочных породах лаптевской свиты, образуя в экзоконтакте инъекционные мигматиты. В геофизических полях интрузии (или контактовые породы с обильной вкрапленностью магнетита) выражены контрастными положительными магнитными аномалиями. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. По петрохимическим особенностям породы относятся к нормальному известково-щелочному ряду пород калиево-натриевой серии (табл. 17). В Легенде указан возраст не моложе 720 ± 40 млн. лет по данным метода ТИЭ для цирконов, хотя данное определение относилось к вилькицкому комплексу. В отчете по составлению Легенды ГК-200 [92] отмечено, что возраст нансеновского (так назывался чукчинский на данной площади) комплекса, полученный по цирконам U-Pb методом, неоднозначен, отвечая 662, 546 и 496 млн. лет.

Гранитоиды чукчинского комплекса, закартированные в восточной части Гафнер-фиорда (ГДП-1000, 2009 г), слагают небольшой низкий островок (т.н. 621) и образуют прерывистые невысокие коренные выходы на северном берегу фиорда (т.н. 622) в непосредственной близости от упомянутого островка. Высота выходов не превышает 1 м и при высокой воде они, очевидно, не выступают над поверхностью фиорда. В т.н. 621 коренные выходы имеют крупноглыбовую отдельность по субгоризонтальному и двум субвертикальным направлениям. Гранитоиды представлены серыми крупнозернистыми разгнейсованными породами с реликтовой гранитовой структурой и пятнистой текстурой за счет обособлений гнезд биотита. По заключению Т. Г. Говердовской, породы являются катаклазированными биотитовыми двуполевошпатовыми окварцованными и частично перекристаллизованными гранитами.

В т.н. 622 обнажен контакт аналогичных разгнейсованных гранитоидов с кварцитами и сланцами по вулканитам лаптевской свиты. В эндоконтакте гранитоидов отмечаются участки аплитовидного строения, эпидотизация, мусковитизация. Сам характер контакта инъекционный – в западной части чередуются клинья гранитоидов и вмещающих пород север-северо-восточного простирания. Вмещающие породы, по заключению Т. Г. Говердовской, превращены в биотит-полевошпат-кварцевые, биотит-эпидот-кварц-альбитовые и актинолит-биотит-эпидот-кварц-альбитовые кристаллосланцы. По химическому составу (таблица 17) гранитоиды относятся к гранитам нормального ряда с натриевым типом щелочности. Возраст цирконов, определенный U-Pb методом в ГЦ ВСЕГЕИ, составляет 640 и 638 млн. лет. Радиологический возраст цирконов из двух проб вмещающих пород имеет разброс от 594 до 763 млн. лет при максимуме около 644 млн. лет (70%) и от 410 до 1148 млн. лет при максимуме около 657 млн. лет. Изотопный (Ar-Ar) возраст биотита из катаклазированных гранитов, отвечает $266,5 \pm 3,5$ млн. лет, что, очевидно, отражает внедрение позднепалеозойских гранитоидов.

Все приведенные значения изотопного возраста моложе данных по вилькицкому комплексу, в связи с чем предлагается датировать чукчинский комплекс поздним рифеом – ранним вендом, чтобы подчеркнуть его относительно более молодой возраст.

Завершая описание проявлений протерозойского магматизма, отметим следующее:

- структурный план докембрия, подчеркнутый расположением протерозойских интрузий – север-северо-восточный и северо-восточный;
- борта Шренк-Фаддеевской СФЗ подчеркнуты попарно сопряженными комплексами ультрамафитов и габброидов;
- общим для всех интрузий метагабброидов является значительная степень измененности, преимущественно субсогласное положение во вмещающих поро-

дах и более древний возраст относительно интрузий катаклазированных гранитов;

- интрузии основного состава относятся к габбро-диорит-диабазовой формации, характерной для ранних этапов развития миегеосинклиналей;

- папанинский и лопаткинский комплексы располагаются, соответственно, по северо-западной и юго-восточной периферии Шренк-Фаддеевской СФЗ, имеют много общего между собой и выделение этих комплексов может подчеркнуть особый характер магматизма краевых частей Шренк-Фаддеевской СФЗ;

- интрузии катаклазированных гранитов относятся к мигматит-гранитовой формации, характерной для инверсионной стадии развития складчатых областей;

- отмечается омоложение однотипных процессов с востока на запад – катаклазированные гранитоиды на юго-востоке формировались в возрастном интервале от 820 до 914 лет, а на западе – в интервале от 690 до 638 (и даже 546) млн. лет;

- габброиды папанинского комплекса комагматичны эффузивам основного состава нижней части лаптевской свиты; северобыррангские и григорьевские интрузии весьма сходны по химизму с породами дорожнинской толщи и ранне-протерозойскими амфиболитами;

- катаклазированные граниты вилькицкого и чукчинского комплексов комагматичны эффузивам кислого-среднего состава верхней части лаптевской свиты.

Выделяются несколько тектоно-магматических этапов:

- 1) в пределах Фаддеевского выступа – *раннекарельский* (апогранитовые милониты, ортоамфиболиты, граниты песцовского комплекса) и *зренвиллский* (ультрамафиты, габбро-амфиболиты, граниты снежинского комплекса), после которых данный участок стабилизировался и приобрел черты срединного массива;

- 2) в центральной части п-ова Челюскин – *байкальский* (ультрамафиты, метагаббро, вулканы пестрого состава, катаклазированные граниты) с набором магматических пород, характерных для эвгеосинклинали. По заключению П. Г. Падерина [75], байкальский тектоно-магматический этап начался после образования отложений колосовской свиты при заложении крупных разрывных нарушений, благодаря которым последовательно сформировались вулканогенные породы нижней части лаптевской свиты, мелкие линзовидные тела ультрамафитов, вулканы верхней части лаптевской свиты, силлы, дайки, массивы габброидов, субвулканические тела риолитов. Образование этих магматических пород характеризует раннюю стадию развития складчатой области. Гранитоиды чукчинского и вилькицкого комплексов внедрились на инверсионной стадии развития геосинклинальной системы.

По набору магматических формаций байкальский тектоно-магматический этап отвечает условиям активной континентальной окраины.

По представлениям В. А. Верниковского, рассматривающего историю формирования континентальной коры Таймырской складчатой области с позиций тек-

тоники плит, автохтонные гранитоиды Фаддеевского выступа (снежинский комплекс начала позднего рифея) сформированы за счет плавления пород древней континентальной коры раннепротерозойского и раннерифейского возраста. Формирование родоначальных расплавов снежинского комплекса происходило в условиях зрелой энсиалической островной дуги при плавлении как мантийного, так и смешанного мантийно-корового источника. Более молодые (конец позднего рифея) толеитовые гранитоиды Челюскинского офиолитового пояса (вилькицкий и, видимо, чукчинский комплексы) сформированы в результате частичного плавления океанской коры либо в процессе кристаллизационной дифференциации родоначальной базальтовой магмы в обстановке энсиматической островной дуги [11].

Наличие магматизма архейско-протерозойского возраста на арх. Северная Земля и акватории Карского моря можно предполагать лишь по косвенным признакам – обломки кислых эффузивов в нижнекембрийских отложениях некрасовской толщи и присутствие детритовых цирконов архейско-протерозойского возраста в палеозойско – мезозойских отложениях [35]. В процентном составе изотопных возрастов отмечаются максимумы, отвечающие позднему карелию, среднему рифею и концу позднего рифея. Указанные возрастные интервалы могут отвечать усилению магматической деятельности, но, за исключением конца позднего рифея, не совпадают с тектоно – магматическими этапами северо-востока п-ова Таймыр.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузии палеозойского возраста представлены гипабиссальными и субвулканическими штоками и дайками раннепалеозойского возраста, а также разно-масштабными телами гранитоидов позднепалеозойского возраста.

Раннепалеозойские интрузии

К раннепалеозойским относятся восточно-октябрьский и смутнинский комплексы ордовикского возраста на арх. Северная Земля.

Восточно-октябрьский комплекс гранитовый (γOk) объединяет массивы Кропоткинский, Никитинский на о. Большевик и все массивы о. Октябрьской Революции. Комплекс выделен А. И. Самусиным в ходе полевых работ на о. Большевик [91] из состава бывшего североземельского комплекса и был назван «кропоткинским» по наименованию ледника Кропоткина. В настоящее время комплекс переименован в «восточно-октябрьский» в связи с тем, что подавляющее количество интрузий располагается на восточном берегу о. Октябрьской Революции.

Первоначально возраст комплекса считался каменноугольным [18, 74], поскольку все интрузии гранитоидов на архипелаге Б. Н. Батуев объединил в единый североземельский комплекс каменноугольного возраста [74]. В серийной Легенде, по аналогии с двуслюдяными гранитами Таймыра, комплекс был отнесен к рифею, хотя на о. Октябрьской Революции интрузии внедрены в отложения фаунистически охарактеризованного кембрия. В настоящее время получены U-Pb датировки цирконов и Ar-Ar датировки слюд из пород на о. Октябрьской Революции, составляющие 443 – 488 млн. лет (таблица 18), позволяющие в совокупности с геологическими данными отнести комплекс к ордовику.

Интрузии восточно-октябрьского комплекса, локализованные преимущественно в отложениях кембрия, представлены крупными и мелкими штоками, сложенными гранитами, гранодиоритами, диоритами, умереннощелочными гранитами и лейкогранитами, сиенитами и граносиенитами. К комплексу относятся также дайки диоритовых порфиритов.

На острове Октябрьской Революции все крупные массивы гранитоидов относятся к восточно-октябрьскому комплексу. Характерными чертами интрузий является штокообразная форма, преобладание порфировидных разновидностей, локализация преимущественно в кембрийских, реже – в нижнеордовикских отложениях при широком проявлении процессов постмагматических гидротермальных и метасоматических изменений. Описание массивов приводится по материалам ГГС-200 [74] с необходимыми дополнениями из результатов последующих геологических исследований. В описании сохранены авторские названия пород, поскольку не всегда имеются определения химического состава для конкретных образцов.

Массив восточного берега ф. Матусевича сложен двумя штоками, разделенными полосой интенсивно передробленных песчаников и алевролитов ушаковской свиты. Контакт с кембрийскими отложениями на востоке – тектонический.

Шток в юго-восточной части массива (верхнее течение р. Ровная) имеет крутые контакты с падением в сторону вмещающих пород. Тело сложено однородными порфировидными тоналитами (названия авторские), в значительной степени альбитизированными и серицитизированными. Вмещающие породы в западном и северо-западном контакте ороговикованы (амфибол-роговиковая фация), а в северном и восточном контакте превращены в адиолы и альбититы мощностью до 200-300 м. В альбититах содержится прожилково-вкрапленное апатит-гематит-магнетитовое оруденение, а в тоналитах зафиксированы секущие жилы магнетита, то есть оруденение наложенное. В элювии широко развиты риодациты и трахибазальты смутнинского комплекса, дайки которых, как показано на ГГК-200, внедряются в гранитоиды восточно-октябрьского комплекса.

Северная часть массива представлена штоком площадью около 55 км², прорванным в нижнем течении р. Ровная интрузией габбро-долеритов ближнеостровского комплекса. Северо-восточная часть штока сложена средне-

Таблица 18

Результаты определений изотопного возраста пород восточно-октябрьского и смутнинского комплексов

| Массив, участок | №№ проб | Лит. Ист. | Порода* | Изотопный возраст (млн.лет) | | | |
|--------------------------------------|----------|-----------|---------------------------------|--------------------------------|---------------------|----------------------|----------------------------------|
| | | | | K/Ar | Ar/Ar | U/Pb | |
| Восточно-октябрьский комплекс | | | | | | | |
| О. Октябрьской Революции | | | | | | | |
| Горы Туманные | 522 | [74] | Биотитовый гранит | Биотит 372±13 Кп.шп. 342±12 | | | D ₃ C ₁ |
| | 07121-2 | ГДП | Порфиroidный гранит | | | 494-534 476-488 | Є O ₁ |
| Гора Сопка | 11595 | [74] | тоналит | Кп.шп. 342±12 | | | |
| | HL02-012 | [64] | Кварц-п.шп. порфир | | | 488,7±3,9 | O ₁ |
| Река Каньон | 11559-1 | [74] | гранодиорит | Биотит 370±13 п.шп. 364±13 | | | D ₃ |
| | HL02-038 | [64] | плаггиогранит | | | 474,4±3,9 468-481 | O ₁ |
| Восток о. Окт.Рев. | | [64] | гранит | | | 470±15 | O ₂ |
| Мыс Массивный | 07208-1 | ГДП | Гранит-порфир | | Биотит 453,5±4,8 | 457±3 447-472 | O ₃ |
| | 07208-2 | ГДП | Биотитовый гранит | | Слюда 443,4±4,2 | 457±4 450-463 | O ₃ |
| О. Большевик | | | | | | | |
| Гора Левинсон-Лессинга | 18/3 | [74] | Тоналитовый порфир | П. шп. 356±18 Вал 275±14 | | | C ₁ |
| | 104/2 | [74] | | П. шп. 370±18 230±11 | | | D ₃ P ₁ |
| | 61/9 | [74] | Кварцевый диорит | П. шп. 318±11 биотит 292±10 | | | C ₁ P ₁ |
| Ледник Кропоткина. | 19181-д | [74] | | П. шп. 284±10 биотит 284±10 | | | P ₁ |
| Смутнинский комплекс | | | | | | | |
| Река Ровная | 7539 | [74] | Гранит-порфир | Вал 265±13 П.шп. 290±10 | | | P ₃ P ₁ |
| | 07120-4 | ГДП | Риодацитовый порфир | | | 465-484 471,6±2,6 | O 1-2 |
| | 07120-1 | ГДП | | | Амф. 369,7±3,2 | | D ₃ |
| | 07118-19 | ГДП | трахидолерит | | Амф. 325,3±2,9 | | C ₁ |
| Восток о. Окт.Рев. | | [64] | габбро | | | 434±2 | S ₁ |
| Озеро Смутное | | [90] | Умеренно-щелочной габбро-диабаз | Амф. 411±32 | | | D ₁ |
| | | [90] | сиенит | Амф. 455±15 | | | O ₃ |
| | | [90] | Сиенит-порфир | биотит 456±15 | | | O ₃ |

*Названия пород приведены в соответствии с их названиями в источниках

крупнозернистыми амфибол-биотитовыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами, а северо-западная – порфиroidными гранодиоритами. Контакты тела с вмещающими породами обнажены только на севере, где порфиroidные гранодиориты дают серию маломощных вертикальных апофиз в позднекембрийские породы, сильно ороговикованные и альбитизированные. Западная часть массива ф. Матусевича сложена кирпично-красными мелкозернистыми гранит-порфирами со столбчатой и веерообразной отдельностью. Контакты гранит-порфиоров с массивными гранитоидами резкие, без признаков контактового воздействия, но установлены только по элювию. Вмещающие породы ушаковской свиты нижнего ордовика на контакте с гранит-порфирами дислоцированы, милонитизированы, слабо ороговикованы на расстоянии до 10-15 м.

По химическому составу среди пород массива преобладают сиениты, умеренно-щелочные граниты и лейкограниты калиево-натриевого типа щелочности. В подчиненном количестве присутствуют нормальнощелочные граниты и гранодиориты калиево-натриевого типа щелочности. Практически все породы относятся к высококалиевым (табл. 19).

Изотопный возраст цирконов из риодацитов смутнинского комплекса на участке р. Ровная составляет 472 млн. лет (ГДП-1000/3). По геологическим данным (пересечение пород ушаковской свиты и последующее пересечение дайками смутнинского комплекса) возраст массива ф. Матусевича на данном участке можно считать раннеордовикским.

Массив гор Туманные закартирован по отдельным нунатакам на леднике Карпинского, но по аэромагнитным данным предполагается наличие крупного тела площадью около 600 км². Массив сложен однородными крупнозернистыми порфиroidными амфибол – биотитовыми и биотитовыми гранитами, на отдельных участках грейзенизированными и альбитизированными. Тела альбититов приурочены к тектоническим трещинам, имеют форму шлиров и жил мощностью до 25 м. По составу альбититы отвечают апогранитам с неотчетливо выраженной зональностью. От периферии к центру выделяются: биотитовый гранит, двуслюдяной гранит, альбитизированный гранит, мусковит-кварц-микроклин-альбитовый апогранит с мелкой вкрапленностью касситерита. Вмещающие глинисто-песчаные породы нижнего и среднего кембрия ороговикованы на всей площади восточного побережья о. Октябрьской Революции и прилегающих островах, что свидетельствует о значительных размерах интрузии гор Туманные. По химическому составу породы, слагающие массив, относятся к высококалиевым гранитам, гранодиоритам, умеренно-щелочным гранитам и лейкогранитам с преимущественно калиево-натриевым типом щелочности (табл. 19). По данным К-Аг определений возраст биотита составляет 372 млн. лет, а полевого шпата – 342 млн. лет [74].

Силикатный состав пород восточно-октябрьского (γ Ово) комплекса о. Октябрьской Революции [74]

| n | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | MnO | K ₂ O | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | ппп | Σ | H ₂ O | Собщ |
|--|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|------------------|-------------------|-------------------------------|------|--------|------------------|-------|
| Массив ф. Матусевича Умеренно-щелочные лейкограниты и граниты | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 75,21 | 0,14 | 12,83 | 0,82 | 0,43 | 0,42 | 0,13 | 0,01 | 5,56 | 4,02 | 0,24 | 0,36 | 100,17 | 0,09 | - |
| 1 | 73,84 | 0,12 | 15,23 | 0,72 | 0,43 | 0,60 | 0,18 | 0,01 | 4,30 | 4,00 | 0,19 | 0,23 | 99,84 | 0,14 | Н опр |
| 1 | 74,22 | 0,29 | 12,26 | 3,11 | 0,61 | 0,33 | 0,16 | 0,01 | 4,00 | 4,68 | 0,17 | 0,32 | 100,15 | 0,13 | 0,16 |
| 1 | 72,38 | 0,63 | 14,31 | 1,06 | 0,40 | 0,67 | 0,26 | 0,02 | 4,76 | 4,98 | 0,14 | 0,52 | 100,13 | 0,12 | 0,17 |
| 2 | 70,57 | 0,30 | 13,83 | 2,70 | 1,65 | 1,07 | 0,16 | 0,03 | 5,10 | 3,63 | 0,26 | 0,41 | 99,70 | 0,50 | Н.опр |
| Граниты и гранодиорит | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 71,58 | 0,28 | 14,55 | 0,63 | 1,58 | 1,31 | 1,03 | 0,02 | 4,62 | 3,50 | 0,41 | 0,72 | 100,23 | 0,22 | - |
| 2 | 69,14 | 0,65 | 13,37 | 2,06 | 2,84 | 0,36 | 2,19 | 0,01 | 3,99 | 3,33 | 0,29 | 1,88 | 100,12 | 0,25 | 0,19 |
| 1 | 69,35 | 1,09 | 13,43 | 3,84 | 1,65 | 1,83 | 0,49 | 0,06 | 3,17 | 2,90 | 0,13 | 1,42 | 99,66 | Н опр | Н опр |
| 1 | 71,15 | 0,58 | 13,55 | 1,32 | 2,04 | 1,25 | 0,77 | 0,03 | 3,02 | 4,92 | 0,28 | 1,26 | 100,17 | 0,15 | 0,21 |
| 2 | 66,08 | 0,53 | 13,43 | 3,04 | 4,58 | 1,67 | 1,49 | 0,03 | 3,97 | 3,21 | 0,07 | 1,62 | 99,72 | 0,14 | 0,16 |
| Сиениты | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 | 61,20 | 1,04 | 14,48 | 2,69 | 3,89 | 4,12 | 2,06 | 0,03 | 3,74 | 4,98 | 0,73 | 1,10 | 99,98 | 0,30 | 0,11 |
| 2 | 60,56 | 0,75 | 15,11 | 2,36 | 7,41 | 3,71 | 0,59 | 0,19 | 2,30 | 5,49 | 0,44 | 1,11 | 100,01 | 0,24 | - |
| 1 | 59,36 | 1,6 | 14,78 | 2,14 | 4,66 | 5,39 | 3,73 | 0,1 | 2,89 | 3,64 | 0,34 | 1,32 | 99,95 | 0,41 | 0,06 |
| Горы Туманные Умеренно-щелочные граниты и лейкограниты | | | | | | | | | | | | | | | |
| 5 | 69,45 | 0,25 | 15,79 | 0,70 | 1,89 | 1,23 | 0,45 | 0,01 | 5,28 | 3,52 | 0,42 | 0,76 | 99,76 | 0,22 | Н.опр |
| 2 | 74,40 | 0,16 | 12,46 | 0,99 | 1,07 | 0,82 | 0,14 | 0,01 | 5,20 | 3,85 | 0,08 | 0,39 | 99,56 | 0,20 | Н.опр |
| 1 | 74,08 | 0,20 | 13,27 | 1,60 | 0,81 | 0,65 | 0,04 | 0,01 | 4,31 | 4,64 | 0,07 | 0,47 | 100,14 | 0,20 | Н опр |
| Граниты и гранодиорит | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 | 70,00 | 0,41 | 15,80 | 0,22 | 2,15 | 1,20 | 0,78 | 0,01 | 3,26 | 3,96 | 0,35 | 1,60 | 99,76 | Н.опр | Н.опр |
| 2 | 70,64 | 0,48 | 13,78 | 1,03 | 2,98 | 1,40 | 0,89 | 0,05 | 4,21 | 3,69 | 0,30 | 0,74 | 100,19 | 0,17 | 0,07 |
| 1 | 66,02 | 0,83 | 14,80 | 1,94 | 3,87 | 1,65 | 1,62 | 0,06 | 4,50 | 2,68 | 0,33 | 1,26 | 99,56 | Н опр | Н опр |
| 1 | 67,86 | 0,79 | 14,60 | 1,24 | 4,19 | 1,15 | 1,27 | 0,07 | 4,53 | 2,98 | 0,26 | 0,93 | | 0,1 | <0,10 |
| Река Каньон Умеренно-щелочные граниты и диорит | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 | 71,14 | 0,45 | 14,12 | 0,79 | 2,75 | 1,23 | 0,39 | 0,05 | 4,85 | 3,68 | 0,22 | 0,63 | 100,27 | 0,19 | 0,13 |
| 1 | 58,40 | 1,82 | 13,88 | 3,69 | 5,67 | 5,62 | 2,39 | 0,14 | 2,64 | 3,14 | 0,40 | 2,08 | 99,87 | 0,17 | 0,11 |
| Гора Сопка и острова Оленьи Тоналиты и гранодиорит-порфир | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7 | 62,06 | 0,42 | 16,29 | 1,83 | 3,53 | 2,87 | 2,65 | 0,13 | 1,00 | 5,49 | 0,10 | 3,79 | 100,14 | 0,24 | 0,27 |
| 1 | 66,34 | 1,08 | 14,08 | 7,77 | 0,65 | 0,67 | 0,13 | 0,01 | 0,28 | 7,57 | 0,46 | 0,33 | 100,08 | 0,16 | 0,12 |
| Мыс Массивный Лейкогранит и граниты | | | | | | | | | | | | | | | |

| <i>Продолжение табл. 19</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------------|--------------|-------------|--------------|-------------|-------------|-------------|-------------|----------------|-------------|-------------|-------------|-------------|--------|-----------------|-----------------|
| <i>1</i> | <i>74,63</i> | <i>0,20</i> | <i>13,70</i> | <i>0,18</i> | <i>2,16</i> | <i>0,58</i> | <i>0,76</i> | <i>0,02</i> | <i>1,39</i> | <i>4,12</i> | <i>0,30</i> | 1,38 | | <i><0,10</i> | <i><0,10</i> |
| <i>1</i> | <i>71,34</i> | <i>0,43</i> | <i>14,36</i> | <i>0,26</i> | <i>2,64</i> | <i>1,30</i> | <i>0,83</i> | <i>0,06</i> | <i>3,56</i> | <i>3,74</i> | <i>0,25</i> | 1,37 | | <i>0,10</i> | <i><0,10</i> |
| <i>1</i> | <i>69,62</i> | <i>0,54</i> | <i>14,99</i> | <i>0,48</i> | <i>2,82</i> | <i>1,15</i> | <i>0,87</i> | <i>0,03</i> | 4,13 | <i>3,39</i> | <i>0,26</i> | 1,04 | | <i>0,12</i> | <i>0,10</i> |
| 1 | 67,48 | 0,75 | 12,52 | 2,88 | 3,02 | 2,15 | 1,48 | 0,08 | 4,48 | 3,07 | 0,27 | 1,33 | 99,51 | Н опр | Н опр |
| Мыс Оловянный | | | | | | | | Граниты | | | | | | | |
| 1 | 71,54 | 0,41 | 14,44 | 0,40 | 2,87 | 1,04 | 0,16 | 0,07 | 4,27 | 3,00 | 0,41 | 1,21 | 99,82 | 0,25 | 0,09 |
| 1 | 71,06 | 0,42 | 14,51 | 0,46 | 3,09 | 0,88 | 0,78 | 0,11 | 5,15 | 3,04 | 0,27 | 0,80 | 100,57 | 0,18 | 0,07 |
| 1 | 70,32 | 0,54 | 16,02 | 0,22 | 2,33 | 1,09 | 0,32 | 0,01 | 3,42 | 4,54 | 0,32 | 1,37 | 100,49 | Н опр | Н опр |

Примечание: курсивом выделены пробы, отобранные в ходе работ ВШЭ «Арктика-2007»

В ходе ВШЭ «Арктика-2007» была отобрана проба из глыб двуслюдяных крупнозернистых порфирированных гранитов в морене выводного ледника с гор Туманные. Главными минералами гранитов являются кварц (30%), плагиоклаз (30%), микроклин (25%), биотит (10%) и мусковит (5%). Химический состав отвечает гранодиориту с калиево-натриевым типом щелочности (табл. 19). Изотопный (U-Pb) возраст цирконов (ГДП-1000/3) из этой пробы, определенный методом LAICPMS в ГЦ ВСЕГЕИ, составляет 488 млн. лет по соотношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и 503 млн. лет по соотношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Цирконы, разнообразны морфологически, дают и большой разброс значений возраста, охватывающий весь ордовик и кембрий. При ограничении Д (процент дискордантности) значением менее 5% (от +3 до -4) для рассмотрения остаются 12 зерен из 50 с возрастом в интервале от 476 до 534 млн. лет и одно зерно с возрастом 651 млн. лет. Выделяются интервалы в 476-488 (5 зерен – ранний ордовик) млн. лет со средним значением в 481 млн. лет и 494-534 (7 зерен – весь кембрий) млн. лет со средним значением около 512 млн. лет. Цирконы ордовика и кембрия различаются морфологически – древние представлены преимущественно обломками, реже асимметричными кристаллами копьевидного типа, а более молодые – длинно- или среднепризматическими кристаллами хорошей сохранности гиацинтового и копьевидного типов. Зерно с возрастом 651 млн. лет по очертаниям напоминает цирконы из гранитов чукчинского комплекса (полуокатанное овсяное зерно). Скорее всего, кембрийский возраст является унаследованным, а становление гранитов соответствует раннему ордовику.

Массив р. Каньон (левобережье р. Каньон в ее верховьях) площадью около 10 км² прорывает отложения ушаковской свиты нижнего ордовика, имеет, предположительно, штокообразную форму, апофизообразные северные контакты и сложен массивными порфирированными гранитами. В северной части массива отмечаются микроклиновые жилы мощностью 2-5 см. В западном эндоконтакте тело сложено крупнозернистыми кварцевыми диоритами на ширину до 0,3 км. Вмещающие породы интенсивно ороговикованы (пироксен-роговиковая фация) на расстоянии до 1,5 км от контакта. По химическому составу породы относятся к диоритам и высококалиевым умеренно-щелочным гранитам с калиево-натриевым типом щелочности (табл. 19).

В южной части массив пересечен дайкой андезитовых порфиритов смутнинского комплекса. Возраст биотита по K-Ag датировкам составляет 370, а полевого шпата – 364 млн. лет [74], а это наиболее древние значения из K-Ag данных. Изотопный ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) возраст аксессуарных цирконов из плагиогранитов (определение авторское) массива р. Каньон колеблется от 468 до 481 млн. лет с модельным значением $474,4 \pm 3,9$ млн. лет [65].

Массив г. Сонка расположен в устье р. Курчаявая на юге о. Октябрьской Революции. Интрузия локализована в своде антиклинали, образованной алевролитами

и песчаниками среднего и верхнего кембрия. Массив имеет штокообразную форму с крутым западным контактом и пластовыми апофизами в зоне восточного контакта. Апофизы падают к западу под углами 10-20°. Тело разбито серией разломов субмеридионального простирания, залеченных карбонатно-кварцевыми и сидеритовыми жилами. Широко развиты поздняя карбонатизация, сидеритизация, иногда гематитизация пород. Вмещающие породы слабо ороговикованы на расстоянии не более 10 м. Интрузия сложена порфирированными тоналитами, переходящими в апофизах в тоналитовые порфиры.

По химическому составу породы массива г. Сопка и островов Оленьи очень однородны, но резко отличаются от пород прочих массивов и относятся к тоналитам с резко выраженным натриевым типом щелочности (табл. 19).

По данным изотопных исследований [65], цирконы из пологонаклонной апофизы (у авторов – subvolcanic sills) массива г. Сопка имеют возраст от 501 до 479 млн. лет (10 шт из 13) с модельным значением $488,7 \pm 3,9$ млн. лет. Еще три зерна имеют возраст от 540 до 580 млн. лет и считаются авторами захваченными.

Аналогичными интрузиями сложены острова Оленьи и часть островов Краснофлотские (о. о. Гребень, Плоский). К северу от массива г. Сопка в среднем течении р. Курчавая на расстоянии до 10 км прослежена дайка микрозернистых тоналитов мощностью 1,2 – 1,5 м, прорывающая верхнекембрийские отложения.

Массивы мысов Оловянный и Массивный, разделенные выводным ледником, сложены преимущественно крупнозернистыми массивными порфирированными биотитовыми мусковитизированными гранитами. По геофизическим данным, они, возможно, сочленяются под ледниковым куполом. Площадь выходов составляет 5 км^2 на м. Массивный и 10 км^2 на м. Оловянный. Массивы имеют штокообразную форму и прорывают нижнекембрийские отложения. Ширина зон ороговикования на м. Массивный составляет 300-400 м. Характерной особенностью является образование кварц-турмалиновых грейзенов, содержащих вкрапленность касситерита, молибденита и шеелита. На м. Массивный присутствуют жилы висмутин-арсенопиритовых руд. По химическому составу породы массивов преимущественно относятся к высококалиевым гранитам с калиево-натриевым, реже – натриевым типами щелочности (табл. 19).

В ходе экспедиции «Арктика-2007» нашими сотрудниками были отобраны 2 пробы из гранитов м. Массивный, для которых были выполнены петрографическое изучение, силикатный анализ и изотопные исследования. Проба 07208-1, отобранная из биотитовых двуполевошпатовых гранитов, по химическому составу отвечает лейкогранитам с натриевым типом щелочности. Возраст 10 цирконов из пробы 07208-1 укладывается в интервал 447-472 млн. лет с модельным возрастом 457 ± 3 млн. лет. Проба 07208-2 отобрана из эндоконтакта, представлена гранит-порфиром с микроаплитовой основной массой и порфирированными вкрапленниками калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. По химическому составу

проба относится к высококалийевым гранитам с калиево-натриевым типом щелочности. Для изотопных исследований из 10 зерен цирконов оказались пригодными для определения возраста всего 6 кристаллов, из которых 5 зерен датируются средним–поздним ордовиком с интервалом 450–463 млн. лет (модельный возраст – $457 \pm 4,4$), а еще одно имеет возраст 545 млн. лет. Радиологический возраст слюд из этих пород, определенный Ag-Ag методом, составляет 454 и 443 млн. лет (табл. 18).

Подводя итог описанию гранитоидов восточно-октябрьского комплекса на о. Октябрьской Революции, можно указать их наиболее общие черты: локализация преимущественно в кембрийских отложениях; широкое развитие порфировидных структур; преобладание высококалийевых умеренно-щелочных и нормальных гранитов, гранодиоритов и лейкогранитов с калиево-натриевым, реже – натриевым типами щелочности. Нетипичными по химизму являются порфировидные тоналиты массива г. Сопка, относящиеся к умереннокалийевым с натриевым типом щелочности. Изотопный (U/Pb) возраст гранитоидов колеблется от 489 до 457 млн. лет, причем наиболее ранняя датировка отвечает массиву г. Сопка, а наиболее молодая – гранитоидам м. Массивный. Автометасоматические (?) процессы альбитизации и грейзенизации, с которыми связаны оловорудные проявления, являются наиболее поздними. Формационная принадлежность гранитоидов разных массивов неоднозначна. Большинство интрузий по совокупности признаков можно отнести к гранит-лейкогранитовой формации поздних стадий развития складчатых областей. Подтверждением такому выводу является синхронность гранитоидов и маломощных покровов (?) риолитов кружилихской и ушаковской свит нижнего ордовика. Возраст риолитов отвечает изотопным (U/Pb) датировкам в 490 и 482 млн. лет, близким к изотопным возрастам массивов г. Сопка и гор Туманные. Возрастными аналогами массива р Каньон являются риодациты с участка р. Ровная (472 млн. лет, U/Pb), а гранитоидов м. Массивный – сиенит-порфиры участка оз. Смутное.

Выделение интрузий комплекса на острове Большевик затруднено совмещением на одних и тех же участках внедрений как ордовикских гранитоидов, так и более поздних каменноугольных при их незначительных внешних отличиях.

Массив ледника Кропоткина, обнаженный на площади 8–10 км² и частично скрытый под ледниками Ленинградский и Кропоткина, сложен крупно- и среднезернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, иногда мусковитизированными. Терригенные флишоидные отложения ороговикованы на расстоянии до 5 км от массива, что позволяет предполагать значительные размеры массива при малом эрозионном срезе. По аэромагнитным данным, интрузия является штоком площадью 60 км², слегка вытянутым в северо-восточном направлении и разделенным на отдельные блоки, возможно, неоднородного состава [19]. В глыбах среди развалов отмечаются маломощные секущие жилы аплитов. В отчете по

ГГС-200 отмечаются развалы дайки (?) липаритов в восточной части массива [74]. По химическому составу породы относятся к высококалиевым гранитам с калиево-натриевым типом щелочности (табл. 20). Массив изучен слабо, изотопные датировки отсутствуют.

Гранитный массив м. *Никитина* обнажен на площади 1,5 км², но, судя по обширному ореолу ороговикования, представляет собой крупное слабо эродированное интрузивное тело. По геофизическим данным, на глубине до 200 метров массив занимает площадь от г. Восьмого Марта на севере до мысов Мордовина и Никитина на юге (40-45 км²). Интрузия сложена среднезернистыми массивными двуслюдяными гранитами, в южной части грейзенизированными вплоть до образования мусковит-кварцевых грейзенов с рудной минерализацией.

С гранитоидами комплекса связаны оловорудные проявления.

Смутнинский комплекс риолит – трахидолеритовый вулканический (λ - $\tau\beta$ Osm) выделен В. Ф. Проскурниным в 1989 году, объединившим в новое подразделение интрузии бывшего позднепермского-раннетриасового университетского и подавляющую часть тел поздне триасового ахматовского комплексов [91]. Название комплекса дано по оз. Смутное, где многофазные и полифациальные образования комплекса были подробно изучены в ходе поисково-оценочных работ. На о. Октябрьской Революции смутнинский комплекс представлен штоками щелочных гранит-порфиров и липаритов (λ); дайками риолитов, дацитов, игнибритов, комендитов, умереннощелочных гранодиорит- и гранит-порфиров, трахилипаритов ($\tau\lambda$), андезитовых и трахиандезитовых порфиритов ($\tau\alpha$); дайками и силлами трахибазальтов и трахидолеритов ($\tau\beta$), а также некками и жерловыми образованиями пестрого состава. На о-ве Большевик комплекс представлен дайками трахидолеритов и андезитовых порфиритов. Соотношение перечисленных разновидностей пород различно на территориально различных участках развития комплекса.

Остров Октябрьской Революции

На о. Октябрьской Революции дайки смутнинского комплекса локализованы в терригенных кембрийских отложениях либо на контактах последних с породами нижнего ордовика. Приповерхностные фации приурочены к вулканогенно-осадочным породам нижней и средней частей ушаковской свиты нижнего ордовика. Подавляющая часть интрузий сконцентрирована на трех участках (р. Ровная, оз. Смутное, м. Свердлова) в западной части зоны глубинного субмеридионального Североземельского разлома. В центральной части о. Октябрьской Революции отмечаются единичные дайки и мелкие интрузии трахидолеритов и трахириолитов (участок р. Книжная) северо-западного простирания. На восточном побережье зафиксированы дайки трахидолеритов, секущие кембрийские отложения и приуроченные к разноориентированным разломам.

Таблица 20

Силикатный состав гранитоидов восточно-октябрьского (γ Ono) комплекса (о. Большевик)

| SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | MnO | K ₂ O | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | ппп | Σ | H ₂ O | Собщ |
|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|------------------|-------------------|-------------------------------|------|--------|------------------|-------|
| Ледник Кропоткина липаритовые порфиры (4 шт) и граниты (2 шт) биотитовые; аплит [18], гранит [74] | | | | | | | | | | | | | | |
| 72,90 | 0,19 | 14,96 | 0,86 | 0,80 | 0,85 | 0,36 | 0,06 | 3,92 | 3,58 | 0,36 | | | [52] | |
| 69,82 | 0,46 | 14,25 | 0,46 | 2,69 | 2,06 | 0,91 | 0,05 | 4,72 | 3,44 | 0,17 | | | [52] | |
| 74,66 | 0,10 | 13,68 | 0,44 | 1,58 | 0,35 | 0,50 | 0,05 | 5,34 | 2,85 | 0,22 | 0,81 | 100,58 | Н.опр | Н.опр |
| 70,84 | 0,48 | 14,29 | 0,38 | 2,53 | 1,46 | 0,96 | 0,04 | 4,30 | 3,60 | 0,24 | 0,98 | 100,10 | 0,28 | 0,05 |
| Река Разъезжая Гранодиорит | | | | | | | | | | | | | | |
| 63,3 | 0,62 | 15,2 | 1,10 | 3,38 | 3,92 | 3,61 | 0,07 | 3,23 | 3,96 | 0,22 | 0,76 | 99,7 | [74] | |
| Мыс Никитина | | | | | | | | | | | | | | |
| 73,47 | 0,20 | 13,12 | 1,24 | 0,71 | 0,71 | 0,26 | 0,07 | 5,00 | 2,99 | 0,42 | | | [52] | |

Участок р. Ровная. Образования смутнинского комплекса локализованы к юг-юго-западу от р. Ровная вплоть до побережья фиорда Матусевича на площади около 30 км². По материалам ГГС-200 [74], на данном участке развиты пестроцветные песчаники и алевролиты ушаковской свиты, последовательно прорванные гранитоидами кропоткинского комплекса, трахидолеритами и андезитовыми порфиритами, липарит- и гранит-порфирами смутнинского комплекса, габбро-долеритами ранне-среднетриасового ближнеостровского комплекса. Визуально отмечены следующие взаимоотношения интрузивных тел: гранитоиды кропоткинского комплекса пересечены габбро-долеритами, долеритовыми порфиритами, кислыми порфирами, фельзитами. В приледниковой части (оз. Светлое) имеется штокообразное тело гранит-порфиров. К-Аг датировки гранит-порфиров по валу и по полевоому шпату составляют, соответственно, 265±13 и 290±10 млн. лет [74]. В таблице 21 приведены результаты силикатного анализа проб из интрузий, отнесенных в смутнинский комплекс. В среднем течении р. Ровная и в приледниковой части установлены проявления гематит-магнетитовых руд.

В рамках ВШЭ «Арктика-2007» сотрудниками ПМГРЭ были проведены ревизионные работы на участке развития железных руд с попутным опробованием рудовмещающих образований. Среди элювия пород ушаковской свиты, по данным петрографического изучения шлифов и результатам силикатного анализа, присутствуют дацит-риолитовые порфиры, среди которых выделяются стекловатые риолиты, трахириолитовые порфиры, дацитовые порфиры с микрокристаллической или гранофировой основной массой. В порфировых разностях вкрапленники представлены пелитизированным кислым плагиоклазом (альбит-олигоклаз) с тонкими полисинтетическими двойниками. По химическому составу породы относятся к группе кислых нормального ряда, семействам дацитов, риодацитов и риолитов с калиевым, реже калиево-натриевым и натриевым типами щелочности (табл. 21). Модельный изотопный (U-Pb) возраст акцессорных цирконов из пробы дацит-порфиров, рассчитанный для всех зерен (11 шт) с интервалом колебаний от 458 до 484 млн. лет, составляет 471,6±2,6 млн. лет. Конкордантный (D менее 5%) изотопный возраст цирконов (5 зерен из 11) из дацит-порфиров колеблется от 466 до 484 млн. лет, что ограничивает время формирования вулканитов ранним-средним ордовиком. Возраст, определенный по соотношению ⁴⁰Ar/³⁹Ar (амфибол), составляет 369,7±3,2 млн. лет.

Кроме кислых эффузивов, на участке широко развиты средне- и тонкозернистые трахидолериты с калиевым и калиево-натриевым типами щелочности (табл. 21), иногда оливинсодержащие, состоящие из лейст неравномерно серицитизированного и эпидотизированного плагиоклаза и пойкилокристаллов клинопироксена, замещенного актинолитом. В породах иногда отмечается оливин. Рудные минералы представлены магнетитом (до 5%), реже – пиритом и пирротинном. Изотопный (⁴⁰Ar/³⁹Ar) возраст плагиоклаза из метатрахидолеритов составляет

Таблица 21

Химический состав пород смугнинского (λ - $\tau\beta$ Оsm) комплекса (участок р. Ровная) по данным ГДП-1000 (2007 г)

| SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | TiO ₂ | SO ₃ | ППП | H ₂ O | Fe ₂ O ₃ общ. |
|---|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-----------------|------|------------------|--|
| Умереннощелочные метадолериты | | | | | | | | | | | | | | |
| 44,97 | 14,31 | 5,48 | 9,06 | 0,30 | 7,52 | 7,64 | 1,82 | 1,73 | 0,31 | 2,94 | 0,47 | 4,04 | 0,88 | 15,54 |
| 44,99 | 14,83 | 6,03 | 7,55 | 0,22 | 8,80 | 8,07 | 1,78 | 1,46 | 0,32 | 2,61 | 0,37 | 3,70 | 0,33 | 14,41 |
| 44,97 | 15,24 | 4,66 | 8,62 | 0,45 | 7,95 | 6,63 | 3,13 | 0,83 | 0,32 | 2,63 | 0,51 | 4,23 | 0,34 | 14,23 |
| 45,77 | 14,88 | 5,33 | 8,15 | 0,60 | 8,33 | 4,47 | 1,66 | 3,25 | 0,30 | 2,51 | 0,51 | 4,82 | 0,92 | 14,38 |
| 45,12 | 15,39 | 5,00 | 8,67 | 0,42 | 8,02 | 4,76 | 1,70 | 2,94 | 0,30 | 2,54 | 0,44 | 4,43 | 0,58 | 14,62 |
| Андезиты, дацитовые порфиры | | | | | | | | | | | | | | |
| *52,05 | 15,96 | 4,15 | 4,70 | 0,06 | 6,19 | 8,89 | 4,13 | 1,31 | 0,25 | 1,28 | Н.опр. | 1,06 | 0,38 | |
| 59,32 | 15,06 | 14,11 | 0,48 | 0,01 | 1,31 | 0,43 | 0,37 | 5,08 | 0,18 | 1,05 | <0,10 | 2,48 | <0,10 | 14,64 |
| *64,65 | 13,74 | 1,70 | 2,39 | 0,03 | 2,03 | 3,22 | 0,82 | 6,37 | 0,30 | 0,38 | - | 4,50 | 0,43 | |
| 64,33 | 12,43 | 4,15 | 5,57 | 0,04 | 3,03 | 0,86 | 2,61 | 3,18 | 0,04 | 0,43 | <0,10 | 2,88 | <0,10 | 10,33 |
| 67,52 | 14,35 | 1,89 | 3,23 | 0,10 | 1,11 | 0,72 | 4,22 | 3,21 | 0,13 | 0,84 | <0,10 | 1,62 | 0,12 | 5,48 |
| 67,95 | 13,78 | 2,59 | 3,17 | 0,03 | 1,39 | 0,29 | 3,26 | 4,12 | 0,03 | 0,54 | <0,10 | 1,81 | <0,10 | 6,11 |
| 67,51 | 15,60 | 7,59 | <0,2 | 0,01 | 0,44 | 0,29 | 0,40 | 4,39 | 0,08 | 0,42 | 0,10 | 2,25 | <0,10 | 7,59 |
| Риолиты, трахириолиты, щелочной гранит-порфир | | | | | | | | | | | | | | |
| 72,49 | 14,90 | 1,08 | 0,24 | 0,01 | 1,89 | 0,43 | 0,40 | 4,06 | 0,16 | 0,93 | <0,10 | 2,31 | <0,10 | 1,35 |
| 73,26 | 11,39 | 3,29 | 0,78 | 0,03 | 0,26 | 0,29 | 0,59 | 8,41 | 0,06 | 0,30 | 0,17 | 0,73 | <0,10 | 4,16 |
| 75,88 | 12,46 | 1,31 | 0,24 | 0,01 | 0,19 | 0,72 | 3,39 | 4,35 | 0,03 | 0,16 | <0,10 | 0,62 | 0,18 | 1,58 |
| *75,89 | 12,47 | 0,50 | 0,45 | 0,01 | 0,14 | 0,25 | 2,94 | 7,01 | 0,19 | 0,14 | - | 0,23 | 0,12 | |

Примечание: * - пробы ГГС-200 [74]

325,3±2,9, отражая, видимо, результат воздействия каменноугольных гранитоидов. Среди элювия присутствуют также обломки хлоритизированных и амфиболитизированных базальтовых туфов, сложенных оплавленными крупными обломками измененных базальтов, цементированных стекловато-пепловым материалом с обломками пироксенов и плагиоклазов.

Набор разновидностей пород и их химические составы по данным ГГС-200 и ГДП-1000 хорошо сопоставляются между собой. Совокупность данных показывает, что на участке р. Ровная наиболее распространенными являются умеренно-щелочные метагаббродолериты и кислые породы нормального ряда дацит-риолитового состава. При этом более ранними являются дацит-риолиты.

Участок оз. Смутное является петротипическим для смутнинского комплекса. В площадь участка входят штоки и дайки пестрого состава как непосредственно у оз. Смутное, так и в бассейне р. Каньон, у г. Восьмерка и на берегах оз. Острое.

По данным поисково-оценочных работ на о. Октябрьской Революции [90] и ГГС-200 [74], в районе оз. Смутное и восточнее р. Каньон на территории протяженностью 12-15 км при ширине 4-5 км картируется серия штокообразных тел мощностью от 70 до 150 м, представленных долеритами, трахидолеритами, габбро-диабазами, трахибазальтовыми (в отчете по ГГС-200 – андезитовые) порфиритами. Трахидолериты – темно-серые с розоватым оттенком мелкозернистые породы с порфиридной, гломеропорфировой структурой и интерсертальной основной массой. Породы сложены плагиоклазом (35-60%), моноклинным пироксеном (5-25%), оливином (0-20%), роговой обманкой (0-35%), ортоклазом (0-5%) и стекловатым мезостазином (5-50%). По составу цветных минералов чаще встречаются оливин – титан-авгитовые породы, реже – роговообманковые, для которых характерно присутствие ортоклаза. Порфириты отличаются меньшим содержанием темноцветных минералов при повышении роли мезостазиса и большим разнообразием структур основной массы (пилотакситовая, гиалопилитовая, микролитовая). В одном из выходов отмечены массивные темно-серые до черных средне-крупнозернистые субщелочные амфиболовые габбро со шлирами амфибол-полевошпатовых пегматоидных разностей. Кроме того, отмечается ряд мелких штоко- и дайкообразных тел, представленных трахиандезитовыми порфиритами и трахидацитовыми порфирами. Довольно мощная (40-50 м) дайка долеритов, протягивающаяся на расстояние не менее 5 км вдоль р. Каньон, зафиксирована в районе оз. Острое.

Породы основного состава в районе оз. Смутное и восточнее р. Каньон тесно ассоциированы со сложно сочетающимися субвулканическими телами липаритов, трахилипаритов, кварцевых порфиров, их ингнимбритов, туфов и туфолов. Для кислых членов ассоциации характерной особенностью являются частые взаимопереходы различных структурных разновидностей даже в пределах одного

тела: кварцевые порфиры постоянно ассоциируют с их ингнимбритами, образующими самостоятельные тела, а последние по простиранию нередко в пределах одного тела сменяются кварцевыми порфирами. Отмечается, что взаимопереходы различных структурных разновидностей в пределах одного тела кислых эффузивов указывает на субвулканические условия формирования. Дайки светлорозовых липаритовых и трахилипаритовых порфиров, кварцевых порфиров и их ингнимбритов имеют порфировидную структуру и фельзитовую, сферолитовую, флюидально-микролитовую основную массу разной степени раскристаллизованности. Породы сложены кварцем (15-40%), плагиоклазом (5-30%), калиевым полевым шпатом (25-55%), биотитом (0-10%), амфиболом (0-10%), стекловатым мезостазином (0-30%). Кварц и полевые шпаты присутствуют как во вкрапленниках, так и в основной массе.

На западном берегу оз. Смутное к востоку от выходов кембрийских темно-серых алевролитов (отделены разломом) среди пестроцветных пород ушаковской свиты зафиксировано субвулканическое тело дацит-липаритовых порфиров среди элювия чередующихся на расстоянии в 500 м миндалекаменных базальтоидов, кварцевых порфиров, разноразмерных туфов с обломками основных эффузивов и трахиандезитовых порфиритов. Вблизи порфиров прослежена полоса агломератовых туфов с обломками кислых вулканитов, сцементированных вишневыми туффитами. Данный факт также говорит о неоднократных извержениях пород разного состава.

Из геологических наблюдений важно отметить пересечение контактовой зоны гранитоидного массива р. Каньон дайкой андезитовых порфиритов, которая прорывает граниты и ороговикованные породы ушаковской свиты. Дайка имеет северо-западное простирание, мощность 5-6 м и, предположительно, крутое падение.

По химическому составу (табл. 22) породы более разнообразны, чем на участке р. Ровная. Группы основного и среднего состава представлены умереннощелочными породами с К-Na типом щелочности, а также нормальными и низкощелочными с Na типом щелочности. Кислые породы относятся к нормальным и низкощелочным с Na, K и K-Na типами щелочности, реже – к умереннощелочным и щелочным с Na и K типами щелочности, соответственно.

Изотопный (K-Ar) возраст пород с участка оз. Смутное [90] составляет 411 ± 32 млн лет для умеренно-щелочных габбро-диабазов (амфибол), 455 ± 15 млн лет для сиенитов (амфибол) и 456 ± 15 млн лет для сиенит-порфиров (биотит).

Участок м. Свердлова. Описание интрузий смутнинского комплекса на юго-востоке о. Октябрьской дается по материалам ГГС-200 [74]. На данном участке выявлены максимальные по мощности интрузии трахидолеритов и близких к ним андезитовых порфиритов (бывший университетский комплекс). Здесь, на площади около 20 км^2 от о. Свердлова до р. Разломная закартированы 7 суб-

Таблица 22

Химический состав пород смутнинского (λ - $\tau\beta Osm$) комплекса (участок оз. Смутное)

| Оксиды (%) | трахигаббро-долериты | | диабазы | | | Трахи-андезит | Граносиенит | Кварцевые порфиры, липаритовые порфиры и их игнимбриты, гранит-порфиры | | | | | | | | Гранит |
|--------------------------------|----------------------|----------------|---------|-------|-------|---------------|-------------|--|-------|-------|------------|--------|-------|-------|-------|--------|
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 46,59 | 48,58 | 50,63 | 51,08 | 56,31 | 58,48 | 65,21 | 69,16 | 68,80 | 70,1 | 71,65 | 75,59 | 74,88 | 75,51 | 71,84 | |
| TiO ₂ | 2,30 | 2,04 | 3,79 | 1,98 | 0,69 | 1,76 | 1,03 | 0,54 | 0,37 | 0,52 | 1,11 | 0,19 | 0,30 | 0,18 | 0,40 | |
| Al ₂ O ₃ | 15,01 | 15,10 | 14,72 | 16,91 | 12,3 | 15,8 | 15,02 | 16,86 | 14,35 | 12,94 | 12,92 | 11,17 | 13,53 | 11,43 | 15,59 | |
| Fe ₂ O ₃ | 3,48 | 2,73 | 4,35 | 3,59 | 9,2 | 3,27 | 3,271 | 3,6 | 4,44 | 2,4 | 4,25 | 0,94 | 2,09 | 2,52 | 0,68 | |
| FeO | 8,77 | 8,31 | 9,31 | 10,62 | 8,95 | 6,02 | 2,96 | 0,31 | 0,32 | 0,83 | 2,74 | 1,22 | 1,03 | 2,47 | 2,32 | |
| CaO | 7,72 | 8,46 | 7,13 | 2,93 | 2,53 | 3,57 | 3,19 | 0,32 | 0,14 | 0,28 | 0,98 | 0,57 | 0,14 | 0,57 | 0,68 | |
| MgO | 7,71 | 6,39 | 4,67 | 9,38 | 6,56 | 3,94 | 1,17 | 0,92 | 0,31 | 1,42 | 2,05 | 1,06 | 0,82 | 1,69 | 0,77 | |
| MnO | 0,23 | 0,18 | 0,23 | 0,14 | 0,57 | 0,19 | 0,10 | 0,02 | 0,001 | 0,03 | 0,05 | 0,06 | 0,03 | 0,14 | 0,05 | |
| K ₂ O | 0,98 | 1,82 | 1,59 | 0,24 | 0,53 | 1,86 | 3,12 | 2,92 | 10,0 | 9,92 | 3,03 | 7,48 | 1,70 | 1,44 | 5,34 | |
| Na ₂ O | 3,62 | 4,60 | 3,58 | 3,30 | 2,35 | 5,09 | 5,05 | 5,34 | 0,38 | 1,57 | 1,22 | 0,14 | 5,46 | 4,04 | 2,31 | |
| P ₂ O ₅ | 0,19 | 0,20 | | | | | | | 0,01 | | | 0,06 | | | | |
| ппп | 3,95 | 2,12 | | | | | | | 0,86 | | | 1,93 | | | | |
| Σ | 100,58 | 100,57 | | | | | | | 99,99 | | | 100,41 | | | | |
| H ₂ O | 0,54 | 0,21 | | | | | | | 0,24 | | | 0,17 | | | | |
| Собщ | 0,27 | 0,85 | | | | | | | 0,14 | | | 0,11 | | | | |
| Число проб | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 2 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | |
| Источник | [74] | | [90] | | | | | [74] | [90] | | | [74] | | | | |
| привязка | Озеро Острое | Озеро Смутное. | | | | | | Г. Вось-мерка | | | Оз.Смутное | | | | | |

Примечание: названия пород приведены в соответствии с первоисточниками

вертикальных даек северо-восточного простирания, прослеженных на расстоянии до 5, 5 км. и пересекающих отложения ушаковской свиты нижнего ордовика. Мощность даек колеблется от 8,5 м до 80 м для даек трахидолеритов и до 300 м – для даек андезитовых порфиритов. Эндоконтактные зоны мощных даек сложены мелкозернистыми миндалекаменными андезитовыми порфиритами мощностью около 8 м. Миндалины размером до 1-7 см выполнены кварцем и яшмовидным материалом и составляют 5-7% объема породы. Центральные части даек сложены массивными мелкозернистыми серыми андезитовыми порфиритами, интенсивно эпидотизированными по трещинам. Вмещающие красноцветные породы ушаковской свиты ороговикованы на расстоянии 3-4 метров.

На р. Разломная и о. Свердлова зафиксированы пересечения даек трахидолеритов и андезитовых порфиритов дайками кварцевых и липаритовых порфиритов и их игнимбритов. Дайки кислых пород локализованы в краевых тектонических разрывах, формирующих грабеновые структуры. Как и на участке оз. Смутное, характерны структурные взаимопереходы. Так, в наиболее крупной интрузии вдоль р. Разломная с севера на юг наблюдается переход от липаритовых порфиритов и фельзитов через гранит-порфиры к липаритовым кварцевым порфиритам и их игнимбритам. Дайки кислых эффузивов тесно ассоциируют с дайками трахиандезитовых порфиритов, причем в последних отмечаются ксенолиты кварцевых порфиритов.

По структурно-текстурным особенностям дайки основного и кислого состава сходны с охарактеризованными на участке оз. Смутное. Трахиандезитовые порфириты представляют собой породы с порфиroidной структурой и гипидиоморфнозернистой основной массой, сложенные калиевым полевым шпатом (45-47%), плагиоклазом (5-10%), биотитом (5-15%), моноклинным пироксеном и амфиболом (30-35%). Отмечается присутствие сфена и магнетита. Вкрапленники представлены только плагиоклазом.

Химический состав пород приведен в таблице 23. Изотопных данных о возрасте пород смутнинского комплекса на участке м. Свердлова не имеется.

По данным поисково-оценочных работ [90], на *участке р. Книжная* присутствуют небольшие (до 0,5 км²) тела основного состава трубообразной формы, сложенные в центральной части мелкозернистыми амфиболсодержащими габбро-долеритами. По периферии породы интенсивно пропицитизированы и эпидотизированы и представляют собой тонкозернистые миндалекаменные порфириты. На данном участке габбро-долериты отчетливо прорывают сложно сочетающиеся тела трахилипаритовых порфиритов, их туфолав и туфобрекчий. Немногочисленные результаты определения химического состава (табл. 24) показывают принадлежность пород к семействам базальтов и трахибазальтов с К-Na и Na типами щелочности, соответственно. Кислые породы представлены щелочным риолитом (комендит) с резко выраженным К типом щелочности. Маломощные

Таблица 23

Химический состав пород смутнинского (λ - $\tau\beta O_{sm}$) комплекса (участок м. Свердлова) по данным ГГС-200 [74]

| Окислы (%) | Трахиандезитовые порфиры | | Риолит-порфир | трахидолериты | | | Андезитовые порфиры | | Трахириолит-порфир | | Гранодиорит-порфир | Фельзит | Гранит-порфир | Кварцевый порфир |
|--------------------------------|--------------------------|-------|---------------|---------------|--------|--------|---------------------|-------|--------------------|-------|--------------------|---------|---------------|------------------|
| | 58,20 | 51,10 | | 49,38 | 42,25 | 51,26 | 51,49 | 56,10 | 63,58 | 64,78 | | | | |
| SiO ₂ | 58,20 | 51,10 | 74,19 | 49,38 | 42,25 | 51,26 | 51,49 | 56,10 | 63,58 | 64,78 | 64,46 | 73,28 | 73,37 | 78,23 |
| TiO ₂ | 0,56 | 0,45 | 0,15 | 2,62 | 1,30 | 2,47 | 0,97 | 0,53 | 0,40 | 0,26 | 0,39 | 0,31 | 0,51 | 0,01 |
| Al ₂ O ₃ | 18,14 | 19,97 | 13,61 | 14,89 | 16,89 | 15,38 | 13,62 | 13,06 | 18,95 | 11,76 | 15,11 | 13,79 | 14,07 | 11,11 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,48 | 5,28 | 2,48 | 4,25 | 8,92 | 4,37 | 2,13 | 4,40 | 3,68 | 14,84 | 3,52 | 2,05 | 1,77 | 0,96 |
| FeO | 2,99 | 4,43 | 0,47 | 7,58 | 6,20 | 6,26 | 2,77 | 1,44 | 0,29 | 0,50 | 2,95 | 0,94 | 2,01 | 1,12 |
| CaO | 0,81 | 0,69 | 0,01 | 5,47 | 3,68 | 3,54 | 7,05 | 5,84 | 0,31 | 0,25 | 0,11 | 0,26 | 0,57 | 0,17 |
| MgO | 4,07 | 5,34 | 0,41 | 4,98 | 8,43 | 4,98 | 3,90 | 2,91 | 0,35 | 0,11 | 3,58 | 0,29 | 0,11 | 0,16 |
| MnO | 0,05 | 0,06 | 0,02 | 0,46 | 0,46 | 2,49 | 0,33 | 0,32 | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,02 | 0,13 | 0,01 |
| K ₂ O | 5,48 | 6,80 | 5,96 | 0,09 | 0,07 | 0,46 | 5,50 | 4,38 | 8,01 | 4,65 | 4,01 | 5,02 | 3,01 | 5,46 |
| Na ₂ O | 1,22 | 0,60 | 1,96 | 5,40 | 4,94 | 5,50 | 0,25 | 0,46 | 1,48 | 0,69 | 3,66 | 3,12 | 3,26 | 2,58 |
| P ₂ O ₅ | 0,07 | 0,06 | 0,06 | 0,43 | 0,10 | 0,33 | 0,06 | 0,07 | 0,26 | 0,23 | 0,06 | 0,08 | 0,26 | 0,06 |
| ппп | 4,04 | 4,88 | 0,71 | 4,33 | 7,09 | 2,63 | 12,3 | 10,12 | 2,31 | 1,75 | 2,49 | 0,61 | 0,88 | 0,33 |
| Σ | 100,12 | 99,67 | 100,02 | 99,88 | 100,37 | 100,05 | 100,42 | 99,65 | 99,62 | 99,82 | 100,38 | 100,37 | 99,94 | 100,19 |
| H ₂ O | 0,32 | 0,28 | 0,18 | 0,09 | 0,26 | 0,24 | 0,37 | 0,29 | 0,35 | 0,31 | 0,22 | 0,26 | - | 0,09 |
| Собщ | 0,08 | 0,57 | 0,20 | 0,13 | 0,05 | - | 0,27 | 0,18 | 0,18 | 0,08 | - | 0,05 | Н.опр | 0,03 |
| Привязка | Р. Разломная | | | Мыс Свердлова | | | | | | | | | | |

Химический состав пород смутнинского (λ - $t\beta Osm$) комплекса
(участок р. Книжная)

| Окислы (%) | Габбро | | Трахианде- зитовый порфирит | Сиенит | Квар- цевый |
|--------------------------------|-------------------------------|-------|-----------------------------------|--------|----------------|
| | | | | | |
| SiO ₂ | 49,34 | 51,99 | 52,20 | 55,19 | 73,20 |
| TiO ₂ | 1,41 | 0,9 | 1,88 | 1,47 | 0,20 |
| Al ₂ O ₃ | 17,6 | 17,99 | 16,96 | 16,97 | 12,32 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,2 | 1,76 | 3,19 | 3,62 | 1,09 |
| FeO | 7,48 | 6,2 | 5,52 | 4,96 | 0,63 |
| CaO | 9,27 | 4,48 | 6,38 | 4,19 | 1,51 |
| MgO | 9,15 | 9,65 | 8,35 | 6,99 | 0,83 |
| MnO | 0,22 | 0,18 | 0,14 | 0,37 | 0,06 |
| K ₂ O | 0,75 | 1,80 | 0,62 | 0,49 | 9,96 |
| Na ₂ O | 2,59 | 3,05 | 4,77 | 5,76 | 0,21 |
| P ₂ O ₅ | Данные авторами не приводятся | | | | |
| ппп | | | | | |
| Σ | Приведена к 100% авторами | | | | |
| H ₂ O | Не определялись | | | | |
| Собщ | | | | | |
| Число проб | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Источник | [90] | | | | |

согласные дайки светло-зеленых слабо раскристаллизованных липаритов прослежены на несколько километров к северу в составе средней части разреза ушаковской свиты.

На юге центральной части о. Октябрьской Революции в поле развития кембрийских отложений или вблизи контактов кембрия и ордовика зафиксированы дайки кварцевых и липаритовых порфиров мощностью до 200-250 м и протяженностью до 7-8 км. В бассейне р.р. Незаметная и Сланцевая кварцевые порфиры ассоциируют с игнимбритами, слагающими самостоятельные дайки мощностью до 8 м, локализованные в непосредственной близости от тел кварцевых порфиров. Во всех случаях дайки локализованы в тектонических разрывах. По химическому составу породы относятся к риолитам нормального ряда, имеющим существенно калиевый тип щелочности (табл. 25).

Дайки трахилипаритов мощностью 5-10 м установлены на северо-восточном побережье о. Октябрьской Революции и вдоль западного побережья пролива Шокальского, где они приурочены к разноориентированным разломам, секущим отложения нижнего и среднего кембрия. Химический состав даек отвечает трахибазальтам и трахиандезибазальтам с резко выраженным натриевым типом щелочности.

Жерловые фации представлены трубками взрыва, выполненными туфобрекчиями, частично или полностью замещенными барит-гематит-сидеритовым материалом. Трубки взрыва, зафиксированные в нижнем течении р. Курчавая, представляют собой овальные тела площадью 0,02 и 0,1 км².

Завершая описание смутнинского комплекса на о. Октябрьской Революции, нужно отметить следующее:

- Приведенная характеристика интрузий комплекса на разных участках показывает, что набор пород, особенности химического состава и даже взаимоотношения имеют как общие черты, так и различия.

- Всеми исследователями подчеркивается безусловная связь кислых субвулканических образований и вулканитов в разрезе нижнеордовикских пород. В составе кружилихской свиты [74, 18], на контакте ушаковской и кружилихской свит, а также в средней части разреза ушаковской свиты отмечаются маломощные игнимбритоподобные туфы, яшмы и лавы риолитов, что указывает, по крайней мере, на три эпизода кислого вулканизма. На данном этапе исследований имеется несколько изотопных (U-Pb) датировок кислых эффузивов, отвечающих возрастам 490, 482 и 472 млн. лет (табл. 26). Отметим, что стратифицированных образований основного состава в разрезе ордовикских пород не наблюдалось.

- Подчеркнутые в предыдущем пункте факты не позволяют однозначно относиться к взаимопересечениям образований кислого и основного состава, поскольку ранние кислые вулканиты могут быть древнее, а поздние кислые вулканиты – моложе тел основного состава. Видимо, данным обстоятельством и объ-

Химический состав отдельных даек смутнинского комплекса
о. Октябрьской Революции

| Окислы (%) | Липаритовые порфиры | | Трахи-Долерит | Андезитовый порфирит |
|--------------------------------|---------------------|---------------|-----------------|----------------------|
| | | | | |
| SiO ₂ | 75,32 | 73,00 | 47,68 | 53,02 |
| TiO ₂ | 0,41 | 0,19 | 3,98 | 2,45 |
| Al ₂ O ₃ | 10,75 | 11,02 | 13,09 | 14,24 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,57 | 1,6 | 3,34 | 3,59 |
| FeO | 1,19 | 0,36 | 11,85 | 7,2 |
| CaO | 0,53 | 1,39 | 7,71 | 6,8 |
| MgO | 1,20 | 1,35 | 4,49 | 4,57 |
| MnO | 0,03 | 0,08 | 0,31 | 0,19 |
| K ₂ O | 6,40 | 8,00 | 0,49 | 0,2 |
| Na ₂ O | 0,28 | 0,12 | 3,94 | 5,30 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,01 | 0,58 | 0,45 |
| ппп | 1,79 | 2,66 | 2,85 | 2,36 |
| Σ | 99,52 | 99,79 | 100,31 | 100,57 |
| H ₂ O | 0,38 | 0,28 | 0,18 | 0,21 |
| Собщ | 0,38 | 0,26 | 0,07 | 0,85 |
| Число проб | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Источник | [74] | | | |
| Привязка | Р. Холодная | Р. Незаметная | Район ф. Марата | |

Изотопный (U/Pb) возраст цирконов из вулканогенных пород кружилихской и ушаковской свит нижнего ордовика о. Октябрьской Революции [64]

| Номера Образцов | | HL 03-008 | G 99-023 | HL 02-030 | HL 02-030/042 | |
|-------------------------------|---------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|---------------------------|
| Географическая привязка | | Южный берег оз. Фиордовое | Истоки р. Кружилиха | Гора Восьмерка | Нижн. теч. Р. Каньон | |
| Координаты места взятия пробы | | N 79.309789° E 97.607569° | N 79.145278° E 97.441944° | N 79.311698° E 97.914036° | N 79.270456° E 98.168937° | |
| порода | | Вулканомиктовый песчаник | Белый риолит | Светло-зеленый риолит | | |
| свита | | O _{1us} | | O _{1kr} | | |
| возраст | Изотопный (млн.лет) | Интервал | от 477,5±4,6 до 492,1±4,8 | от 473,1±8,2 до 490,1±4,8 | от 480,6±4,8 до 501,8±4,8 | от 480,6±4,8 до 501,8±4,8 |
| | | среднее | 482,2±6,1 | 482,0±4,2 | 491,0±3,2 | 489,5±2,7 |
| | Геологический | Ранний ордовик | | | | |

ясняется противоречивость наблюдений возрастной последовательности внедрения образований кислого и основного состава. Очевидно, для каждого из участков характер вулканизма будет индивидуальным и распространение последовательности фаз, выделенных в петротипическом районе, на всю площадь развития смутнинского комплекса не представляется возможным.

- Безусловной является только пространственная ассоциация тел пестрого фациального и химического состава, поскольку участки их наиболее интенсивного развития сконцентрированы в грабен-синклинали западной части Североземельской зоны глубинных разломов.

- Кислая (дацит-риолитовая) составляющая комплекса комагматична гранитоидам восточно-октябрьского комплекса.

- Формационная принадлежность ближе всего к риолит-базальтовой формации, характерной для поздних стадий орогенного развития в связи с глыбовыми движениями на фоне общего поднятия региона. Не исключено присутствие тел дацит-риолитовой и трахибазальтовой формаций.

- Возраст комплекса по совокупности приведенных в тексте геологических данных и изотопных датировок определяется как ордовикский.

На о. Большевик *дайки* смутнинского (бывшего университетского) комплекса установлены в среднем и верхнем течении р. Сложная, в бассейне рек Каменка, Тора, Нора и Светлая, в верхнем течении р. Лагерная, а также вдоль восточного побережья прол. Шокальского.

На участке р. Сложная маломощные (0,7-1,2 м) дайки мелкозернистых афировых андезитовых порфиритов север-северо-восточного простирания приурочены к ядрам мелких антиклинальных складок в породах сложнинской толщи. Иногда форма тел повторяет морфологию складок, что, по мнению авторов [74], вызвано внедрением магматического расплава по межпластовым ослабленным зонам. Падение даек крутое – 70-80° к западу. Установленная протяженность – до 100-150 м. Контактное воздействие выражается в ороговиковании вмещающих пород на расстоянии до 0,5 м. Стекловатый мезостази́с в породах карбонатизирован. В среднем течении р. Сложная установлен факт пересечения андезитовых порфиритов дайкой эссекситовых порфиритов ахматовского комплекса.

В верхнем и среднем течении рек Каменка, Тора и Нора мощность, геологическая позиция и контактное воздействие даек сходны с участком р. Сложная, но тела прослежены по простиранию на расстоянии до 6-7 км. Падение контактов даек обычно крутое (70-90°), субсогласное с вмещающими породами. В экзоконтакте гранитного массива бухты Солнечная они ороговикованы и смяты вместе с вмещающими осадочными породами. В составе даек на данном участке выделяются трахидолериты, андезиты и андезитовые порфириты. Внутренне строение даек однородное, текстура порфи́ровая, в трахидолеритах – массивная. На осно-

вании К-Аг датировок андезитовые порфириды и дацитовые порфиры при производстве ГС-50 были отнесены к среднеордовикскому возрасту [52].

На восточном побережье пролива Шокальского мощные (до 11 м) дайки трахидолеритов смутнинского комплекса установлены в среднем течении р. Студеная. По простиранию отдельные тела прослежены на расстояние около 20 км. Дайки имеют северо-восточное простирание и крутое падение. В мощных дайках эндоконтактные зоны сложены тонкозернистыми афанитовыми трахидолеритами, а в центральной части содержится большое количество шпиров и ленточных обособлений лейкократовых крупнозернистых порфиридных трахидолеритов. Вмещающие породы ороговикованы на расстоянии до 8-10 м.

На северном и южном берегах ф. Тельмана на расстоянии до 2 км прослежена мощная крутопадающая (около 60 м) дайка андезитов северо-восточного простирания, прорывающая отложения тельмановской и сложнинской толщ. Вмещающие породы ороговикованы на расстоянии 1,5-2 м.

По химическому составу дайки с побережья пролива Шокальского относятся к семействам габбро-диоритов и умеренно-щелочных габбро-диоритов с калиево-натриевым типом щелочности [74] и сходны с дайками трахиандезитов и трахидолеритов участков м. Свердловая и р. Книжная. Дайки из бассейна верховьев рек Каменка – Светлая отвечают андезитам с калиево-натриевым типом щелочности (табл. 27) и близки по составу с единичными дайками м. Свердловая, а также с частью гранитоидов массива г. Левинсон-Лессинга.

Вышеописанные дайки о. Большевик не обеспечены надежными изотопными датировками и отнесены к смутнинскому комплексу условно – по степени изменения, силикатному составу, расположению в западной части острова, то есть географически близкому к восточному побережью о. Октябрьской Революции. Взаимоотношения даек различного состава недостаточно ясны и более ранний возраст габброидов также является условным. Формационная принадлежность даек определяется с трудом, но ближе всего, на наш взгляд, сходство с андезитовой формацией орогенного этапа развития.

Сопоставление восточно-октябрьского и смутнинского комплексов показывает следующее:

- Интрузии комплексов развивались почти одновременно, но на данный момент представляется несколько более ранним возраст массивов восточно-октябрьского комплекса относительно субвулканических образований смутнинского комплекса. Нужно отметить сходство изотопных датировок риолитов из разреза нижнего ордовика и части интрузий восточно-октябрьского комплекса.

- Образования обоих комплексов приурочены к Североземельской зоне глубинных разломов, но при этом разобщены – массивы гранитов локализованы в поднятых бортах зоны, а субвулканические образования трассируются в грабенах.

Таблица 27

Химический состав даек смутнинского комплекса о. Большевик

| Окислы (%) | Место взятия не указано | | | | | | | Ф. Тельмана | | | Р.Сту- деная | Р. Сложная | | | Л. Ле- нингр. | Р.Руса- новка |
|--------------------------------|-------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------------|--------|-------|-----------------|------------|--------|--------|------------------|------------------|
| | SiO ₂ | 61,20 | 60,24 | 61,35 | 60,86 | 63,50 | 62,22 | 64,84 | 48,96 | 52,86 | 50,14 | 51,16 | 49,66 | 53,38 | 52,96 | 50,38 |
| TiO ₂ | 0,58 | 0,69 | 0,70 | 0,66 | 0,69 | 0,70 | 0,55 | 1,70 | 2,14 | 1,00 | 1,56 | 0,95 | 0,78 | 0,88 | 1,10 | 0,87 |
| Al ₂ O ₃ | 15,86 | 15,98 | 14,52 | 16,58 | 15,56 | 15,76 | 15,47 | 17,75 | 15,71 | 17,95 | 15,90 | 15,13 | 14,06 | 14,23 | 14,88 | 14,69 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,62 | 3,67 | 1,88 | 0,54 | 1,54 | 1,31 | 0,85 | 4,55 | 5,21 | 5,04 | 4,24 | 3,51 | 1,20 | 2,82 | 4,33 | 2,69 |
| FeO | 2,85 | 1,56 | 2,82 | 3,62 | 3,24 | 3,11 | 2,87 | 4,55 | 4,92 | 5,05 | 6,11 | 3,30 | 3,77 | 2,58 | 4,26 | 3,99 |
| CaO | 3,58 | 5,37 | 3,27 | 4,55 | 3,36 | 3,74 | 2,87 | 8,47 | 5,99 | 7,20 | 7,59 | 5,45 | 5,61 | 5,66 | 6,20 | 7,19 |
| MgO | 3,58 | 4,48 | 4,12 | 4,10 | 2,70 | 3,00 | 2,24 | 4,53 | 4,12 | 5,39 | 4,90 | 5,89 | 5,06 | 5,79 | 8,63 | 7,54 |
| MnO | 0,13 | 0,11 | 0,09 | 0,17 | 0,06 | 0,09 | 0,07 | 0,11 | 0,14 | 0,13 | 0,18 | 0,10 | 0,11 | 0,09 | 0,13 | 0,10 |
| K ₂ O | 0,36 | 1,88 | 1,49 | 0,70 | 1,83 | 1,96 | 1,05 | 0,88 | 1,64 | 1,32 | 0,98 | 0,76 | 1,46 | 1,08 | 1,98 | 2,43 |
| Na ₂ O | 4,75 | 4,36 | 5,10 | 4,03 | 5,32 | 4,91 | 4,41 | 3,93 | 3,30 | 2,45 | 3,24 | 4,54 | 3,68 | 4,00 | 4,47 | 4,12 |
| P ₂ O ₅ | Данные не приведены | | | | | | | 0,50 | 0,41 | 0,13 | 0,30 | 0,61 | 0,49 | 0,54 | 0,43 | 0,58 |
| ппп | | | | | | | | 5,12 | 3,77 | 3,50 | 3,76 | 10,49 | 10,64 | 9,53 | 3,47 | 1,47 |
| Σ | Приведена к 100% | | | | | | | 100,35 | 100,21 | 99,88 | 99,92 | 100,40 | 100,28 | 100,20 | 100,26 | 99,50 |
| H ₂ O | Данные не приведены | | | | | | | 2,80 | 1,70 | - | 1,74 | 0,93 | 0,63 | 0,52 | 0,73 | 0,30 |
| Собщ | | | | | | | | 0,15 | 0,15 | 0,58 | Н.опр | 0,40 | 0,08 | 0,04 | 0,30 | 0,07 |
| | [52] | | | | | | | [74] | | | | | | | | |
| Na/K | 13 | 2,3 | 3,4 | 5,8 | 2,9 | 2,5 | 4,2 | 4,5 | 2,0 | 1,9 | 3,3 | 6,0 | 2,5 | 3,7 | 2,3 | 1,7 |
| Щцел | 5,1 | 6,2 | 6,6 | 4,7 | 7,2 | 6,9 | 5,5 | 4,8 | 4,9 | 3,8 | 4,9 | 5,3 | 5,2 | 5,1 | 6,5 | 6,6 |

- По химическому составу интрузии восточно-октябрьского комплекса близки (комагматичны) с вулканитами кислого состава смутнинского комплекса.

- Различие фациального состава интрузий смутнинского комплекса на о. о. Октябрьской Революции и Большевик подчеркивает их принадлежность к разным тектоническим структурам.

- В целом достаточно обоснованное выделение комплексов ордовикского возраста однозначно указывает на раннекаледонский тектоно-магматический этап, отвечающий ранней фазе каледонской эпохи складчатости. Нужно отметить, что каледонский этап выделялся на стадии ранних геологических съемок, но впоследствии, при ГГС-200, был ликвидирован в связи с данными К-Аг определений и по ошибочному стремлению провести параллель с магматизмом Таймыра.

- Необходимо отметить присутствие детритовых цирконов кембрийского возраста в составе образований мининской толщи на островах Известий ЦИК, о. Русский, в терригенных флишоидных отложениях о. Большевик и п-ова Челюскин, а также среди акцессорных цирконов из гранитоидов восточно-октябрьского комплекса [36]. Указанные факты говорят о магматической деятельности кембрийского возраста, что подтверждается наличием обломков вулканитов кислого и среднего состава в обломочной части перечисленных выше терригенных пород.

- Приведенные значения возраста показывают, что смутнинский и восточно-октябрьский комплексы формировались одновременно и возраст их можно определить не точнее, чем ордовик.

- Подчеркнем, что интрузии восточно-октябрьского комплекса имеют частично дискордантные взаимоотношения с дислоцированными кембрийскими породами, то есть являются соскладчатыми либо даже постскладчатыми. Кроме того, гранитоиды комплекса не катаклазированы, что свидетельствует об отсутствии значимых тектонических событий после их консолидации. Отсюда можно сделать вывод, что возраст складчатости – рубеж кембрия и ордовика.

- Наконец, не исключено, что Кропоткинский и Никитинский массивы, а также их минерагеническая специфика, имеют не ордовикский возраст, а более молодой. В том случае, если это предположение подтвердится, на о. Большевик просто не будет массивов, связанных с каледонским тектоно-магматическим циклом, а сам цикл будет представлен только дайками.

Позднепалеозойские интрузии

Интрузии позднего палеозоя представлены крупными и мелкими телами гранитоидов, широко развитых на островах и побережье Карского моря, а также на дне восточной части его акватории. Выделяются несколько комплексов, близких по возрасту и составу, но локализованных в разных структурно-формационных зонах Карского геологического района.

Солнечнинский комплекс гранодиоритовый ($\gamma\delta C_{1-2S}$) выделен В. Ф. Проскурниным в 1989 г из состава бывшего североземельского [18]. Название комплексу дано по имени бухты Солнечная (о. Большевик), к северу от которой располагается петротипический массив. В настоящей работе к солнечнинскому комплексу отнесены дайки гранодиорит-порфиров ($\gamma\delta\pi$) ранней фазы на восточном и западном побережье зал. Ахматова, многофазные гранодиорит – гранитные массивы бухты Солнечная и м. Палец, а также дайки гранит-порфиров ($\gamma\pi$) и аплитов (поздняя фаза). Все перечисленные тела располагаются на острове Большевик. Гранитоиды прорывают раннепалеозойские терригенные отложения и, в свою очередь, прорваны дайками габбро-долеритов ближнеостровского комплекса раннетриасового возраста. Массивы дискордантны по отношению к пликративным структурам вмещающих пород и контролируются зонами разрывных нарушений, основной из которых является Солнечнинско-Ахматовская зона глубинных разломов.

Комплекс представлен почти исключительно гранодиоритами, слагающими массивы, и гранодиорит-порфирами, образующими дайки и мелкие тела. Последовательность формирования интрузий установлена на основании взаимопересечений пород ранней, основной и поздней фаз внедрения.

Описание комплекса приводится по материалам объяснительной записки ГГК-200 [19] и отчета по ГГС-200 [74] с дополнениями из более современных публикаций.

Массив бухты Солнечная имеет площадь выходов на поверхность до 500 км² и прослеживается в субмеридиональном направлении по аэромагнитным данным на расстояние 60 км от м. Таймыра под ледник Ленинградский и далее до кутовой части зал. Ахматова, разворачиваясь в северной части к север-северо-западу (к истокам р. Базовая). Ширина массива в южной части достигает 10 км, а под ледником, по геофизическим данным, сокращается до 3 км. По расчетам, западный контакт имеет угол падения 65-70°, а восточный – 80-84°. Эффективная намагниченность гранитоидов достигает 1000×10^{-6} ед. СГСМ, глубина залегания верхних кромок достигает 0,5 км, а нижних – 10 км.

Массив сложен породами основной фазы с преобладанием в краевых частях гранодиоритов и кварцевых диоритов, а в центре – гранитов. Представителей ранней фазы в пределах массива не установлено. Между разновидностями пород основной фазы установлены постепенные переходы. Вмещающие флишоидные отложения интенсивно ороговикованы до амфибол-роговиковой температурной фации. Ширина ороговикования в плане достигает 3 км. Метасоматические явления проявлены в восточном контакте процессом прожилкообразного окварцевания. Мощность зон метасоматически измененных пород составляет 150-200 м.

Гранодиориты, слагающие массив, представляют собой среднекрупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Они сложены

плагиоклазом (40-70%), калиевым полевым шпатом (10-35%), кварцем (17-35%), амфиболом (0-14%), биотитом (0-17%). Акцессорные минералы представлены сфеном, турмалином, ортитом, апатитом, цирконом, касситеритом, магнетитом; вторичные – серицитом, эпидотом, мусковитом, хлоритом, альбитом. Плагиоклаз имеет состав от олигоклаз-альбита до андезина. Степень упорядоченности кристаллической структуры составляет 75-100%, что свидетельствует о равновесных условиях кристаллизации расплава. Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом, амфибол – обыкновенной роговой обманкой, биотит – мероксеном, реже – мероксен-лепидомеланом. Химический состав отвечает гранодиоритам с натриевым типом щелочности (табл. 28) и высокой глиноземистостью (1,7-3,5). Средние содержания элементов-примесей близки кларковым, за исключением Be, Cr, Co, Mo, Ni и Pb, содержания которых в 2-5 раз превышают кларковые для данной группы пород.

Конечная фаза наиболее интенсивно проявлена на м. Таймыра и представлена гранит- и гранодиорит-аплитами, слагающими субвертикальные жилообразные тела мощностью до 10-15 м, внедрившиеся по прототрещинам. Контакты с породами основной фазы резкие отчетливые. Явления контаминации и ассимиляции вмещающих пород отмечены на м. Таймыра, где в приконтактной зоне шириной 20-30 м наблюдается постепенный переход от мезократовых гранодиоритов к контактовым брекчиям через меланократовые гранодиориты шлировой текстуры. Породы сложены в равных соотношениях кварцем, олигоклазом и ортоклазом с небольшим количеством (3-5%) биотита. Химический состав отвечает умеренно-щелочным лейкогранитам с калиево-натриевым типом щелочности. Средние содержания элементов-примесей близки кларковым, за исключением Cr, Co, Ni и Pb, содержания которых в 2-9 раз превышают кларковые.

K-Ar датировки гранодиоритов составляют 315 ± 11 (биотит), 310 ± 11 (калиевый полевой шпат), 276 ± 10 (мусковит) и 254 ± 11 (порода) млн. лет [74]. Возраст цирконов из двух проб гранодиоритов массива бухты Солнечная, по данным изотопных (U/Pb) исследований, составляет $342,0 \pm 3,6$ млн. лет и $343,5 \pm 4,1$ млн. лет [65]. В Легенде [91] приведено для цирконов близкое значение по отношению $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, составляющее $339,5 \pm 2,7$ млн. лет.

Массив Левинсон-Лессинга площадью около 60 км^2 расположен на восточном берегу залива Ахматова, имеет штокообразную овальную форму, крутое периклинальное падение волнистых контактов и дискордантные взаимоотношения с ороговикованными вмещающими отложениями сложнинской толщи. Вдоль восточного контакта прослеживаются эруптивные брекчии мощностью 300-400 м и протяженностью до 3 км. Обломочная часть брекчии составляет 25-30% от объема породы и представлена оплавленными ксенолитами песчаников и алевролитов величиной от 3-25 см до 1 м. Обломки сцементированы мелкозернистыми тона-

Таблица 28

Силикатный состав гранитоидов солнечнинского ($\gamma\delta C_{1-2s}$) комплекса, о.Большевик [74]

| Щел. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | MnO | K ₂ O | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | ппп | Σ | H ₂ O | Собщ |
|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|------------------|-------------------|-------------------------------|------|--------|------------------|-------|
| Река Базовая гранодиорит-порфиры | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6,6 | 62,98 | 0,42 | 16,00 | 0,74 | 2,23 | 3,40 | 1,72 | 0,04 | 2,55 | 4,06 | 0,15 | 5,81 | 100,10 | 0,32 | 0,07 |
| 7,6 | 64,94 | 0,42 | 14,92 | 0,88 | 2,18 | 2,98 | 2,26 | 0,04 | 2,97 | 4,61 | 0,17 | 3,27 | 99,64 | 0,34 | 0,06 |
| Западный берег зал. Ахматова гранодиорит-порфиры (первая строка 5 проб; вторая -2 пробы; третья – 6 проб) | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7,1 | 65,06 | 0,56 | 14,57 | 1,12 | 2,94 | 3,89 | 2,69 | 0,10 | 1,64 | 5,44 | 0,23 | 1,91 | 100,20 | 0,29 | Н.обн |
| 8,4 | 66,16 | 0,52 | 14,62 | 1,04 | 2,65 | 3,28 | 2,31 | 0,06 | 2,86 | 5,52 | 0,21 | 1,66 | 100,89 | 0,21 | Н.обн |
| 6,9 | 64,22 | 0,66 | 15,33 | 2,15 | 2,23 | 4,11 | 3,61 | 0,10 | 2,99 | 3,87 | 0,20 | 0,50 | 99,97 | 0,46 | сл |
| Мыс Палец | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6,6 | 66,32 | 0,55 | 15,82 | 1,16 | 2,37 | 3,23 | 1,86 | 0,03 | 2,16 | 4,40 | 0,25 | 1,6 | 99,80 | 0,24 | 0,64 |
| 7,2 | 68,20 | 0,48 | 15,38 | 1,14 | 1,66 | 2,60 | 1,78 | 0,023 | 2,55 | 4,62 | 0,24 | 1,11 | 99,79 | 0,27 | 0,27 |
| 7,1 | 67,96 | 0,48 | 15,70 | 1,05 | 2,15 | 2,92 | 1,86 | 0,03 | 2,66 | 4,42 | 0,23 | 0,56 | 100,62 | 0,24 | 0,08 |
| 6,1 | 64,96 | 0,54 | 17,15 | 0,88 | 2,73 | 3,68 | 3,17 | 0,19 | 2,30 | 3,77 | 0,04 | 0,48 | 99,89 | 0,16 | 0,02 |
| 6,9 | 66,72 | 0,48 | 15,89 | 1,18 | 2,08 | 2,63 | 1,95 | 0,03 | 2,54 | 4,38 | 0,23 | 2,03 | 100,14 | 0,38 | 0,08 |
| Гора Левинсон-Лессинга Умерено-щелочные аплит [18] и граниты | | | | | | | | | | | | | | | |
| 8,4 | 75,14 | 0,14 | 13,12 | 0,77 | 0,39 | 1,11 | 0,19 | 0,13 | 6,02 | 2,42 | 0,34 | 0,47 | 100,24 | Н.опр | Н.опр |
| 8,5 | 73,37 | 0,23 | 12,85 | 1,77 | 0,75 | 1,71 | 0,76 | Сл | 4,90 | 3,60 | 0,07 | 0,23 | 100,24 | 0,16 | 0,06 |
| 8,1 | 72,92 | 0,20 | 12,92 | 1,16 | 1,04 | 1,21 | 1,04 | 0,04 | 4,76 | 3,32 | 0,18 | 1,06 | 99,85 | 0,36 | - |
| 7,9 | 71,42 | 0,38 | 13,22 | 0,48 | 2,44 | 2,07 | 1,55 | 0,04 | 3,78 | 4,10 | 0,29 | 1,17 | 100,94 | 0,33 | Сл |
| Умерено-щелочные гранодиориты | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7,9 | 65,15 | 0,45 | 15,67 | 1,00 | 2,44 | 3,89 | 2,42 | 0,06 | 2,68 | 5,22 | 0,53 | 0,87 | 100,38 | 0,30 | 0,08 |
| 8,0 | 64,06 | 0,65 | 13,30 | 1,00 | 3,59 | 3,86 | 3,44 | 0,06 | 3,50 | 4,54 | 0,21 | 1,64 | 99,86 | 0,20 | Сл |
| 8,5 | 63,86 | 0,63 | 13,85 | 1,12 | 3,48 | 3,50 | 3,61 | 0,06 | 3,56 | 4,90 | 0,30 | 1,45 | 100,33 | 0,23 | Сл |
| 7,9 | 58,20 | 0,67 | 16,98 | 1,12 | 1,81 | 5,40 | 4,38 | 0,06 | 0,71 | 7,15 | 0,22 | 3,50 | 100,20 | 1,00 | 0,08 |
| Кварцевые диориты | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6,3 | 64,74 | 0,52 | 15,25 | 1,79 | 2,37 | 5,04 | 3,60 | 0,07 | 1,41 | 4,90 | 0,23 | 1,62 | 99,54 | 0,44 | 0,06 |
| 6,0 | 63,21 | 0,67 | 16,55 | 2,60 | 2,69 | 4,28 | 3,06 | 0,08 | 2,50 | 3,54 | 0,28 | 1,04 | 100,50 | Н.опр | Н.опр |
| 6,5 | 61,86 | 0,50 | 16,66 | 2,67 | 2,03 | 4,48 | 3,93 | 0,10 | 3,09 | 3,38 | 0,21 | 0,42 | 99,33 | 0,08 | 0,01 |
| 6,0 | 56,64 | 0,86 | 15,39 | 0,64 | 1,62 | 6,80 | 6,24 | 0,05 | 0,44 | 5,60 | 0,33 | 5,34 | 100,04 | 1,74 | - |
| 6,1 | 62,30 | 0,56 | 17,21 | 2,65 | 1,67 | 4,40 | 3,89 | 0,15 | 3,11 | 2,99 | 0,15 | Н оп | 99,11 | Н опр | 0,03 |

Продолжение табл. 28

| | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|------|-------|
| О-ва Ватгранзе | | | | | | | | | | | | | | | |
| 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,6 |
| Бухта Солнечная | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6,7 | 65,84 | 0,63 | 15,90 | 1,30 | 2,69 | 3,5 | 2,02 | 0,05 | 1,90 | 4,82 | 0,26 | 1,28 | 100,00 | 0,80 | 0,06 |
| 6,7 | 64,64 | 0,75 | 16,34 | 1,58 | 2,8 | 3,0 | 2,26 | 0,07 | 2,12 | 4,62 | 0,33 | 0,93 | 100,54 | 0,15 | Сл |
| 6,4 | 66,94 | 0,68 | 15,77 | 1,46 | 2,28 | 3,33 | 1,63 | 0,07 | 2,20 | 4,20 | 0,31 | 0,85 | 99,72 | 0,23 | Н обн |
| 5,4 | 62,24 | 0,66 | 16,53 | 6,26 | - | 4,02 | 3,06 | 0,25 | 2,60 | 2,82 | 0,11 | 0,52 | 99,23 | 0,10 | 0,03 |
| 6,3 | 61,34 | 0,46 | 17,44 | 5,43 | Н о | 4,21 | 3,01 | 0,10 | 2,44 | 3,82 | 0,18 | 0,68 | 99,15 | 0,04 | 0,03 |
| По данным [52] | | | | | | | | | | | | | | | |
| 8,2 | 75,62 | 0,18 | 12,90 | 0,64 | 0,90 | 1,15 | 0,25 | 0,05 | 4,95 | 3,23 | 0,07 | | | | |
| 6,6 | 68,90 | 0,48 | 15,48 | 0,93 | 2,35 | 2,74 | 1,15 | 0,07 | 2,73 | 3,83 | 0,19 | | | | |
| 6,2 | 67,64 | 0,53 | 15,66 | 0,94 | 3,41 | 2,95 | 1,59 | 0,07 | 2,40 | 3,77 | 0,22 | | | | |
| 6,2 | 65,54 | 0,69 | 16,36 | 1,53 | 3,01 | 3,53 | 2,04 | 0,10 | 2,12 | 4,05 | 0,23 | | | | |
| 5,7 | 61,55 | 0,88 | 17,09 | 1,33 | 4,29 | 4,30 | 2,66 | 0,10 | 1,90 | 3,81 | 0,33 | | | | |
| 5,3 | 57,24 | 1,11 | 17,30 | 2,07 | 4,48 | 5,57 | 3,76 | 0,14 | 1,76 | 3,53 | 0,40 | | | | |

литами. В породах отмечаются жилы аплитов и полевошпатовые жилы и прожилки.

По химическому составу породы массива отличаются разнообразием – присутствуют умеренно-щелочные граниты с калиево-натриевым типом щелочности, умеренно-щелочные гранодиориты с натриевым типом щелочности и кварцевые диориты с натриевым типом щелочности (табл. 28). Нужно отметить, что по химизму породы массива сильно отличаются от пород массивов мыса Палец и бухты Солнечная. Возможно, такое отличие связано с участием в строении массива более древних (восточно-октябрьских) или более молодых (еремеевско-бирулинских) гранитоидов, близких по составу породам массива Левинсон-Лессинга. Пока массив оставлен в составе солнечнинского комплекса, но требуется его доизучение.

Радиологический (K-Ar) возраст кварцевых диоритов основной фазы массива Левинсон-Лессинга составляет 292 ± 10 млн. лет по биотиту и 318 ± 11 млн лет по полевому шпату, а тоналитовых порфиоров – 358 ± 18 млн лет и 370 ± 18 млн лет по полевому шпату, а также 275 ± 14 млн лет и 230 ± 11 млн. лет по валу [74]. Нужно отметить, что калий-аргоновые датировки около 370 млн. лет характерны для массивов р. Каньон и гор Туманные о. Октябрьской Революции, относимых к восточно-октябрьскому комплексу ордовикского (по данным U-Pb определений) возраста

Массив м. Палец имеет вытянутую штокообразную форму и площадь около 40 км^2 по аэромагнитным данным. Видимая часть массива имеет площадь 16 км^2 , где наблюдается соотношение пород всех трех фаз внедрения гранитоидов.

К ранней фазе относятся тоналиты и тоналитовые порфиры, локализованные в краевых частях в виде крутопадающих пластинообразных тел мощностью до 100 м и протяженностью до 1 км. Дайки тоналитовых порфиоров образуют также серию север-север-восточного простирания от устья р. Русановка до южной части массива м. Палец. Мощность даек колеблется от 0,5 до 50 м, протяженность достигает 50 м. Тела имеют крутое восточное падение и ровные или волнистые контакты с вмещающими породами. В экзоконтактах отмечаются маломощные зоны закалки с ксенолитами роговиков размером до 10-15 см. Мощные тела сопровождаются зонами оргоговикования до десятков метров. В наиболее мощных дайках от периферии к центру наблюдается переход от порфировых к средне-мелкозернистым тоналитам. Породы имеют серый и темно-серый цвет, порфировую структуру с микрогранитовой основной массой, сложены кварцем (12-25%), олигоклаз-андезином (45-80%), роговой обманкой (2-15%), мероксен-лепидомеланом (2-20%), иногда – ортоклазом (до 10%). Порфировые вкрапленники кварца и плагиоклаза составляют до 10% и до 50% породы, соответственно. Иногда во вкрапленниках присутствуют амфибол и биотит. По химическому составу породы очень однородны и отвечают гранодиоритам с натриевым типом

щелочности (табл. 28). Средние содержания элементов-примесей близки кларковым для кислых пород, за исключением Cr, Co, Ni, содержания которых в 2-3 раз превышают кларковые. Сходные по составу и строению дайки закартированы на западном берегу зал. Ахматова, в бассейне рек Базовая и Сборная.

Тоналитовые порфиры ранней фазы прорваны кварцевыми диоритами и гранодиоритами основной фазы. Петрографическая характеристика и химический состав пород практически идентичны таковым для массива бухты Солнечная. В северо-западной части интрузии гранодиориты основной фазы интродуцированы гранит-порфирами поздней фазы. Внедрение сопровождалось окварцеванием и калишпатизацией гранодиоритов. В приконтактных зонах отмечается большое количество кварцевых и микроклин-кварцевых жил мощностью от 0,5 до 50 см, несущих молибденитовое оруденение. Гранит-порфиры с участками гранитов и аплитов представляют собой лейкократовые породы, отличающиеся разнообразием структурных особенностей. По набору минералов породы поздней фазы сходны с гранитоидами основной фазы, но содержат более высокое количество калиевого полевого шпата (35-40%).

Во вмещающих ороговикованных породах установлены жилы молочно-белого кварца мощностью от нескольких сантиметров до 4,5 м. Жилы прослеживаются в зонах субмеридионального и северо-восточного простирания шириной от 50 до 100 м и протяженностью от 0,5 до 1,5 км. В жилах содержатся молибденит, пирит и халькопирит.

Радиологический (K-Ar) возраст гранодиоритов основной фазы массива м. Палец составляет 320 ± 11 и 292 ± 10 млн. лет по биотиту, 304 ± 14 млн. лет по валу и 212 ± 11 млн лет по полевому шпату [74].

Кроме охарактеризованных выше магматических тел, серия даек гранодиорит-порфиров солнечнинского комплекса установлена в нижнем течении р. Базовая на западном берегу зал. Ахматова. Дайки представлены крутопадающими субмеридиональными телами мощностью до 500 м. Породы, слагающие дайки, идентичны гранодиорит-порфирам восточного побережья зал. Ахматова. Признаков дифференциации в мощных дайках не установлено.

Интрузии солнечнинского комплекса относятся к гранит-гранодиоритовой формации и связаны с герцинской активизацией [74]. Дифференциация гранитоидной магмы осуществлялась с накоплением кремнезема и K_2O . На завершающих стадиях становления интрузий сформировались проявления с молибденовой, вольфрамовой и, возможно, золоторудной минерализацией в кварцевых жилах.

Считая возраст цирконов началом кристаллизации интрузий, а возраст биотита – завершением, комплекс датирован ранним-средним карбоном. Более молодые калий-аргоновые датировки могут отражать всплески магматической активности в промежутке от позднего карбона до триаса.

Еремеевско-бирулинский комплекс гранитовый (γC_{1-3eb}) выделен Ю. И. Захаровым из состава мусковитизированных (двуслюдяных) гранитов с петротипом на п-ве Еремеева и побережье залива Бирули [91].

История изучения, расчленения и датирования мусковитизированных гранитов п-ва Таймыр с 1929 до 1969 года подробно описана Ю. И. Захаровым [82]. Ниже приводится та ее часть, которая касается непосредственно площади листов Т-45-48.

В 1929 году О. О. Баклунд, обработавший коллекцию Э. В. Толля, высказал предположение о присутствии на п-ве Зари части «Таймырского батолита» каледонского возраста, сложенного на указанном участке породами по крайней мере двух различных интрузий гранитоидов, которые при микроскопических исследований могут быть еще расчленены на пять групп.

П. В. Виттенбург, возглавлявший экспедицию Горно-Геологического управления Главсевморпути в 1936-1938 годах, присоединился к мнению О. О. Баклунда о наличии «Таймырского батолита» и сделал вывод об одновозрастности всех гранитов и пегматитов, не расчленяя их.

Геологи Бирулинской экспедиции треста «Арктикразведка», проводившие на п-ове Зари геологосъемочные работы масштаба 1:100 000, считали все гранитоиды герцинскими. В составе гранитов выделялись порфириовидные граниты и гранитогнейсы и разнозернистые двуслюдяные граниты. В. А. Золотухин, работавший в центральной части п-ова Зари, относил все гранитоиды к единой пластинообразной зональной интрузии. Г. И. Барабашина (съемка на юге и юго-востоке п-ова Зари), считала, что интрузия имеет форму колоссальной дайки, внедрившейся в центральную зону Таймырского антиклинория в герцинское время. Мелкозернистые граниты были выделены ею как более поздние (альпийские). А. Ф. Барабашин, изучавший о. Таймыр и восток п-ова Зари, считал порфириовидные граниты и гранито-гнейсы продуктом региональной гранитизации вмещающих парапород и гранитизации в ходе становления интрузии двуслюдяных гранитов.

А. М. Даминова, обобщившая все материалы треста «Арктикразведка», проводившего съемочные и поисковые работы с 1946 по 1954 год, выделила каледонские порфириовидные гнейсограниты и биотитовые граниты с жильным комплексом, а также герцинские (первые этапы) крупные интрузии двуслюдяных гранитов. Формирование последних отвечало «инверсии Таймырской геосинклинали» и произвело термальное воздействие на филлиты с образованием гнейсов и кристаллических сланцев. В целом сходные с А. М. Даминовой взгляды на возраст и расчленение гранитоидов имели и ее коллеги О. А. Новиков, К. А. Величко и В. С. Рябов.

С 1958 года изучением гранитоидов Таймыра занялся коллектив Бирулинской экспедиции НИИГА. В 1958 и 1959 годах геологи экспедиции (руководители – Л. А. Чайка и В. Г. Малов, соответственно) в составе Бирулинского батолита выде-

лили докембрийские разнозернистые двуслюдяные граниты (еремеевские) с их крупнозернистой пегматоидной фазой (бирулинские) и послераннетриасовые порфиroidные граниты. Позднее, в 1962 году, М. Г. Равичем и Л. А. Чайкой двуслюдяные еремеевские и бирулинские граниты были объединены в протерозойскую формацию мусковитизированных гранитов (наиболее древние из протерозойских гранитоидов). Порфиroidные граниты были отнесены к формации катакластических и метаморфизованных гранитоидов, образовавшейся на рубеже протерозоя и синия.

В 1965 году Ю. И. Захаров, проводивший поисковые работы на о. Нансена, выделил три группы докембрийских мусковитизированных гранитов, сформированные последовательно в результате одной эпохи тектогенеза – порфиroidные микроклинизированные граниты; крупно-среднезернистые бирулинские граниты; мелко-среднезернистые еремеевские граниты. Г. А. Ковалева и О. Г. Шулятин (1965-1966 годы), считавшие, предположительно, все граниты раннепротерозойскими, тоже к наиболее древним относили порфиroidные биотитовые граниты, а двуслюдяные граниты считали относительно более молодыми.

Начиная с 1965 года, изучением геологии докембрия занимался также коллектив геологов СНИИГГИМСа под руководством Л. В. Махлаева. Ю. И. Захаровым [82] констатировалось сходство точек зрения в отношении выделяемых разновидностей гранитов и их генезиса, но большие расхождения по вопросу о возрасте гранитоидов. В работах 1969-1970 годов Л. В. Махлаев относил формацию двуслюдяных (мусковитизированных) гранитов Таймыра к докембрийским позднекинематическим гранитам.

Обобщение всех имевшихся материалов по магматизму было проведено Ю. И. Захаровым в 1966-68 годах в рамках тематических работ по изучению условий формирования и закономерностей размещения слюдоносных пегматитов центрального Таймыра [82]. В результате Ю. И. Захаровым была разработана схема магматизма Центрального Таймыра, в соответствии с которой мусковитизированные гранитоиды были выделены в комплекс верхнепротерозойского (рифейского?) возраста. В составе комплекса выделяется 4 фазы (порфиroidные разнозернистые граниты, крупнозернистые граниты бирулинского типа, мелко-среднезернистые граниты еремеевского типа, мелкозернистые и аплитовидные граниты) с жильными фациями для трех первых фаз. Наиболее интересными и практически важными являются крупнозернистые трахитоидные граниты второй фазы (бирулинские) с жильной фацией мелкозернистых гранитов, аплитов и мусковитовых пегматитов, а также среднезернистые полосчатые граниты третьей фазы (еремеевские) с жильной фацией мелкозернистых гранитов, аплитов и редкометальных бериллиеносных пегматитов. В соответствии с приведенной в отчете геологической картой северного Таймыра, на западную часть сухопутной площади листов Т-45-48, кроме верхнепротерозойских мусковитизированных

гранитов, частично попадают выходы порфиroidных биотитовых мусковитизированных гранитов среднепротерозойского (?) возраста.

Ю. Е. Погребницкий, описывая геологическое строение арх. Норденшельда [12], считал более вероятными отнесение формации мусковитизированных гранитоидов к пермско-триасовому тектоно-магматическому комплексу и их одновозрастность с формацией субщелочных гранитоидов Таймыра, расположенных в другой структурной зоне. Основанием для такого вывода он считал следующие данные: «1) плутоны мусковитизированных гранитоидов и сами породы не несут признаков наложенных деформаций и метаморфизма, свойственных дорифейскому комплексу; 2) мусковитизированные гранитоиды характеризуются постепенными переходами к биотитовым гранитоидам и сиенитам, которые сходны с формацией субщелочных гранитоидов; 3) определения абсолютного возраста гранитоидов и пегматитов дают возраст 225-270 млн. лет; 4) породы данной формации не содержатся в конгломератах рифея и палеозоя». Выделяются три группы пород (в возрастной последовательности) – крупнозернистые (пегматоидные) мусковитовые и двуслюдяные граниты; мусковитизированные биотитовые порфиroidные и мелкозернистые плагиограниты; мусковитизированные гранодиориты, граносиениты, кварцевые диориты.

В объяснительной записке к геологической карте Горного Таймыра [3], изданной в Красноярске в 1986 году, двуслюдяные граниты рассматриваются в составе позднепалеозойских гранитоидов совместно с группами порфиробластовых (порфиroidных) гранитоидов и мелкозернистых биотитовых гранитов. Отмечается, что двуслюдяные (мусковитизированные) граниты не образуют самостоятельных тел, весьма разнообразны по текстурно-структурным особенностям и без резких скачков переходят от одних к другим разновидностям пород. Упоминается выделение Л. А. Чайкой бирулинских (крупнозернистых) и еремеевских (все прочие) гранитов, но без разделения на комплексы. Отмечается предложенное А. М. Даминовой расчленение гранитоидов на три разновозрастных комплекса – среднекембрийские катакластические, раннедевонские порфиробластовые и позднекаменноугольные двуслюдяные. Подчеркнуто, что ряд исследователей (А. П. Аникеев, П. В. Виттенбург, Б. И. Тест, Е. А. Величко, В. И. Тычинский) считает порфиробластовые граниты каледонскими, а двуслюдяные – герцинскими. О протерозойском возрасте, предполагаемом большинством геологов НИИГА, не упоминается.

Позднее В. Ф. Проскурниным граниты первой и второй фаз (по Ю. И. Захарову) были выделены в ленивенско-толлевский комплекс существенно биотитовых гранитоидов [99]. В. Ф. Проскурнин [91] в составе мусковитизированных гранитов еремеевско бирулинского комплекса выделяет три фазы – крупнозернистые граниты главной фазы, средне-мелкозернистые граниты дополнительной фазы и жильно-дайковые породы заключительной фазы. В серийной Легенде ленивен-

ско-толлевский и еремеевско-бирулинский комплексы были условно датированы поздним рифеем.

В настоящей работе на площади листов Т-45-48 еремеевско-бирулинский и ленивенско-толлевский комплексы не расчленены и рассматриваются в составе еремеевско-бирулинского, как это было сделано в листах ГГК-1000/2 и где интрузии еремеевско-бирулинского комплекса датированы ранним-средним карбоном [18].

Наибольшие споры возникают при определении возраста еремеевско-бирулинских гранитов, который, в зависимости от автора (а иногда и у одного и того же автора), меняется от протерозоя до позднего палеозоя. Реликты вмещающих пород представляют собой кристаллические сланцы, в связи с чем складывается впечатление о глубоко метаморфизованных древних породах, с которыми тесно связано происхождение гранитоидов. Одной из задач ГДП в 2008-2009 годах являлось уточнение геологической позиции и возраста гранитоидов еремеевско-бирулинского комплекса, чему было уделено усиленное внимание как при проведении полевых работ, так и в ходе камеральной обработки. Для гранитоидов проведены петрографическое изучение, силикатный анализ (140 проб) и изотопные исследования аргон-аргоновым (22 пробы) и уран-свинцовым (12 проб) методами. Петрографическая характеристика, силикатный состав для проб, охваченных изотопными исследованиями, приведены в таблицах 29 и 30, а результаты определений радиологического возраста – в таблицах 31 и 32.

На площади листов Т-45-48 интрузии описываемого комплекса широко развиты на побережье полуострова Заря и архипелаге Норденшельда. Слагают они также и мелкие островки к западу от п-ова Заря (Белуха, Продолговатый, Гыдо-яма, Сорокина). Кровля массива (батолита?) слабо эродирована и весь рельеф арх. Норденшельда и прилегающего побережья полуострова Таймыр, а также конфигурация береговой линии определяется рельефом отпрепарированной кровли гранитов.

По геофизическим данным гранитоиды непрерывной, но сужающейся полосой прослеживаются к север-северо-востоку от архипелага Норденшельда через острова Фирнлея и Гейберга до бухты Солнечной на острове Большевик и далее пересекают последний в субмеридиональном направлении, совмещаясь с интрузиями солнечнинского комплекса. Контакты интрузий с вмещающими породами подчеркнуты интенсивными магнитными аномалиями, что хорошо подтверждается результатами наземных заверочных магнитометрических работ, проведенных в ходе ГДП-1000 в 2008-2009 годах. Над водной поверхностью залива Толля гранитоиды выступают в виде мелких островов (Фирнлея, Гейберга и др.) и, по данным бурения, находятся под мезозойско-кайнозойскими отложениями на дне.

Кровля интрузий слабо эродирована, часто отмечаются ксенолиты вмещающих пород, шлиры биотита и участки аплитовидного строения. По текстурно-

Таблица 29

Петрографическая характеристика гранитоидов еремеевско-бирулинского комплекса, для которых выполнены изотопные исследования
(ГДП-1000, 2008-2009 г.г.)

| №№ проб | привязка | текстура | структура | Минералы (%) | | | | | | аксессуары |
|----------|---------------|-------------------|---------------|--------------|------------|-----------|----------|--------|----------|--------------------------------|
| | | | | кварц | плагиоклаз | микроклин | ортоклаз | биотит | мусковит | |
| 139-1 | О. Гейберга | Трахитоидная кр/з | порфировидная | 25 | 40 | 20 | | 10 | 5 | Апатит, циркон, титаномагнетит |
| 103-4 | О.Белуха | Трахитоидная кр/з | порфировидная | 25 | 40 | 20 | | 10 | 1-2 | апатит |
| 38 | Фирнлея | Массивная кр/з | гранитовая | 35 | 30 | 20 | | 12 | 3 | апатит |
| 4-5 | О.Продолгов | Массивная кр/з | гранитовая | 45 | 40 | 10 | | 3 | 2 | апатит |
| 140-3 | О.Тыртов | Массивная м-ср/з | гранитовая | 30 | 25 | 35 | | 3-5 | 6-7 | апатит |
| 144-1 | О.Бианки | Массивная кр/з | Гранитовая | 35 | 28 | 30 | | 2 | 5 | |
| 5-1 | О.Гыдояма | Массивная кр/з | порфировидная | 20 | 60 | 15 | | 5-6 | 2-3 | Апатит, магнетит |
| 108 | О.Сорокина | Массивная кр/з | порфировидная | 35 | 35 | 15 | | 10 | 3-5 | Апатит, циркон |
| 128-1 | М.Гелленори | Гнейсовидная ср/з | гранитовая | 35 | 25 | 25 | | 5 | 10 | апатит |
| 409-1 | Р.Жилина | Массивная ср/з | гранитовая | 25 | 30 | 30 | | 4-5 | 15 | |
| 121-2 | О. Правды | Трахитоидная кр/з | порфировидная | 25 | 30 | 30 | | 10 | 5 | Апатит, циркон |
| 608-1 | Б.Волчья | Массивная м/з | гранитовая | 30 | 25 | 30 | | 5-5 | 8-10 | Апатит, циркон |
| 23-2 | О.Таймыр 3 | Массивная ср-кр/з | гранитовая | 30 | 25 | 30 | | 8 | 7 | апатит |
| 403-7 | О.Нансена | Массивная м-ср/з | гранитовая | 30 | 30 | 25 | | 5 | 10 | Апатит, циркон |
| 614-1 | Р.Жилина | Гнейсовидная ср/з | гранитовая | 30 | 25 | 30 | | 12 | 3 | апатит |
| 604 | Б.Волчья | Гнейсовидная ср/з | гранитовая | 30 | 30 | 20 | | 5 | 15 | Апатит, циркон |
| 114-9 | П-ов Еремеева | Массивная ср-кр/з | гранитовая | 30 | 30 | 30 | | 5-6 | 3-5 | Апатит, циркон |
| IV-4-1 | Зал. Бирули | Массивная м/з | гранитовая | 40 | 40 | 3-4 | | 6 | 10-12 | Апатит, циркон, магнетит |
| III-10-А | Зал. Бирули | Массивная м/з | гранитовая | 35 | 20 | 30 | - | 5 | 10 | Циркон |
| 25-2 | Прол. Тайм. | Массивная м/з | гранитовая | 35 | 20 | 20 | | 10 | 15 | |

Примечание: описание шлифов выполнено Т. В. Говердовской

Таблица 30

Силикатный состав гранитоидов еремеевско-бирулинского комплекса, для которых выполнены изотопные исследования
(ГДП-1000, 2008-2009 г.г.)

| № проб | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | TiO ₂ | SO ₃ | ппп | H ₂ O | привязка |
|----------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-----------------|------|------------------|------------------|
| 139-1 | 67,51 | 16,12 | 0,87 | 2,88 | 0,05 | 0,97 | 2,31 | 2,96 | 4,79 | 0,30 | 0,57 | <0,10 | 0,85 | 0,12 | Гейберга |
| 103-4 | 69,48 | 14,38 | 1,02 | 3,23 | 0,06 | 1,08 | 1,30 | 2,87 | 4,66 | 0,33 | 0,59 | <0,10 | 0,94 | 0,23 | О.Белуха |
| 38 | 70,15 | 14,97 | 0,65 | 1,92 | 0,04 | 1,40 | 1,87 | 3,22 | 4,14 | 0,18 | 0,42 | <0,10 | 0,82 | 0,21 | Фирнлея |
| 4-5 | 71,98 | 14,08 | 0,58 | 2,48 | 0,05 | 0,73 | 0,86 | 2,88 | 5,08 | 0,24 | 0,40 | <0,10 | 0,70 | 0,13 | О.Продолгов |
| 140-3 | 70,86 | 15,08 | 0,06 | 2,16 | 0,03 | 0,66 | 1,01 | 2,34 | 5,69 | 0,27 | 0,30 | <0,10 | 1,35 | 0,11 | О.Тыртов |
| 144-1 | 72,14 | 14,86 | 0,35 | 1,20 | 0,04 | 0,30 | 1,15 | 3,47 | 5,78 | 0,27 | 0,14 | <0,10 | 0,79 | 0,07 | О.Бианки |
| 5-1 | 69,37 | 15,33 | 0,27 | 2,95 | 0,04 | 0,77 | 1,30 | 2,75 | 5,48 | 0,27 | 0,44 | <0,10 | 0,84 | 0,17 | О.Гыдояма |
| 108 | 67,80 | 14,99 | 0,93 | 2,52 | 0,06 | 1,09 | 1,73 | 3,02 | 5,08 | 0,27 | 0,46 | 0,10 | 1,31 | <0,05 | О.Сорокина |
| 128-1 | 71,39 | 15,66 | 0,22 | 1,56 | 0,04 | 0,60 | 1,01 | 3,24 | 4,89 | 0,17 | 0,25 | 0,10 | 0,89 | | М.Гелленори |
| 409-1 | 70,69 | 14,91 | 0,23 | 1,98 | 0,04 | 0,98 | 0,86 | 2,62 | 4,60 | 0,29 | 0,53 | <0,10 | 1,05 | 0,10 | Р.Жилина |
| 121-2 | 67,52 | 15,74 | 0,44 | 3,77 | 0,05 | 1,11 | 1,87 | 3,18 | 4,59 | 0,28 | 0,65 | <0,10 | 0,96 | 0,20 | О. Правды |
| 608-1 | 72,62 | 14,85 | 0,16 | 1,26 | 0,03 | 0,42 | 0,86 | 3,31 | 4,03 | 0,40 | 0,25 | 0,10 | 0,56 | <0,1 | Б.Волчья |
| 23-2 | 71,68 | 15,18 | 0,35 | 1,68 | 0,03 | 0,79 | 1,30 | 3,30 | 4,52 | 0,32 | 0,34 | 0,10 | 0,61 | 0,08 | О.Таймыр 3 |
| 403-7 | 71,48 | 15,20 | 0,14 | 1,92 | 0,04 | 0,86 | 1,01 | 3,18 | 4,51 | 0,31 | 0,39 | <0,10 | 0,89 | 0,10 | О.Нансена |
| 613-1 | 63,90 | 16,77 | 1,03 | 3,59 | 0,06 | 2,20 | 3,03 | 3,13 | 2,77 | 0,37 | 0,90 | 0,10 | 1,03 | <0,10 | Р.Жилина |
| 604 | 74,10 | 14,19 | 0,39 | 1,20 | 0,05 | 0,45 | 1,01 | 3,33 | 2,63 | 0,35 | 0,24 | <0,1 | 0,88 | <0,1 | Б.Волчья |
| 114-9 | 69,76 | 16,04 | 0,63 | 1,32 | 0,04 | 0,60 | 0,72 | 3,44 | 5,49 | 0,33 | 0,23 | <0,10 | 0,85 | 0,17 | П-ов Еремеева |
| IV-4-1 | 70,1 | 15,3 | 0,94 | 1,97 | 0,07 | 0,66 | 1,10 | 3,75 | 3,53 | 0,60 | 0,51 | | 1,04 | | Зал. Бирули |
| III-10-А | 71,48 | 15,01 | 0,40 | 1,36 | 0,02 | 0,55 | 0,58 | 2,88 | 6,00 | 0,32 | 0,23 | <0,10 | 0,80 | 0,19 | Зал. Бирули |
| 25-2 | 71,6 | 15,5 | 0,73 | 1,26 | 0,02 | 0,57 | 1,14 | 2,39 | 4,40 | 0,25 | 0,32 | | 1,16 | | Прол. Тайм. |

Изотопный возраст (млн. лет) цирконов из гранитоидов еремеевско-бирулинского комплекса (по данным ГДП-1000, 2008-2009 г.г.)

| №№ проб географическая привязка | Ряд, семейство (вид) | Возраст цирконов | | |
|---------------------------------|--|--|----------------------|---|
| | | Изотопный ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) | | Геологический |
| | | интервал | Модельный | |
| 604 П-ов Зари | Нормальный лейкогранит (ср/з гнейсовидный биотит-мусковитовый) | 338-354 - 3 шт 563 - 1 шт | 344,5±4,2 | C ₁ V ₂ |
| 128-1 Мыс Гелленори | Нормальный/умеренно-щелочной гранит (ср/з гнейсовидный биотит-мусковитовый) | 338-349 - 3 шт, 520, 567, 575 | 343,2±4 | C ₁ , E ₁ , V ₁₋₂ |
| 144-1 О.Бианки | Умеренно-щелочной лейкогранит (кр/з биотит-мусковитовый) | 328-350 - 5шт 544-579 - 4 шт | 337,5±4 556,8±8,8 | C ₁ V ₁₋₂ |
| 114-9 П-ов Еремеева | Умеренно-щелочной гранит (кр/з двуслюдяной) | 325-340 - 5 шт 565-592 -3 шт | средн.332 | C ₁ V ₁ |
| 121-2 О. Правды | Нормальный гранит (кр/з трахитоидный порфиоровидный мусковит-биотитовый) | 324-335 - 6 шт 572 - 1 шт | 331,4±2 | C ₁ V ₁ |
| 38 О.Фирнлея | Нормальный гранит (кр/з биотитовый) | 325-336 -10 шт | 330±2 | C ₁ |
| IV-4-1 Зал. Бирули | Нормальный лейкогранит (м/з биотит-мусковитовый) | 310-334 - 6 шт | 321,5±3,2 | C ₁₋₂ |
| 139-1 .Гейберга | Нормальный/умеренно-щелочной гранит (кр/з трахитоидный порфиоровидный мусковит-биотитовый) | 314-316 - 7 шт | 315±2 | C ₂ |
| 614-1 Р. Жилина | Нормальный гранодиорит (ср/з гнейсовидный биотитовый) | 303-319 - 7 шт | 311,9±3,2 | C ₂ |
| 403-7 О.Нансена | Нормальный гранит (м-ср/з биотит-мусковитовый) | 298-321 - 7 шт | 311,4±5 | C ₂ |
| 108 О. Сорокина | Умеренно-щелочной гранит (кр/з порфиоровидный мусковит-биотитовый) | 299-307 – 7 шт | 303±4 | C ₂ /C ₃ |
| 140-3 О.Тыртов | Нормальный/умеренно-щелочной гранит (м-ср/з двуслюдяной) | 302, 306, 547, 553, 596, | | C ₂ , V ₁₋₂ |

Примечание: пробы расположены в порядке убывания изотопного возраста

Изотопный возраст (млн. лет) слюды и цирконов из гранитоидов еремеевско-бирулинского комплекса
(по данным ГДП-1000, 2008-2009 г.г.)

| №№ обр | Географ привязка | Семейство (текстурно- структурные особенности и соотношение слюды) | Ряд щелоч- ности | Возраст | | | | | |
|-----------|----------------------|---|------------------------|---|-----------|---------------------------------|--|----------------------|---|
| | | | | мусковит | биотит | Стра- тиграф шкала | циркон | | Геологи- ческий |
| | | | | Изотопный ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) | | | Изотопный ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) интервал | Модельн. | |
| 139-1 | О.Гейберга | Гранит (кр/з трахи- тоидный порфировид- ный мусковит-биоти- товый) | Норм.- у/щ | - | 317,8±2,9 | C ₂ | 314-316 | 315±2 | C ₂ |
| 103-4 | О.Белуха | Гранит (ср/з порфиро- видный биотитовый) | Норм. | 314,1±3,5 | 314,7±3,5 | C ₂ | - | - | - |
| 38 | О.Фирнлея | Гранит (кр/з биотитовый) | норм | | 312,8±2,4 | C ₂ | 325-326 | 330±2 | C ₁ |
| 4-5 | О.Продолго- ватый | Гранит (ср-кр/з мусковит-биотитовый) | Норм.- у/щ | - | 305,3±3,4 | C ₂ | - | - | - |
| 140-3 | О.Тыртов | Гранит (ср-м/з двуслюдяной) | Норм.- у/щ | - | 298±2,9 | C ₃ | 302, 306, 547, 553, 596, | | C ₂ , V ₁₋₂ |
| 144-1 | О.Бианки | Лейкогранит (кр/з биотит-мусковитовый) | У/щ | | 296,5±2,8 | C ₃ | 328-350-5шт 544-579-4 шт | 337,5±4 556,8±8,8 | C ₁ V ₁₋₂ |
| 5-1 | О.Гыдояма | Гранит (кр/з порфи- ровидный мусковит- биотитовый) | у/щ | | 294,6±2,3 | C ₃ /P ₁ | - | - | - |
| 108 | О. Сорокина | | у/щ | - | - | - | 299-307 | 303±4 | C ₂ /C ₃ |
| склад | Зал.Бирули | мусковит | | 288,2±2,1 | - | P ₁ | - | - | - |
| 121-3 | О.Правды | пегматит | | 280,6±3,1 | - | P ₁ | - | - | - |
| 128-1 | М. Гелленори | Гранит (ср/з гнейсовидный биотит- мусковитовый) | Норм.- у/щ | 281,7±3,2 | - | P ₁ | 338-349(3 шт), 520, 567, 575 | 343,2±4 | C ₁ , E ₁ , V ₁₋₂ |
| 409-1 | Р.Жилина | Гранит (ср-кр/з биотит-мусковитовый) | Норм. | 275,0±3,2 | 266,5±3,5 | P ₁ , P ₂ | - | - | - |
| 121-2 | О. Правды | Гранит (кр/з трахи- тоидный порфировид- ный мусковит-биоти- товый) | Норм. | - | 274,0±2,7 | P ₁ | 324-335-6 шт 572-1 шт | 331,4±2 | C ₁ V ₁ |
| 608-1 | П-ов Зари | Гранит-лейкогранит (м-ср/з биотит- мусковитовый) | Норм. | | 274,3±2,7 | P ₁ | - | - | - |
| 23-2 | О.Таймыр | Гранит (ср-кр/з двуслюдяной) | норм | - | 273,7±2,6 | P ₁ | - | - | - |
| 403-7 | О.Нансена | Гранит (м-ср/з биотит- мусковитовый) | норм | - | 271,7±2,6 | P ₁ | 298-321 | 311,4±5 | C ₂ |
| 614-1р. | Р. Жилина | Гранодиорит (ср/з гнейсовидный биотитовый) | норм | - | 271,4±3 | P ₁ | 303-319 | 311,9±3,2 | C ₂ |
| 604 | П-ов Зари | Лейкогранит (ср/з гнейсовидный биотит- мусковитовый) | норм | 269,8±2,6 | - | P ₁ /P ₂ | 338-354-3 шт 563-1 шт | 344,5±4,2 | C ₁ V ₂ |
| 114-9 | П-ов Еремеева | Гранит (кр/з двуслюдяной) | у/щ | - | - | - | 325-340-5 шт 565-592-3 шт | средн.332 | C ₁ V ₁ |
| IV-4-1 | Зал. Бирули | Лейкогранит (м/з биотит-мусковитовый) | норм | - | 269,2±3,1 | P ₁ /P ₂ | 310-334 | 321,5±3,2 | C ₁₋₂ |
| III-10-A | Зал. Бирули | Гранит (м/з биотит- мусковитовый) | у/щ | - | 268,3±3 | P ₁ /P ₂ | - | - | - |
| 25-2 | Пролив Таймырский | | Норм. | - | 268,5±3 | P ₁ /P ₂ | - | - | - |

Примечание: пробы расположены в порядке убывания изотопного возраста слюды

структурным особенностям и минеральному составу выделяются несколько разновидностей гранитов, которые большинством авторов считаются самостоятельными фазами. В соответствии с последовательностью, предлагаемой Легендой, нами выделяются три фазы – биотитовые граниты, средне-крупнозернистые двуслюдяные граниты, мелкозернистые двуслюдяные граниты с жильно-дайковой фацией.

Граниты п е р в о й фазы (средне-крупнозернистые двуслюдяные) наиболее широко развиты на площади работ, слагая всю центральную и восточную часть батолита. Отмечается присутствие секущих жил аплитов и зональных пегматитов с мусковитом и гранатом.

Породы имеют массивную или гнейсовидную текстуру и гипидиоморфнозернистую, реже – мелкопорфировидную структуру. Минеральный состав пород весьма однороден – 30-35% кварца, 25-30% плагиоклаза, 20-30% микроклина, от 2 до 5% биотита и от 5 до 15% мусковита. В массивных породах кварц образует скопления зерен с волнистым угасанием. Плагиоклаз (№15) образует таблитчатые, часто зональные зерна с тонкими полисинтетическими двойниками; иногда отмечается неоднородно-блоковое угасание кристаллов и неравномерное двойникование в пределах зерна. Микроклин образует таблицы от 0,5 до 4 мм с микроклиновой решеткой. Крупные (до 2 см) порфиробласты переполнены включениями кварца, плагиоклаза, мусковита, биотита, а микроклиновая решетка в них развита фрагментарно. Биотит образует чешуйки, интенсивно замещаемые мусковитом. Мусковит выделяется в виде таблиц и мелких чешуек, а также замещает биотит. Из аксессуарных минералов характерен апатит, реже отмечается циркон. В гнейсовидных породах полевые шпаты располагаются между цепочками кварца, согласно которым ориентированы чешуйки слюд.

По химическому составу породы отвечают высококалийевым нормальным и умеренно-щелочным гранитам, реже лейкогранитам с калиево-натриевым типом щелочности (табл. 33).

Цирконы из средне-крупнозернистых двуслюдяных гранитов имеют наиболее древний (332-344 млн. лет – ранний карбон) изотопный (U-Pb) возраст (табл. 31) и содержат примесь цирконов с конкордантными возрастами, отвечающими венду и кембрию. Морфологически древние и более молодые цирконы различны. Хорошо сохранившиеся призматические кристаллы с остроконечными либо тупыми окончаниями, имеют раннекаменноугольный возраст. Единичные определения возрастов, соответствующие раннему-позднему венду, характерны для трещиноватых, корродированных овальных зерен. Цирконы с древними возрастными рассматриваются как захваченные из вмещающих пород. Изотопный (Ar-Ar) возраст слюд охватывает интервал от 297 до 270 млн. лет (табл. 32).

Граниты в т о р о й фазы (относимые ранее к ленивенско-толлевскому комплексу?) представлены существенно биотитовыми массивными, иногда трахито-

Таблица 33

Силикатный состав и текстурно-структурные разновидности двуслюдяных гранитов еремеевско-бирулинского комплекса (первая фаза) по данным ГДП-1000, 2008-2009 г.г.

| №проб | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | TiO ₂ | SO ₃ | ппп | H ₂ O | привязка |
|---|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------|--------------|-------------|-------------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-----------------|-------------|------------------|-----------------------|
| Граниты гнейсовидные и мелкопорфировидные трахитоидные | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4-4 | 72,85 | 12,41 | 0,43 | 3,59 | 0,05 | 0,93 | 1,59 | 2,46 | 3,60 | 0,23 | 0,51 | <0,10 | 1,20 | 0,21 | О. Продолговатый |
| 133-3 | 72,25 | 15,33 | 0,16 | 1,68 | 0,04 | 0,41 | 0,43 | 3,15 | 5,26 | 0,28 | 0,21 | <0,10 | 0,96 | 0,21 | М. Добротворского |
| 109-3а | 71,15 | 14,91 | 0,70 | 1,32 | 0,05 | 0,80 | 0,86 | 3,53 | 3,82 | 0,32 | 0,27 | <0,10 | 1,16 | 0,16 | Б. Коломейцева |
| 600-А | 72,75 | 14,93 | 0,42 | 1,26 | 0,01 | 0,56 | 0,72 | 2,61 | 3,95 | 0,33 | 0,34 | <0,10 | 0,94 | <0,10 | М. Ударников |
| 407 | 71,62 | 15,80 | 0,24 | 1,08 | 0,04 | 0,40 | 0,58 | 3,79 | 4,27 | 0,36 | 0,20 | 0,10 | 0,94 | 0,10 | М. Крылова |
| 132-1 | 70,65 | 15,46 | 0,31 | 1,38 | 0,03 | 0,48 | 0,58 | 3,02 | 6,37 | 0,35 | 0,25 | 0,10 | 0,92 | 0,12 | П-ов Де-Колонга |
| 302-1 | 71,06 | 14,74 | 0,61 | 2,58 | 0,03 | 0,50 | 0,72 | 2,66 | 6,27 | 0,27 | 0,28 | <0,10 | 0,79 | 0,08 | О. Наблюдений |
| 125-4 | 71,59 | 14,96 | 0,22 | 1,80 | 0,03 | 0,56 | 1,30 | 2,98 | 5,33 | 0,29 | 0,32 | <0,10 | 0,77 | 0,17 | Прол. Таймырский |
| А-1 | 70,59 | 16,15 | 0,18 | 1,56 | 0,03 | 0,73 | 0,86 | 3,42 | 4,87 | 0,29 | 0,42 | 0,10 | 0,86 | 0,11 | О. Нансена |
| 128-1 | 71,39 | 15,66 | 0,22 | 1,56 | 0,04 | 0,60 | 1,01 | 3,24 | 4,89 | 0,17 | 0,25 | 0,10 | 0,89 | | М. Гелленори |
| 36 | 71,28 | 14,84 | 0,52 | 1,50 | 0,04 | 1,04 | 1,73 | 3,39 | 3,92 | 0,17 | 0,32 | 0,10 | 0,98 | 0,25 | О. Фирнлея |
| среднее | 71,56 | 15,02 | 0,36 | 1,75 | 0,035 | 0,64 | 0,91 | 3,12 | 4,78 | 0,28 | 0,31 | <0,10 | 0,95 | 0,14 | n=11 |
| Граниты двуслюдяные средне-крупнозернистые массивные (средние содержания по участкам) | | | | | | | | | | | | | | | |
| (n=3) | 72,13 | 14,37 | 0,67 | 2,11 | 0,06 | 0,56 | 0,86 | 2,91 | 5,39 | 0,25 | 0,28 | <0,10 | 0,74 | 0,14 | О. Продолговатый |
| (n=5) | 72,89 | 14,44 | 0,29 | 1,83 | 0,04 | 0,67 | 1,18 | 3,08 | 3,78 | 0,22 | 0,29 | <0,10 | 0,75 | 0,10 | СЗ п-ва Таймыр |
| (n=7) | 70,19 | 15,53 | 0,61 | 1,69 | 0,03 | 0,64 | 0,90 | 2,90 | 5,20 | 0,34 | 0,35 | <0,10 | 1,03 | 0,13 | П-в Еремеева |
| (n=8) | 72,80 | 14,62 | 0,30 | 1,47 | 0,03 | 0,57 | 1,06 | 3,20 | 5,16 | 0,31 | 0,21 | <0,10 | 0,73 | 0,13 | Арх. Норденшельда-ЮЗ |
| (n=4) | 70,12 | 15,69 | 0,46 | 1,74 | 0,04 | 0,57 | 1,08 | 2,99 | 5,68 | 0,27 | 0,33 | <0,10 | 1,09 | 0,09 | Арх. Норденшельда - В |

идными порфировидными породами. Трахитоидность определяется субпараллельным расположением вкрапленников калиевых полевых шпатов размером от 2-3 до 10 см. Локализованы биотитовые граниты преимущественно вдоль северо-западной периферии тела гранитоидов (острова Белуха, Продолговатый, Гыдо-яма, Сорокина, запад п-ова Заря, западная часть о. Нансена, о. Правды). Практически повсеместно наблюдаются небольшие участки аплитовидного строения, полосчатость, шпильки биотита. Кроме того, отмечается пересечение трахитоидных порфировидных гранитов маломощными жилами аплитов и кварц-полевошпатовых пегматитов. На обследованной площади контакты с вмещающими породами – тектонические. На отдельных участках (мыс Фусса) наблюдаются постепенные переходы к гранитам биотитовым средне-крупнозернистым гнейсовидным. Отмечается микроклинизация порфировидных гранитов (мыс Добротворского) и мусковитизация гнейсовидных гранитов.

Граниты имеют порфировидную, гипидиоморфнозернистую структуру, сложены плагиоклазом (№20) – от 30 до 65%, кварцем – от 20 до 30%, микроклином (15-18%) и биотитом (5-10%). Плагиоклаз выделяется в виде таблитчатых и призматических зерен размером от 0,7 до 2-7 мм с зональным строением и полисинтетическими двойниками. Микроклин образует призматические порфиробласты с пертитовыми вростками альбита, а также входит в основную массу породы в виде таблитчатых зерен размером 3-8 мм с четкой микроклиновой решеткой и реликтовыми включениями плагиоклаза. Изометричные зерна кварца размером от 0,7 до 3-7 мм образуют скопления из нескольких зерен. Чешуйки и таблички биотита размером 0,5-2 мм группируются скоплениями среди зерен других минералов. По биотиту и плагиоклазам развивается мусковит, содержание которого достигает 2%. Изредка в шлифах отмечаются зерна несдвойникового калиевого полевого шпата (ортоклаз?) с размытыми участками микроклиновых решеток. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом.

По химическому составу породы относятся к нормальным и умеренно-щелочным высококалиевым гранитам и гранодиоритам с калиево-натриевым типом щелочности (табл. 34).

Изотопный возраст цирконов из биотитовых гранитоидов по данным U-Pb метода (табл. 31, 32) колеблется от 303 до 331 млн. лет (ранний-средний карбон). Примеси более древних конкордантных значений возраста цирконов не установлено. Возраст слюд (табл. 32), определенный Ar-Ar методом, дает интервал от 295 до 318 млн. лет.

Граниты третьей фазы – мелкозернистые серые двуслюдяные, иногда грейзенизированные и микроклинизированные. В последнем случае с ними ассоциируют мощные пегматитовые жилы с наиболее богатым оруденением и пестрым составом (мусковит, биотит, берилл, сульфиды, морион). Контакты с вмещающими породами обычно ровные, четкие, сопровождаются согласными с кон-

Таблица 34

Силикатный состав и текстурно-структурные разновидности биотитовых гранитов еремеевско-бирулинского комплекса (вторая фаза)
по данным ГДП-1000, 2008-2009 г.г.

| № проб | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | TiO ₂ | SO ₃ | ппп | H ₂ O | привязка |
|---|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-----------------|-------------|------------------|----------------------------|
| Граниты биотитовые порфировидные | | | | | | | | | | | | | | | |
| 103-4 | 69,48 | 14,38 | 1,02 | 3,23 | 0,06 | 1,08 | 1,30 | 2,87 | 4,66 | 0,33 | 0,59 | <0,10 | 0,94 | 0,23 | О. Белуха |
| 203-2 | 69,53 | 14,40 | 0,65 | 2,94 | 0,06 | 0,64 | 1,01 | 2,89 | 6,35 | 0,26 | 0,40 | 0,19 | 0,72 | 0,05 | О. Продолговатый |
| 5-1 | 69,37 | 15,33 | 0,27 | 2,95 | 0,04 | 0,77 | 1,30 | 2,75 | 5,48 | 0,27 | 0,44 | <0,10 | 0,84 | 0,17 | О. Гыдояма |
| 108 | 67,80 | 14,99 | 0,93 | 2,52 | 0,06 | 1,09 | 1,73 | 3,02 | 5,08 | 0,27 | 0,46 | 0,10 | 1,31 | <0,05 | О. Сорокина |
| 134-1 | 69,45 | 15,59 | 0,26 | 2,58 | 0,03 | 0,57 | 1,30 | 2,79 | 5,73 | 0,22 | 0,47 | <0,10 | 0,69 | 0,09 | М. Иванова |
| 131-2 | 67,15 | 14,90 | 0,62 | 4,19 | 0,05 | 1,06 | 1,59 | 2,45 | 5,79 | 0,29 | 0,91 | <0,10 | 1,10 | 0,16 | М. Фусса |
| 121-2 | 67,52 | 15,74 | 0,44 | 3,77 | 0,05 | 1,11 | 1,87 | 3,18 | 4,59 | 0,28 | 0,65 | <0,10 | 0,96 | 0,20 | О. Правды |
| 119-3 | 68,35 | 15,86 | 0,87 | 2,28 | 0,06 | 0,96 | 1,40 | 3,36 | 4,55 | 0,26 | 0,46 | <0,10 | 0,78 | 0,19 | О. Нансена, СЗ |
| 141-3 | 69,87 | 15,26 | 0,21 | 2,22 | 0,03 | 0,69 | 1,01 | 2,51 | 6,21 | 0,30 | 0,41 | <0,10 | 1,07 | 0,14 | О. Железнякова |
| 33-3 | 69,17 | 14,80 | 1,34 | 3,35 | 0,06 | 2,00 | 1,45 | 2,60 | 3,10 | 0,13 | 0,64 | 0,10 | 1,82 | 0,21 | Гейберга Восточный |
| 139-1 | 67,51 | 16,12 | 0,87 | 2,88 | 0,05 | 0,97 | 2,31 | 2,96 | 4,79 | 0,30 | 0,57 | <0,10 | 0,85 | 0,12 | Гейберга Средний |
| средн | 69,18 | 14,97 | 0,65 | 2,92 | 0,05 | 0,99 | 1,51 | 2,86 | 4,91 | 0,25 | 0,52 | <0,10 | 1,02 | 0,16 | N=11 |
| Граниты биотитовые гнейсовидные | | | | | | | | | | | | | | | |
| 131-1 | 65,14 | 15,11 | 0,49 | 5,87 | 0,08 | 1,35 | 1,73 | 2,40 | 5,36 | 0,30 | 1,03 | <0,10 | 1,34 | 0,19 | М. Фусса |
| 24-9 | 64,77 | 15,87 | 2,40 | 3,21 | 0,07 | 0,55 | 2,16 | 3,29 | 4,70 | 0,27 | 0,59 | <0,10 | 1,51 | 0,22 | Оз. Черное |
| 614-1 | 63,90 | 16,77 | 1,03 | 3,59 | 0,06 | 2,20 | 3,03 | 3,13 | 2,77 | 0,37 | 0,90 | 0,10 | 1,03 | <0,10 | Р. Жилина (эндоконтакт) |
| 5 | 66,42 | 16,30 | 0,42 | 3,11 | 0,04 | 0,98 | 1,15 | 2,98 | 6,93 | 0,30 | 0,48 | <0,10 | 0,94 | 0,16 | О. Гыдояма |
| средн | 65,44 | 15,76 | 1,12 | 4,06 | 0,06 | 0,96 | 1,68 | 2,89 | 5,66 | 0,29 | 0,7 | <0,10 | 1,26 | 0,19 | N=3 |
| Граниты биотитовые средне-крупнозернистые массивные | | | | | | | | | | | | | | | |
| 14 | 68,81 | 14,70 | 0,58 | 3,71 | 0,05 | 1,11 | 2,02 | 2,72 | 3,96 | 0,29 | 0,77 | 0,10 | 0,82 | 0,12 | М. Фусса |
| 38 | 70,15 | 14,97 | 0,65 | 1,92 | 0,04 | 1,40 | 1,87 | 3,22 | 4,14 | 0,18 | 0,42 | <0,10 | 0,82 | 0,21 | О. Фирнлея |

тактами кварц-полевошпатовыми пегматитами в гранитах и серицитовыми прожилками, субпараллельными контактам гранитов, во вмещающих породах. Контакты неизмененных и микроклинизированных разностей как постепенные, так и секущие. Мелкозернистые граниты образуют как совмещенные с прочими гранитоидами выходы, так и изолированные самостоятельные. Наблюдается отчетливая приуроченность мелкозернистых гранитов к понижениям в рельефе (или рельеф выработан по их контактам с гранитами основной фазы) и присутствие полос роговиков до 20 м шириной или их элювиальных высыпок, пространственно отделяющих гранитоиды данной фазы от более ранних.

Петрографическая характеристика мелкозернистых двуслюдяных гранитов сходна с таковой для гранитов второй фазы как по количественным соотношениям минералов, так и по текстурно-структурным особенностям. Существенным отличием отдельных проб является предположительное присутствие ортоклаза, замещаемого микроклином.

По химическому составу породы относятся к умеренно-щелочным и нормальным гранитам и лейкогранитам с преобладанием последних. Тип щелочности – калиево-натриевый. Аплиты по химическому составу отвечают умеренно-щелочным лейкогранитам (табл. 35).

Силикатный состав гранитоидов еремеевско-бирулинского комплекса по данным предыдущих исследователей приведен в таблице 36.

Изотопный возраст цирконов (табл. 31) составляет 321 и 311 млн. лет для ортоклаз-микроклиновых гранитов, причем без примеси более древних зерен. Цирконы из пробы чисто микроклиновых гранитов (140-3) оказались смесью из молодых (302 и 306 млн. лет) и вендских цирконов. Изотопный возраст слюд (табл. 32) охватывает интервал от 274 до 268 млн. лет. Возраст биотита из пробы 140-3 составляет 298 млн. лет, что близко к возрасту части цирконов.

Определение изотопного (Ar-Ar) возраста обогащенного мусковита со склада в брошенном пос. Бирули и в пробе из пегматитов о. Правды дало результат в 288 и 281 млн. лет (табл. 31), соответственно.

Интрузии еремеевско-бирулинского комплекса по ряду признаков относятся к гранит-лейкогранитовой формации, характерной для поздних стадий развития складчатых областей. По соотношениям редкоземельных элементов, определенным В. Ф. Проскурниным для 3 проб двуслюдяных гранитов, отобранных в ходе ГДП-1000, геодинамические условия формирования соответствуют синколлизонным гранитам. Такой же вывод присутствует в работах В. А. Верниковского [8, 9].

По данным 12 определений изотопного возраста цирконов, полученных для проб, отобранных в 2008-2009 годах из всех разновидностей гранитоидов комплекса, их возраст укладывается в интервал 299-343 млн. лет (табл. 31). С учетом этих результатов мы датировем комплекс ранним – поздним карбоном.

Силикатный состав гранитоидов еремеевско-бирулинского комплекса (третья фаза)
по данным ГДП-1000, 2008-2009 г.г.

| №проб | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | TiO ₂ | SO ₃ | ппп | H ₂ O | привязка |
|---|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-----------------|-------------|------------------|-----------------------|
| Граниты двуслюдяные мелкозернистые (средние содержания по участкам) | | | | | | | | | | | | | | | |
| 107-2 | 75,17 | 13,02 | 0,28 | 1,62 | 0,05 | 0,29 | 0,72 | 2,58 | 5,58 | 0,19 | 0,11 | 0,10 | 0,78 | 0,24 | О.Гыдояма |
| (n=6) | 73,06 | 14,66 | 0,37 | 1,22 | 0,03 | 0,50 | 0,82 | 3,23 | 4,20 | 0,30 | 0,20 | <0,10 | 0,73 | 0,10 | СЗ п-ва Таймыр |
| (n=5) | 71,36 | 14,89 | 0,45 | 1,91 | 0,04 | 0,56 | 0,74 | 3,21 | 4,80 | 0,35 | 0,26 | <0,10 | | 0,18 | П-в Еремеева |
| (n=3) | 72,30 | 14,86 | 0,53 | 1,18 | 0,03 | 0,46 | 0,86 | 2,80 | 4,97 | 0,27 | 0,29 | <0,10 | 0,98 | 0,19 | К В от п-ва Еремеева |
| (n=5) | 72,34 | 14,37 | 0,17 | 1,39 | 0,03 | 0,48 | 1,07 | 3,06 | 5,49 | 0,27 | 0,21 | <0,10 | 1,04 | 0,21 | О.о. Таймыр и Нансена |
| (n=5) | 71,47 | 14,86 | 0,33 | 1,66 | 0,03 | 0,52 | 0,86 | 2,77 | 5,85 | 0,28 | 0,26 | <0,10 | 1,08 | 0,11 | Арх.Норденшельда - В |
| 118-3 | 70,97 | 16,04 | 0,98 | 1,80 | 0,05 | 1,04 | 1,59 | 2,30 | 3,14 | 0,34 | 0,40 | <0,10 | 1,55 | 0,18 | О.Входной (инъекции) |
| 38-1 | 72,47 | 14,69 | 0,56 | 0,84 | 0,03 | 0,59 | 1,01 | 3,44 | 4,66 | 0,18 | 0,18 | <0,10 | 0,72 | 0,21 | О. Фирнлея |
| Аплиты (3 первых пробы – шпирсы, прочие - жилы) | | | | | | | | | | | | | | | |
| 103-2 | 74,03 | 13,54 | 0,53 | 0,96 | 0,03 | 0,33 | 0,58 | 2,68 | 6,61 | 0,24 | 0,09 | <0,10 | 0,35 | 0,19 | О.Белуха |
| 105-7 | 73,29 | 13,58 | 0,18 | 0,84 | 0,02 | 0,16 | 0,29 | 2,48 | 7,81 | 0,27 | 0,04 | <0,10 | 0,30 | 0,16 | О.Продолговатый |
| 4-2 | 73,48 | 13,10 | 0,62 | 3,0 | 0,05 | 0,72 | 1,15 | 2,67 | 3,68 | 0,20 | 0,43 | <0,10 | 0,77 | 0,17 | |
| 5-2 | 71,63 | 14,39 | 0,58 | 1,28 | 0,03 | 0,51 | 0,72 | 2,37 | 7,47 | 0,34 | 0,21 | 0,12 | 0,62 | 0,11 | О.Гыдояма |
| 135-3 | 73,25 | 14,27 | 0,38 | 1,62 | 0,03 | 0,38 | 0,58 | 2,75 | 5,76 | 0,28 | 0,16 | <0,10 | 0,85 | 0,17 | М. Иванова |
| 109-36 | 72,82 | 14,53 | 0,58 | 0,72 | 0,11 | 0,26 | 0,58 | 3,63 | 4,76 | 0,29 | 0,05 | <0,10 | 0,84 | 0,21 | бух. Коломейцева |
| 126-2 | 73,50 | 15,40 | 0,14 | 0,84 | 0,06 | 0,25 | 0,14 | 4,88 | 3,31 | 0,17 | 0,02 | <0,10 | 0,76 | | Прол. Таймырский |
| 121-1a | 72,86 | 15,09 | 0,14 | 0,66 | 0,16 | 0,21 | 0,72 | 1,94 | 7,35 | 0,32 | 0,01 | <0,10 | 0,74 | 0,10 | О. Правды |
| 139-2 | 74,77 | 14,44 | 0,30 | 0,84 | 0,02 | 0,26 | 0,58 | 3,40 | 4,57 | 0,24 | 0,05 | <0,10 | 0,53 | 0,07 | О. Гейберга средний |
| среднее | 73,29 | 14,26 | 0,39 | 1,20 | 0,06 | 0,42 | 0,59 | 2,98 | 5,7 | 0,26 | 0,12 | <0,10 | 0,64 | 0,13 | n=9 |

Силикатный состав гранитов еремеевско-бирулинского комплекса по литературным данным

| №проб | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | TiO ₂ | SO ₃ | ппп | H ₂ O | привязка |
|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|--------------------|------|---|--|
| <i>По Ю. И. Захарову [82]</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| Крупнозернистые граниты (бирулинские) | | | | | | | | | | | | | | | Участок п-ва Еремеева, зал. Бирули, г.Жилина, г.Лагерная, г. Переваль-ная, о.Нансена |
| (n=8) | 72,19 | 14,87 | 0,77 | 1,38 | 0,03 | 0,52 | 0,89 | 3,44 | 4,61 | 0,30 | 0,26 | | 0,91 | | |
| Мелкозернистые граниты(еремеевские) | | | | | | | | | | | | | | | |
| (n=8) | 72,06 | 15,03 | 0,54 | 1,13 | 0,02 | 0,56 | 0,86 | 3,55 | 4,87 | 0,30 | 0,23 | | 0,91 | | |
| <i>По Ю. Е. Погребницкому [12]- химический состав пород формации мусковитизированных гранитоидов арх. Норденшельда</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| Мусковитизированные биотитовые порфириовидные и гнейсовидные гранодиориты и граносиениты (так у автора) | | | | | | | | | | | | | | | |
| (n=4) | 69,69 | 16,18 | 0,65 | 1,62 | 0,04 | 0,67 | 1,65 | 3,98 | 4,58 | 0,24 | 0,31 | | 0,56 | О.о. Ермолова, Джекмана | |
| Мусковитизированные (двуслюдяные) и мусковитовые крупнозернистые граниты и гранитогнейсы | | | | | | | | | | | | | | | |
| (n=3) | 73,41 | 14,89 | 0,62 | 0,55 | 0,04 | 0,25 | 0,77 | 4,37 | 4,28 | 0,30 | 0,06 | | 0,57 | О.о. Матрос, Коломейцева | |
| (n=1) | 77,96 | 12,52 | 0,63 | 0,33 | 0,02 | 0,25 | 0,64 | 4,63 | 2,78 | 0,06 | 0,04 | | 0,20 | О. Петерсена | |
| <i>По В. Ф. Проскурнину [99]</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ленивенско-толлевский комплекс (гнейсовидные биотитовые слабо мусковитизированные граниты) | | | | | | | | | | | | | | | СЗ п-ва Таймыр – от бух. Обширная до м. Гелленори, о.Таймыр |
| (n=15) | 69,22 | 14,90 | 0,69 | 2,57 | 0,04 | 0,86 | 1,50 | 3,89 | 4,45 | 0,24 | 0,54 | 1 фаза – кр/з | | | |
| (n=7) | 71,10 | 14,77 | 0,51 | 1,47 | 0,03 | 0,67 | 1,32 | 4,15 | 4,31 | 0,21 | 0,32 | 2 фаза – м/з | | | |
| Еремеевско-бирулинский комплекс (двуслюдяные граниты – ранняя и средняя фазы, аплиты и пегматиты – поздняя фаза) | | | | | | | | | | | | | | | |
| (n=9) | 73,36 | 14,08 | 0,92 | 0,96 | 0,03 | 0,51 | 1,01 | 3,90 | 4,24 | 0,22 | 0,25 | Ранняя фаза – кр/з | | От бух. Обширная до м. Гелленори; о.о. Пилота Махоткина, Таймыр | |
| (n=13) | 73,81 | 14,39 | 0,81 | 0,76 | 0,05 | 0,30 | 0,85 | 3,50 | 4,53 | 0,19 | 0,14 | Средняя фаза – м/з | | | |
| (n=7) | 72,50 | 14,64 | 0,74 | 1,01 | 0,16 | 0,45 | 1,03 | 3,64 | 4,52 | 0,22 | 0,19 | Дайки, штоки | | | |

Гранитоиды еремеевско – бирулинского комплекса имеют большое практическое значение в связи с наличием проявлений бериллий-мусковитовых пегматов.

На геологической карте гранитоиды островов Фирнлея и Гейберга у западного побережья п-ова Челюскин, описанные совместно с еремеевско-бирулинскими, показаны как *нерасчлененные позднепалеозойские* (γPZ_3) в связи с пространственной удаленностью от площади развития еремеевско-бирулинского. Состав и возраст гранитоидов указанных островов позволяет в равной мере отнести их и к солнечнинскому, и к еремеевско-бирулинскому и даже, возможно, к лодочниковскому комплексу при равной удаленности от массивов перечисленных комплексов.

Лодочниковский комплекс диорит-гранодиоритовый ($\gamma \delta C_3-P_{1l}$) выделен А. И. Забиякой в 1985 г на Восточном Таймыре (п-ов Челюскин) и объединяет ряд крупных массивов. Название комплекс получил от наименования плато Лодочникова на юго-западе п-ова Челюскин, где располагается одноименный петротипический массив. Интрузии сложены гранодиоритами, гранитами и кварцевыми диоритами крупнозернистыми роговообманково-биотитовыми. Возраст комплекса хорошо обосновывается геологическими данными и радиологическими датировками.

Гранитоиды лодочниковского комплекса имеют широкие пределы колебаний магнитной восприимчивости ($0 - 16050 \times 10^{-6}$ ед. СГСМ). В магнитном поле уверенно картируются малоэродированные массивы, а также контакты с породами продольнинской толщи и лаптевской свиты, которые под воздействием гранитов становятся магнитными. Интрузии, имеющие большую величину эрозионного среза и (или) контактирующие с другими геологическими образованиями, не находят отражения в магнитном поле. Плотность пород комплекса составляет 2,63, 2,57, 2,51 г/см³ для диоритов, гранодиоритов, гранитов и аплитов, соответственно.

Характеристика отдельных массивов приводится, в основном, по материалам ГГС-200 [75]. Дополнения из других исследований снабжены ссылками на список литературных источников.

Лодочниковский массив является самой крупной интрузией комплекса и имеет площадь около 900 км². Массив располагается в юго-западной части п-ова Челюскин, на водоразделе рек Кельха, Берга и Тессема. Гранитоиды прорывают и метаморфизуют позднепротерозойские и раннепалеозойские дислоцированные образования, образуя субсогласные волнистые (западный и восточный) и зазубренные, реже апофизообразные несогласные (северный и южный) контакты. Ширина контактового ореола колеблется от 200-400 м при крутом падении контакта до 1-2,5 км на участках пологого падения. Вмещающие породы метаморфизованы до роговообманково-роговиковой и эпидот-альбитовой фаций с образо-

ванием, в зависимости от состава исходных пород, биотит-кварцевых, биотит-полевошпатово-кварцевых, эпидот-амфибол-биотит-плагиоклаз-кварцевых, биотит-ставролит-кварцевых, эпидот-гранат-амфибол-плагиоклаз-кварцевых, кордирит-андалузит- биотит-кварцевых роговиков (в порядке убывания распространенности).

Имеются предположения как о штокообразной, так и о лополитоподобной форме интрузии [23]. Западная часть массива характеризуется положительными значениями магнитного поля, а к востоку знак поля меняется на отрицательный той же интенсивности. На западе и севере Лодочниковский массив соединяется с Тесемским массивом, образуя единое тело. Восточная граница четко следует по цепочке положительных аномалий, отражающих поля развития контактово-измененных пород продольнинской толщи.

Автоматоматические изменения выражены мусковитизацией и окварцеванием. В массиве отмечаются постинтрузивные зоны дробления со слабым окварцеванием, хлоритизацией и эпидотизацией. Гранитоиды в зонах трещиноватости превращены в дресву. Породы массива пересечены жилами аплитов, дайками субщелочных гранитов пекинского комплекса. Отмечаются ороговикованные и гранитизированные останцы кровли площадью до 4-8 км². Роговики содержат убогую вкрапленность пирита, иногда редкие гнезда молибденита размером до 1-2 см.

Массив сложен порфиroidными роговообманково – биотитовыми розовыми и светло-серыми гранитами, серыми гранодиоритами с эндоконтактовой фацией меланократовых гнейсовидных кварцевых диоритов. Гнейсовидность в гранодиоритах и кварцевых диоритах обусловлена ориентировкой цветных минералов субпараллельно контактам с вмещающими породам.

Граниты, гранодиориты и диориты имеют порфиroidную структуру со средне-крупнозернистой основной массой. Структуры основной массы гранитовые, аллотриоморфнозернистые, реже пойкилитовые или мирмекитовые. Основными минералами являются кварц (5-30%), плагиоклаз (30-60%), микроклин (5-30%), роговая обманка (0-25%) и биотит (5-15%). Количество лейкократовых минералов закономерно увеличивается от диоритов к гранитам, а количество роговой обманки – снижается. Содержание биотита меняется незначительно. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, серицитом, кальцитом, акцессорией – сфеном, апатитом, цирконом и магнетитом. В гранодиоритах и гранитах отмечаются пирит и ортит. Плагиоклазы обычно зональные, по составу отвечают андезину в диоритах, олигоклаз-андезину в гранодиоритах и олигоклаз-альбиту – в гранитах. Микроклин присутствует как в виде вкрапленников, так и в основной массе в виде пертита и мирмекита. Кварц образует ксеноморфные зерна различных размеров. Цветные минералы собраны в агрегаты размером до 0,5 – 1 см, представлены зеленой обыкновенной роговой обманкой и зелено-коричневым

биотитом. В кварцевых диоритах роговая обманка содержится в виде призматических кристаллов размерами до 5 мм с простыми двойниками.

Химический состав пород лодочниковского массива отвечает преимущественно высококалиевым нормально-щелочным гранитам, гранодиоритам и кварцевым диоритам калиево-натриевого типа щелочности. Часть кварцевых диоритов отвечает умеренно-щелочным породам (табл. 37).

По геологическим данным возраст массива является послекембрийским, но досреднепермским. Наиболее древние К-Аг датировки составляют 276 млн. лет по биотиту и 283 млн. лет по валовым пробам, что отвечает ранней перми. Мусковит из секущих гранит-пегматитовых жил имеет, по К-Аг данным, возраст 192 ± 9 млн. лет, а биотит – 218 ± 8 млн. лет.

Тессемский массив расположен в нижнем течении р. Тессема и имеет площадь около 700 км^2 . Как уже отмечалось, по геофизическим данным к юго-востоку он соединяется с Лодочниковским массивом. При анализе магнитного поля выявлено [75], что массив под вышележащими отложениями прослеживается и к северу и к югу. На западе граница следует от р. Лабиринт через бухту Паландера к островам Гейберга, откуда разворачивается к юго-востоку до слияния рек Летняя и Серебрянка и далее к юго-западу до верховьев р. Берга, где соединяется с границей Лодочниковского массива.

Массив сложен преимущественно порфиroidными роговообманково – биотитовыми гранитами. Гранодиориты и кварцевые диориты отмечаются небольшими полями в эндоконтактах интрузии. На острове Первомайский по элювию зафиксированы биотит-амфиболовые гранодиориты и плагиограниты. В береговых обрывах в районе м. Каменный прослежены выходы лейкократовых биотитовых гранитов. В северо-восточной части массива отмечен небольшой шток гранитов пекинского комплекса. На правобережье р. Тессема установлены пересечения массива дайками умеренно-щелочных гранитов пекинского комплекса и габбро-диоритов угрюминского комплекса. Жильные образования представлены дайками аплитов и мусковит-альбит-кварцевыми жилами субширотного простирания.

По минералого-петрографической характеристике породы Тессемского массива аналогичны гранитоидам Лодочниковского массива. По химическому составу преобладают более кислые разновидности (табл. 37). Радиологический (К-Аг) возраст роговообманково-биотитовых гранитов на левобережье р. Тессема составляет 288 ± 10 млн. лет по биотиту и 297 ± 13 млн. лет – по валу. Приведенный возраст хорошо согласуется с возрастом цирконов, определенным U-Pb методом из проб плагиогранитов ($296,2 \pm 2$ млн. лет) и гранодиоритов ($298,8 \pm 3$ млн. лет) о. Первомайский (ГДП-1000, 2008г), расположенного в дельте р. Тессема. Возраст амфибола (Аг-Аг) из плагиогранитов составляет $295,8 \pm 3,3$ млн. лет, а

Таблица 37

Химический состав гранитоидов лодочниковского ($\gamma\text{C}_3\text{-P}_1\text{I}$) комплекса п-ова Челюскин[75]

| №обр | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | MnO | K ₂ O | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | ппп | Σ | H ₂ O | Собщ |
|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|------------------|-------------------|-------------------------------|------|--------|------------------|-------|
| <i>О. Первомайский (устье р. Тессема) Пагиогранит.гранит, биотит-амфиболовый гранодиорит.гр.д</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| 44(ГДП) | 68,71 | 0,46 | 15,20 | 2,02 | 2,04 | 3,17 | 2,08 | 0,07 | 1,84 | 3,29 | 0,16 | 1,00 | 100,3 | 0,25 | <0,1 |
| 43 (ГДП) | 66,41 | 0,46 | 15,08 | 1,74 | 2,52 | 3,31 | 2,22 | 0,07 | 3,64 | 3,13 | 0,19 | 0,86 | 99,9 | 0,27 | <0,1 |
| <i>Тессемский массив лейкограниты, граниты</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1939-6 | 75,50 | 0,16 | 13,03 | 0,54 | 1,22 | 1,02 | 0,05 | 0,06 | 4,24 | 3,74 | 0,05 | 0,30 | 99,86 | н\о | н\о |
| 42 (ГДП) | 74,42 | 0,17 | 11,94 | 0,91 | 0,96 | 1,44 | 0,62 | 0,07 | 4,64 | 3,04 | 0,09 | 1,07 | 99,53 | 0,18 | <0,1 |
| 4312-1 | 73,35 | 0,13 | 13,86 | 0,41 | 0,92 | 1,93 | 0,47 | 0,01 | 4,32 | 3,38 | 0,08 | 0,46 | 99,32 | 0,03 | |
| 1937 | 70,52 | 0,30 | 15,38 | 0,89 | 1,80 | 2,21 | 0,73 | 0,06 | 3,92 | 3,40 | 0,10 | 0,34 | 99,65 | 0,06 | н\о |
| 2284 | 69,69 | 0,33 | 14,79 | 3,51 | | 2,28 | 0,94 | 0,06 | 4,37 | 3,66 | 0,14 | 0,26 | [8] | | |
| <i>гранодиориты</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1706 | 66,94 | 0,33 | 15,70 | 1,35 | 2,16 | 3,68 | 2,50 | 0,08 | 2,35 | 3,50 | 0,30 | 0,46 | 99,35 | 0,20 | 0,01 |
| 4301 | 64,84 | 0,49 | 17,42 | 1,60 | 3,02 | 3,63 | 1,89 | 0,06 | 3,04 | 3,63 | 0,22 | 0,93 | 100,8 | 0,05 | |
| 4347 | 60,92 | 0,61 | 17,59 | 2,04 | 3,28 | 3,84 | 2,60 | 0,07 | 3,0 | 3,81 | 0,28 | 1,28 | 99,32 | 0,22 | |
| 2529 | 59,6 | 0,66 | 17,79 | 5,57 | | 4,7 | 2,57 | 0,2 | 2,28 | 5,05 | 0,26 | 0,82 | [8] | | |
| <i>Лодочниковский массив гранодиориты</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4405-2 | 70,50 | 0,27 | 15,40 | 1,66 | 1,35 | 1,71 | 1,05 | 0,04 | 3,12 | 3,66 | 0,12 | 0,63 | 99,55 | 0,134 | |
| 3566 | 68,27 | 0,28 | 16,81 | 1,37 | 1,74 | 1,87 | 0,62 | 0,04 | 4,00 | 3,61 | 0,11 | 1,08 | 100,00 | | 0,14 |
| 3566-2 | 66,10 | 0,50 | 16,53 | 1,15 | 3,00 | 3,56 | 1,58 | 0,09 | 2,12 | 4,15 | 0,21 | 0,59 | 99,90 | | 0,04 |
| 3747-9 | 66,12 | 0,50 | 15,39 | 1,47 | 3,05 | 3,06 | 2,15 | 0,09 | 3,49 | 3,90 | 0,36 | 0,76 | 100,34 | 0,15 | |
| 4342-1 | 65,99 | 0,53 | 16,81 | 1,00 | 2,93 | 3,47 | 1,41 | 0,07 | 3,61 | 3,83 | 0,20 | 0,32 | 100,49 | | 0,01 |
| 3570 | 65,66 | 0,51 | 15,68 | 1,31 | 2,93 | 3,44 | 1,96 | 0,07 | 4,34 | 3,07 | 0,21 | 0,48 | 100,00 | | 0,046 |
| 3556 | 65,62 | 0,54 | 16,77 | 1,31 | 2,89 | 3,90 | 1,87 | 0,08 | 2,70 | 4,04 | 0,21 | 0,13 | 100,39 | 0,007 | |
| 2073 | 65,66 | 0,26 | 16,93 | 2,45 | | 1,99 | 1,18 | 0,05 | 7,16 | 2,65 | 0,11 | 0,68 | [8] | | |
| 3605 | 64,53 | 0,63 | 16,63 | 1,39 | 2,93 | 3,82 | 1,88 | 0,09 | 3,47 | 3,56 | 0,245 | 0,56 | 100,06 | | 0,09 |
| 3560e | 63,40 | 0,58 | 16,53 | 2,28 | 3,48 | 4,45 | 2,39 | 0,09 | 2,46 | 3,99 | 0,23 | 0,52 | 99,79 | - | 0,004 |
| 3554 | 63,24 | 0,57 | 17,47 | 1,51 | 2,96 | 4,56 | 2,30 | 0,07 | 2,12 | 4,58 | 0,29 | 0,43 | 100,37 | | 0,007 |
| <i>диориты</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| 3566-1 | 62,89 | 0,58 | 17,17 | 1,40 | 4,32 | 3,94 | 2,00 | 0,09 | 1,93 | 3,77 | 0,25 | 0,71 | 99,54 | | 0,014 |

Продолжение табл. 37

| | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|------|-------|
| 3562 | 62,77 | 0,59 | 16,75 | 0,99 | 3,89 | 4,44 | 2,57 | 0,09 | 2,65 | 4,64 | 0,24 | 0,45 | 100,48 | | 0,01 |
| 4134 | 61,98 | 0,58 | 18,31 | 1,28 | 3,83 | 4,74 | 2,15 | 0,10 | 1,87 | 3,93 | 0,22 | 1,08 | 100,07 | 0,22 | |
| 3747-1 | 61,42 | 0,56 | 16,52 | 2,03 | 3,85 | 5,60 | 2,54 | 0,10 | 2,51 | 3,56 | 0,24 | 0,45 | 99,81 | | 0,01 |
| 3746 | 61,05 | 0,53 | 17,02 | 1,74 | 3,56 | 4,74 | 4,08 | 0,10 | 3,04 | 3,66 | 0,41 | 0,81 | 100,74 | 0,08 | |
| 3563-1 | 60,65 | 0,60 | 15,64 | 2,19 | 3,82 | 4,96 | 3,90 | 0,09 | 2,94 | 3,56 | 0,28 | 0,84 | 99,89 | | 0,01 |
| 2302 | 60,48 | 0,61 | 18,26 | 5,75 | | 3,97 | 2,52 | 0,08 | 2,67 | 4,52 | 0,2 | 0,88 | [8] | | |
| 4898 | 59,81 | 0,60 | 17,70 | 1,58 | 3,47 | 4,76 | 3,06 | 0,07 | 3,16 | 4,00 | 0,43 | 1,21 | 99,85 | 0,29 | |
| 3552 | 59,18 | 0,59 | 17,85 | 1,96 | 3,22 | 5,25 | 3,57 | 0,09 | 2,84 | 4,00 | 0,48 | 0,61 | 99,64 | 0,17 | |
| 3740-1 | 59,21 | 0,51 | 17,68 | 1,73 | 3,76 | 5,17 | 3,63 | 0,10 | 2,46 | 3,99 | 0,42 | 0,75 | 99,41 | 0,21 | |
| 3525-1 | 57,28 | 0,75 | 19,71 | 1,99 | 4,38 | 5,76 | 3,85 | 0,09 | 2,47 | 4,33 | 0,30 | 1,23 | 100,00 | 0,05 | |
| Гольцовский массив <i>лейкограниты, граниты</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1704 | 75,05 | 0,02 | 14,30 | 0,84 | 0,43 | 1,26 | 0,20 | 0,07 | 2,20 | 4,40 | 0,18 | 0,43 | 99,38 | 0,30 | 0,01 |
| 1701 | 74,53 | 0,02 | 13,39 | 1,02 | 1,29 | 1,55 | 0,10 | 0,07 | 3,48 | 3,40 | 0,16 | 0,23 | 99,24 | 0,05 | 0,01 |
| 1705 | 70,35 | 0,25 | 15,08 | 0,85 | 1,94 | 2,98 | 0,62 | 0,07 | 2,48 | 3,80 | 0,25 | 0,46 | 99,13 | 0,13 | 0,01 |
| гранодиориты | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6122-3 | 66,58 | 0,39 | 16,77 | 0,82 | 2,76 | 3,57 | 1,52 | 0,09 | 2,31 | 4,42 | 0,18 | 0,43 | 100,16 | | 0,08 |
| 1703 | 66,35 | 0,35 | 16,77 | 1,46 | 2,51 | 3,68 | 1,12 | 0,08 | 2,15 | 4,10 | 0,31 | 0,47 | 99,35 | 0,23 | 0,07 |
| 5922 | 65,03 | 0,50 | 16,72 | 0,82 | 3,34 | 4,22 | 1,93 | 0,07 | 2,12 | 4,37 | 0,21 | 0,29 | 100,00 | | 0,003 |
| 1698-1 | 64,27 | 0,40 | 16,64 | 2,00 | 2,73 | 4,90 | 1,88 | 0,05 | 1,80 | 3,60 | 0,38 | 0,54 | 99,19 | 0,16 | 0,01 |
| 5917-1 | 64,64 | 0,24 | 17,26 | 1,18 | 2,79 | 4,07 | 1,58 | 0,03 | 2,60 | 4,64 | 0,22 | 0,55 | 100,42 | | 0,14 |
| 6122-2 | 63,94 | 0,49 | 17,36 | 1,01 | 3,30 | 4,15 | 1,85 | 0,09 | 2,26 | 4,42 | 0,23 | 0,54 | 100,00 | | 0,07 |
| 1689 | 63,02 | 0,45 | 17,55 | 1,30 | 3,16 | 4,90 | 1,63 | 0,08 | 1,40 | 3,70 | 0,35 | 1,56 | 99,10 | 0,26 | 0,03 |
| 1698 | 62,11 | 0,63 | 16,91 | 3,00 | 3,38 | 4,76 | 1,41 | 0,08 | 2,15 | 4,00 | 0,41 | 0,63 | 99,47 | 0,28 | 0,01 |
| Южный | | | | | | | | | | | | | | | |
| 3586-1 | 74,32 | 0,21 | 13,72 | 0,64 | 1,26 | 1,08 | 0,38 | 0,02 | 4,48 | 3,07 | 0,06 | 0,63 | 100,00 | | 0,07 |
| 3586-2 | 71,52 | 0,28 | 14,38 | 1,13 | 1,43 | 1,85 | 0,59 | 0,03 | 4,24 | 3,77 | 0,09 | 0,54 | 100,00 | | 0,045 |
| 3610 | 72,16 | 0,25 | 13,81 | 0,65 | 1,91 | 1,98 | 0,72 | 0,05 | 3,95 | 3,83 | 0,09 | 0,40 | 100,00 | | 0,02 |
| Анучинский | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1671 | 67,70 | 0,45 | 15,34 | 1,62 | 2,51 | 2,94 | 0,71 | 0,10 | 3,10 | 4,40 | 0,30 | 0,24 | 99,42 | 0,34 | |

возраст биотита из гранодиоритов и лейкогранитов – $287,8 \pm 2,3$ млн. лет и $288,0 \pm 3,2$, соответственно.

С северо-востока к Лодочниковскому массиву примыкает Гольцовский массив, а с юго-востока – Южный. По аэромагнитным данным, массивы располагаются в областях отрицательного магнитного поля и оконтурены цепочками локальных положительных аномалий, соответствующих контактово-измененным породам продольнинской толщи. Восточная граница Гольцовского массива в магнитном поле не отражается, а южная и северная теряются в меридиональной зоне отрицательного значения магнитного поля, интерпретируемого как зона дробления.

Гольцовский массив представляет собой изометричный шток в районе нижнего течения рек Гольцовая, Клязьма, Илистая, занимает площадь 500 км^2 и на значительной части перекрыт четвертичными отложениями. Контакты массива крутопадающие, извилистые. Образования лаптевской свиты, продольнинской и пекинской толщ метаморфизованы на контакте до эпидот-амфиболитовой роговиковой фации. Центральная и северо-западная части массива сложены массивными среднезернистыми биотитовыми гранитами, интенсивно мусковитизированными. Северная и восточная части представлены роговообманково-биотитовыми гранодиоритами с хорошо выраженной матрацевидной отдельностью. В береговых обрывах наблюдаются рвущие соотношения с более молодыми субщелочными гранитами пекинского комплекса и образование зон гибридных пород мощностью до первых метров.

По химическому составу породы отличаются от гранитоидов лодочниковского массива и отвечают умеренно-калиевым нормально-щелочным гранитам, лейкогранитам и гранодиоритам с натриевым типом щелочности (табл. 37). Изотопные датировки для массива отсутствуют.

Южный массив расположен в верховьях рек Борзова и Белянка, к юго-востоку от массива Лодочникова и отделен от последнего полосой биотит-кварцевых и актинолит-андалузитовых роговиков шириной 1-3 км. В строении массива наибольшим распространением пользуются крупнозернистые порфирировидные граниты, калишпатизированные на контактах с мелкими телами и дайками субщелочных гранитов пекинского позднепермского комплекса. Химический состав пород отвечает высококалиевым нормально-щелочным гранитам и лейкогранитам с калиево-натриевым типом щелочности. К-Аг датировки пород по биотиту и валу колеблются от 230 ± 10 до 260 ± 9 млн. лет, но они могут отражать возраст внедрения тел пекинского комплекса.

Кристифенсенский и Анучинский массивы, расположенные в северо-восточной части п-ова Челюскин, представляют собой штокообразные субширотные интрузии овальной формы площадью 160 и 100 км^2 с крутыми волнистыми контактами. Анучинский массив отличается знакопеременным магнитным

полем и окаймлен интенсивными положительными аномалиями, а Кристифенсенский массив не имеет отражения в магнитном поле. Карбонатные породы колосовской свиты на контакте мраморизованы, иногда скарнированы. Остальные контактово-измененные породы аналогичны описанным ранее.

Массивы сложены роговообманково-биотитовыми гранитами и гранодиоритами, в эндоконтакте иногда переходящими в кварцевые диориты. Кристифенсенский массив интенсивно интродуцирован позднепермскими субщелочными гранитами.

Интрузии лодочниковского комплекса пересекают фаунистически охарактеризованные отложения верхнего силура – среднего девона в верховьях р. Широкая (левый приток р. Гольцовая). В свою очередь, интрузии позднепермского возраста внедряются в массивы лодочниковского комплекса. Таким образом, геологический интервал становления комплекса ограничен поздним девоном – ранней пермью. Радиологические датировки позволяют ограничить возраст поздним карбоном – ранней пермью.

Пекинский комплекс умереннощелочных гранитов (ϵ_{P_2P}) выделен В. Ф. Проскурниным при составлении ГГК – 200. Название комплекса дано по р. Пека, где располагается петротипический массив. В отчете по групповой геологической съемке м-ба 1:200 000 п-ова Челюскин тела, входящие ныне в пекинский комплекс, были описаны как поздняя фаза лодочниковского комплекса. Характеристика массивов приведена по материалам ГГС-200 [75].

Интрузии пекинского комплекса представлены дайками и мелкими штоками умеренно-щелочных гранитов, развитыми на п-ове Челюскин. В пределах западной и центральной частей полуострова характерна тесная пространственная ассоциация с интрузиями лодочниковского комплекса. На юго-востоке, от о. Большой до залива Симса и бассейна рек Дорожная, Пека и Песцовая, интрузии комплекса образуют самостоятельные массивы (Симсовский, Пекинский, Песцовский), в южной части приуроченные к Дорожнинской зоне разломов. В магнитном поле интрузии, локализованные в пределах массивов лодочниковского комплекса, выделить трудно. Самостоятельная интрузия на побережье зал. Симса не фиксируется аэромагнитными данными, в то время как интрузиям в Дорожнинской зоне разломов соответствуют положительные аномалии. Пекинский массив, возможно, протягивается под отложениями октябрьской толщи на юго-восток.

Пекинский и Дорожнинский массивы прорывают метаморфические породы симсовской и октябрьской толщ, а также внедряются в плагиограниты песцовского комплекса. Контакты с вмещающими породами крутые, извилистые, с зоной биотит-кварцевых и биотит-амфибол-плагиоклаз-кварцевых роговиков до 200-500 м. Гранитоиды песцовского комплекса на контакте окварцованы, мусковитизированы и калишпатизированы.

В составе пород штоков, кроме лейкократовых умеренно-щелочных гранитов собственно пекинского комплекса, присутствуют и роговообманково-биотитовые граниты, относимые к лодочниковскому комплексу. В зоне Дорожнинского разлома породы интенсивно катаклазированы, окварцованы, серицитизированы, калишпатизированы и пиритизированы.

Массивы *Симсовский* и *о. Большой* отличаются от Пекинского и Дорожнинского тем, что сложены преимущественно умеренно-щелочными гранитами.

По петрографическим особенностям породы всех интрузий – как самостоятельных, так и ассоциированных с массивами лодочниковского комплекса, сходны. Для умеренно-щелочных гранитов характерны равномерно-среднезернистая гипидиоморфная структура с участками аплитовой и пойкилитовой и массивная текстура. Иногда отмечается неясная порфирированность с вкрапленниками до 1 см, составляющими 5-10% от массы породы. Основными минералами являются кварц (25-30%), альбит-олигоклаз (30-40%), микроклин (30-40%), биотит (1-5%) и мусковит (1-3%). Акцессорные минералы представлены гранатом (до 1%), сфеном, апатитом, цирконом, ортитом.

Жильная фаза представлена аплитами и пегматитами, слагающими разноориентированные и невыдержанные по мощности жилы и обособления, тяготеющие к периферии массивов. Аплиты представляют собой светлоокрашенные тонкозернистые породы с аллотриоморфной и гранофировой структурой, сложенные альбитом, микроклином и кварцем с небольшим количеством биотита и мусковита. Пегматиты состоят из крупных (5-8 см) кристаллов калиевого полевого шпата, кварца и плагиоклаза с редкими пластинками мусковита и биотита размером до 2 см.

По химическому составу породы разных массивов также довольно близки и относятся к умеренно-щелочным высококалиевым гранитам и лейкогранитам с калиево-натриевым типом щелочности (табл. 38).

В ходе ГДП-1000 (2009 г) были отобраны пробы пород из слабоэродированного массива на левом берегу р. Ленинградская у слияния с р. Каменная. В магнитном поле выходам отвечает интенсивная аномалия, прослеживающаяся к юго-западу и северо-востоку. Породы представлены граносиенитами и щелочными кварцевыми сиенитами (табл. 38) серого и малинового цвета. Возраст слюд и амфиболов из двух проб, определенный Ag-Ag методом, составляет 250 и 254 млн. лет. Изотопный (U-Pb) возраст цирконов из пород данного тела отвечает 285 ± 5 млн. лет [92]. Массив условно отнесен к пекинскому комплексу.

По заключению П. Г. Падерина [75], интрузии лодочниковского и пекинского комплексов сформированы в результате интенсивно проявленного герцинского этапа тектоно-магматической активизации. Долгоживущие глубинные разломы, заложившиеся в позднем протерозое, стали в условиях активизации путями внедрения большого объема гранитной магмы в образования протерозойского и

Таблица 38

Химический состав пород пекинского (εγPp) комплекса

| Окислы (%) | массивы | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|------------------------------------|-------|-------|-------------------------|----------------------|-------|---------------------|------------|-------|--------|------------|--------|-------|----------------|-------|--------------------|-----------------------|
| | Нижнее течение р. Ленинградская | | | Плато Лодоч- ника | Г. Кристи- фенсен | | Оз. Ану- чина | Р. Тессема | | | | Южный | | Залив Симса | | О. Боль- шой | Р. До- Рож- ная |
| SiO ₂ | 65,35 | 64,99 | 63,95 | 73,21 | 73,63 | 68,56 | 73,86 | 67,14 | 75,63 | 76,27 | 74,98 | 75,23 | 69,32 | 76,55 | 72,82 | 74,32 | 70,04 |
| TiO ₂ | 0,43 | 0,38 | 0,26 | 0,18 | 0,13 | 0,39 | 0,17 | 0,30 | Н.обн | 0,10 | 0,16 | 0,052 | 0,33 | 0,09 | 0,24 | 0,16 | 0,28 |
| Al ₂ O ₃ | 16,20 | 17,68 | 18,17 | 13,90 | 14,25 | 15,74 | 14,46 | 16,23 | 13,10 | 13,00 | 13,01 | 13,81 | 14,48 | 12,54 | 13,72 | 13,15 | 13,99 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,60 | 2,02 | 2,67 | 0,84 | 0,54 | 3,06 | 0,47 | 1,62 | 0,19 | 0,46 | 0,68 | 0,62 | 1,46 | 0,16 | 0,67 | 0,73 | 0,66 |
| FeO | 1,44 | 0,60 | 0,30 | 1,27 | 0,85 | | 1,07 | 1,57 | 0,75 | 0,94 | 0,65 | 0,54 | 1,44 | 0,99 | 1,67 | 1,31 | 1,97 |
| CaO | 2,88 | 1,01 | 0,86 | 1,09 | 1,67 | 2,65 | 0,88 | 2,63 | 0,87 | 0,69 | 0,88 | 0,47 | 1,89 | 0,19 | 0,68 | 0,56 | 1,41 |
| MgO | 1,29 | 0,40 | 0,34 | 0,37 | 0,07 | 1,03 | 0,30 | 1,09 | 0,23 | Н.обн | Н.обн | 0,002 | 0,86 | 0,14 | 0,29 | 0,22 | 1,03 |
| MnO | 0,08 | 0,08 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,096 | 0,05 | 0,015 | 0,04 | 0,03 | 0,06 |
| K ₂ O | 5,97 | 7,43 | 7,48 | 4,79 | 4,17 | 3,93 | 4,72 | 4,56 | 4,42 | 3,99 | 4,64 | 4,82 | 5,50 | 5,98 | 5,58 | 5,2 | 5,04 |
| Na ₂ O | 2,99 | 4,82 | 4,92 | 3,77 | 4,45 | 4,26 | 3,90 | 3,78 | 3,86 | 4,32 | 4,40 | 3,94 | 3,43 | 3,02 | 3,34 | 3,5 | 3,24 |
| P ₂ O ₅ | 0,24 | 0,09 | 0,07 | 0,065 | 0,07 | 0,20 | 0,05 | 0,11 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,23 | 0,01 | 0,07 | 0,03 | 0,11 |
| ппп | 0,85 | 0,21 | 0,47 | 0,58 | 0,21 | 0,44 | 0,34 | 0,66 | 0,28 | 0,29 | 0,07 | 0,34 | 0,72 | 0,08 | 0,62 | 0,69 | 1,97 |
| Σ | | | | 99,99 | 100,07 | | 100,35 | 99,74 | 99,41 | 100,04 | 99,56 | 100,00 | 99,84 | 99,89 | 99,92 | 100,00 | 100,00 |
| H ₂ O | 0,12 | 0,05 | 0,12 | Н.д | 0,09 | Н.д | 0,04 | 0,25 | 0,10 | 0,09 | Н.обн | Н.д. | 0,27 | | | | Н.д |
| Собщ | 0,18 | 0,27 | 0,10 | 0,02 | Н.д. | Н.д. | 0,04 | Н.д. | Н.д | Н.обн | н.обн | 0,01 | Н.д. | 0,02 | Н.д. | 0,02 | 0,06 |
| Число проб | 1 | 1 | 1 | 4 | 1 | 1 | 3 | 1 | 2 | 3 | аплит 1 | 2 | 3 | 2 | 5 | 2 | 1 |
| Ист. | ГДП-1000 | | | [75] | | [9] | [75] | | | | | | | | | | |

раннепалеозойского возраста. Интрузии являются типичными постконсолидационными плутонами гранит-гранодиоритовой формации. Формирование массивов осуществлялось в два сближенных отрезка времени, отвечающих двум комплексам (две фазы – по П. Г. Падерину). Дифференциация магматического расплава происходила с накоплением щелочей и кремнезема в конечных порциях.

Изотопные исследования различными методами (U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd) пород и минералов из массивов пекинского комплекса приведены в работах В. А. Верниковского [10]. U-Pb датировки цирконов, по его данным, составляют 264 млн. лет (шток на северо-востоке Тесемского массива) и 252 млн. лет (север Кристифенсенского массива). Возраст (Rb-Sr) объединенной пробы из пяти массивов отвечает 258 млн. лет. Sm-Nd изотопные данные по трем пробам из разных массивов (Тесемский, Лодочниковский, Южный) свидетельствуют о позднерифейском (852, 1075 и 1027 млн. лет) возрасте корового источника. Совокупность особенностей состава и изотопных данных позволяют предполагать, что гранитоиды комплекса являются продуктом смешения магм кислого (континентальный субстрат) и основного (океанический субстрат) состава. Анализ содержаний и соотношений редкоземельных элементов, по данным того же исследователя, указывает на постколлизийные условия формирования интрузий.

Позднепермский возраст гранитоидов пекинского комплекса обосновывается геологическими данными (взаимопересечения с гранитоидами лодочниковского комплекса позднеднекаменноугольного-раннепермского возраста и триасовыми дайками прибрежного комплекса), а также приведенными изотопными датировками.

Оленьинский комплекс умереннощелочных гранитов ($\epsilon\gamma P_{20}$) выделен В. Ф. Проскурниным при ГГС-200 в 1985 г. с петротипом на руч. Олений (за пределами листа Т-45-48). На описываемой площади к оленьинскому комплексу относится шток, расположенный между бухтой Книповича и Таймырской губой. Контуры массива и описание приведены в соответствии с ГГК-1000/2. Нужно отметить, что в действительности геологическое строение участка, занимаемого массивом, не столь однозначно, поскольку на геологической карте в отчете по ГГС-200 [110] здесь фигурируют 4 разновозрастных (RF₂, D₃-C₁, P, T₃-J₁) интрузии, принадлежащих разным комплексам (малиновскому, коломейцевскому, оленьинскому, беспамятнинскому, соответственно).

Интрузия имеет овальную форму и крутые ровные слабоволнистые контакты с падением в сторону вмещающих пород. В магнитном поле гранитоиды отражаются положительными магнитными аномалиями. Контактные изменения терригенных пород мининской толщи не превышают мусковит-роговиковой фации метаморфизма шириной до 100-200 м на участках крутых контактов.

В ходе ГДП-1000 в 2008 году для ознакомления с оленьинским (в ГГК-1000/2 –книповичским) и беспамятнинским (на ГГК-1000/2 – таймырский, еще ранее –

Таблица 39

Химический состав пород оленьинского ($\epsilon\gamma P_2O$) и беспамятнинского ($\gamma\xi T_{2-3}bp$) комплексов

| Окислы (%) | Беспамятнинский комплекс | | | Оленьинский комплекс | | | | |
|--------------------------------|--------------------------|-------|-------|----------------------|-------|-------|-------|-------|
| | SiO ₂ | 66,97 | 64,01 | 68,12 | 75,55 | 64,75 | 70,45 | 60,53 |
| TiO ₂ | 0,37 | 0,47 | 0,33 | 0,06 | 0,60 | 0,29 | 0,63 | 0,91 |
| Al ₂ O ₃ | 14,73 | 15,37 | 14,27 | 12,68 | 15,71 | 14,75 | 15,01 | 16,00 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,50 | 2,20 | 1,65 | 0,36 | 1,57 | 1,19 | 1,99 | 2,34 |
| FeO | 1,53 | 1,88 | 1,74 | 1,20 | 2,16 | 1,56 | 2,04 | 3,23 |
| CaO | 2,03 | 3,00 | 2,4 | 0,43 | 2,59 | 1,15 | 5,19 | 3,03 |
| MgO | 3,07 | 1,27 | 1,18 | 0,19 | 1,16 | 0,55 | 1,20 | 1,81 |
| MnO | 0,02 | 0,06 | 0,07 | 0,02 | 0,08 | 0,05 | 0,10 | 0,10 |
| K ₂ O | 5,25 | 5,30 | 5,17 | 5,72 | 5,92 | 5,93 | 6,47 | 5,76 |
| Na ₂ O | 4,02 | 4,18 | 4,39 | 3,46 | 3,68 | 3,14 | 3,57 | 3,19 |
| P ₂ O ₅ | 0,18 | 0,25 | 0,17 | 0,04 | 0,27 | 0,12 | 0,31 | 0,38 |
| ппп | 0,75 | 0,82 | 0,96 | 0,26 | 0,53 | 0,45 | 2,79 | 1,876 |
| Σ | 100,42 | 99,82 | | | | | | |
| H ₂ O | 0,23 | 0,30 | 0,08 | 0,10 | 0,08 | 0,06 | 0,08 | <0,05 |
| Собщ | | | <0,10 | <0,10 | <0,10 | <0,10 | <0,10 | 0,13 |
| Источник | [110] | | | ГДП 1000 (2008 г) | | | | |
| Привязка | Р. Беспамятная | | | Бухта Книповича | | | | |

северотаймырский) комплексами были проведены геологические маршруты и магнитометрические работы по всему побережью и акватории бухты Книповича с выходом до предполагаемых границ комплексов. По данным профильных магнитометрических работ, западная граница интрузии с вмещающими породами подчеркивается интенсивными аномалиями, что указывает на крутое падение. Кровля интрузии на дне бухты Книповича пологоволнистая.

Геологическими наблюдениями установлено широкое развитие красноцветных порфиридных граносиенитов, отнесенных к оленьинскому комплексу. Граносиениты сложены кварцем (20%), олигоклазом (25%), микроклином (45%), биотитом (5-6%) и амфиболом (4-5%). Структура пород порфиридная с гипидиоморфнозернистой основной массой. По химическому составу (табл. 39) породы отвечают высококалиевым граносиенитам с калиево-натриевым типом щелочности. Развитые по периферии массива дайки и жилы аплитов отвечают умеренно-щелочным гранитам и лейкогранитам.

Предполагаемые пересечения с граносиенитами беспмятинского комплекса, предположительно, зафиксированы только по резкой магнитометрической аномалии при выполнении наземной магниторазведки по профилю от бухты Книповича к югу. Отмеченные на карте ГГК-1000/2 в районе той же бухты Книповича выходы гранитоидов каменноугольного *колумейцевского* комплекса по нашим маршрутным пересечениям не встречены.

Радиологический (U-Pb) возраст цирконов из порфиридных граносиенитов отвечает интервалу 240-246 (ранний-средний триас) млн. лет с модельным возрастом $242 \pm 1,5$ млн. лет. Изотопный (Ar-Ar) возраст амфиболов составляет $239,2 \pm 2$ млн. лет, что хорошо согласуется с данными возраста по цирконам. Здесь можно отметить, что Ar-Ar возраст биотита из гранат-биотитовых сланцев мининской толщи идентичен приведенным датировкам граносиенитов, составляя $241,9 \pm 1,9$ млн. лет. Калий-аргоновые датировки по монофракциям биотита из гранитов оленьинского комплекса на петротипической площади [91] составляют 246 млн. лет (ранний триас).

Приведенные немногочисленные результаты изотопных определений не очень хорошо согласуются с позднепермским возрастом комплекса, принятым в серийной Легенде, но изменение датирования не предлагается до получения более представительных данных. Не исключено, что на какой-то стадии (либо ГГС-200, либо наше ГДП-1000) южная часть массива отнесена к оленьинскому комплексу ошибочно и он должен быть отнесен к более молодому беспмятинскому комплексу. Не исключено также близкоодновременное становление смежных комплексов либо просто фазовые взаимоотношения.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузии мезозойского возраста на площади листа Т-45-48 представлены раннетриасовыми дайками основного состава на арх. Северная Земля, п-ве Челюскин и крайнем юго-востоке района (ближнеостровский, угрюминский и бырангский комплексы, соответственно), а также ранне-среднетриасовыми дайками пестрого состава на п-ове Челюскин (прибрежный комплекс) и поздне-триасовыми лампрофирами ахматовского комплекса о. Большевик (арх. Северная Земля).

Раннетриасовые интрузии

АРХИПЕЛАГ СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ

Ближнеостровский комплекс габбро-долеритовый ($v\beta T_1bo$) выделен Б.Н. Батуевым в 1976-1979 гг на островах арх. Северная Земля [74]. Петротип комплекса установлен на о.о. Ближний и Октябрьской Революции (р. Ровная, м. Фигурный). Описание комплекса приведено по материалам ГГС-200 и ГГК-200 [74, 19].

Дайки, штоки и силлы габбро-долеритов, долеритовых порфиритов и долеритов ближнеостровского комплекса развиты на о.о. Октябрьской Революции, Большевик и Старокадомского, повсеместно локализуясь в зонах крупных разломов или в оперяющих их разрывах.

Главная масса тел сосредоточена в зоне Североземельского разлома на о. Октябрьской Революции. Выделяются тела двух типов – крупные слабодифференцированные массивы и недифференцированные тела, часто порфирирового облика.

Слабодифференцированные интрузии в пределах листа Т-45-48 представлены массивом *р. Ровная*, расположенном на восточном берегу ф. Матусевича, в нижнем и среднем течении р. Ровная. Интрузия имеет площадь около 14 км² и прослежена в субширотном направлении на 14,5 км. Тело имеет пластинообразную форму с погружением к северо-востоку под углом около 30-40°. Снизу вверх выделены:

1) эвтакситовые габбро-долериты мощностью 10 м, крупнозернистые, полосчатые (3-5 см) за счет чередования анортозитовых и пироксен-полевошпатовых разновидностей;

2) среднезернистые однородные габбро-долериты мощностью 130 м;

3) миндалекаменные долериты мощностью около 10 м с зоной закалки в кровле (1,5-2 см). Выше залегают красноцветные алевролиты и аргиллиты ушаковской свиты нижнего ордовика, ороговикованные на 5-7 м по мощности.

В составе слабодифференцированных интрузий выделяются троктолитовые, оливиновые и безоливиновые габбро-долериты с габбро-офитовой, офитовой, реже – пойкилоофитовой структурами. Основным минералом пород является плагиоклаз (50-75%), состав которого колеблется от андезин-лабрадора до анортита. Моноклинный пироксен составляет от 20 до 48%, отвечает авгиту, иногда

содержит вроски ромбического пироксена. Оливин (0-16%), близкий по составу хризолиту, образует самостоятельные зерна среди плагиоклазов, или пойкилитовые включения в моноклинном пироксене.

Недифференцированные интрузии представлены мелкими массивами, а также многочисленными дайками. Последние широко распространены в северо-восточной части о. Октябрьской Революции и севернее ледника Карпинского. Простираение даек разнообразное, в том числе и резко секущее относительно вмещающих пород, но преобладают тела северо-восточной ориентировки. Мощность даек варьирует от 2-5 до 15 м, протяженность достигает 6 км. Сложены дайки гиалодолеритами и долеритовыми порфиритами с офитовой, пойкилоофитовой структурами в массивных породах и порфирированной с гиалопилитовой, микродолеритовой и интерсертальной структурами основной массы в порфирированных разновидностях. Породы сложены плагиоклазом (47-75%) с 39-57% анортитовой составляющей, моноклинным пироксеном (11-40%), амфиболом (5-38%), стекловатым мезостазином (до 25%). По химическому составу отвечают семейству габбро с натриевым, реже – калиево-натриевым типом щелочности (табл. 40). Содержания элементов-примесей близки кларковым для основных пород.

На о. Большевик интрузии ближнеостровского комплекса локализуются в разломных зонах, образуя небольшие серии маломощных (1-5 м) даек северо-восточного простираения в бассейнах рек Студеная, Тора, Пятиугловка, Лагерная, Собачья, Гольшева. Протяженность отдельных тел колеблется от 1 до 3 км. По данным аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000 дайки долеритов прослеживаются вдоль крупных разломов на расстояние от 2 до 14 км [19]. На водоразделе рек Собачья – Гольшева установлены штокообразные тела долеритов овальной формы площадью до 0,7 км². На о. Старокадомского выявлена дайка долеритов мощностью, предположительно, до 30 м. По петрографическим особенностям и химическому составу дайки ближнеостровского комплекса на о. Большевик сходны с дайками о. Октябрьской Революции.

Возраст ближнеостровского комплекса по геологическим данным – не древнее раннего карбона, поскольку интрузии комплекса пересекают все стратифицированные образования вплоть до силура на о. Ближний и девона на о. Комсомолец, а также внедряются в гранитоиды солнечнинского комплекса. Имеются две радиологические датировки оливиновых габбро-долеритов: 1) на о. Ближний по полевому шпату (K-Ar) – 222±15 млн. лет [74] и 2) из массива р. Ровная по плагиоклазу (Ar-Ar) – 356,1±3,0 млн. лет (ГДП-1000, 2007 г). Обе датировки (поздний триас и ранний карбон) не противоречат геологическим данным, но плохо увязываются с общепринятым раннетриасовым возрастом комплекса, предлагаемым по аналогии с возрастом траппов Таймыра. С другой стороны, имеются предположения, что часть даек, особенно субширотные, могут иметь и

Химический состав пород ближнеостровского ($v\beta T_1bo$) комплекса

| Окислы (%) | Р. Ровная | | Оз. Смутное | Р. Книжная | Р. Русановка | Р. Студеная | Зал. Ахматова | |
|--------------------------------|--------------------------|-------|-------------|------------|--------------|-------------|---------------|--------|
| | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 47,80 | 48,36 | 50,53 | 49,34 | 48,94 | 46,10 | 47,28 | 48,46 |
| TiO ₂ | 0,92 | 2,01 | 2,56 | 1,41 | 1,31 | 1,20 | 1,40 | 1,50 |
| Al ₂ O ₃ | 19,43 | 15,97 | 17,69 | 17,6 | 14,27 | 15,90 | 16,69 | 19,05 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,21 | 3,38 | 3,83 | 2,2 | 2,97 | 5,66 | 4,46 | 3,43 |
| FeO | 5,37 | 6,11 | 12,39 | 7,48 | 8,73 | 7,40 | 6,18 | 9,48 |
| CaO | 10,13 | 11,67 | 1,97 | 9,27 | 11,16 | 11,16 | 8,72 | 10,61 |
| MgO | 9,42 | 7,56 | 7,32 | 9,15 | 7,33 | 7,84 | 6,60 | 3,82 |
| MnO | 0,14 | 0,19 | 0,17 | 0,22 | 0,18 | 0,37 | 0,19 | 0,22 |
| K ₂ O | 0,26 | 0,27 | 0,36 | 0,75 | 0,42 | 0,98 | 0,54 | 0,48 |
| Na ₂ O | 2,72 | 2,79 | 3,19 | 2,59 | 2,60 | 1,70 | 2,92 | 2,40 |
| P ₂ O ₅ | 0,16 | 0,17 | | | 0,21 | 0,15 | 0,21 | 0,23 |
| ппп | 1,69 | 1,99 | | | 2,33 | 0,62 | 4,97 | 0,71 |
| Σ | 100,27 | | | | 100,47 | 99,08 | 100,16 | 100,39 |
| H ₂ O | 0,22 | 0,23 | | | 0,77 | 0,58 | 2,34 | Н.опр |
| Собщ | 0,15 | 0,33 | | | Н.обн | 0,10 | Н.опр | Н.опр |
| привязка | О. Октябрьской Революции | | | | О. Большевик | | | |
| источник | [74] | ГДП | [90] | | [74] | | [19] | |

более молодой, меловой возраст, отражающий начало зарождения Северного Ледовитого океана [52].

В настоящей работе, в соответствии с Легендой, принят раннетриасовый возраст комплекса, а интрузии (особенно слабодифференцированные массивы) отнесены к толеит-базальтовой (трапповой) формации, характерной для молодых платформ.

Ахматовский комплекс лампрофировый (χT_{3a}) выделен Б. Н. Батуевым на о. Большевик в районе бухты Ахматова [74]. Первоначально объем комплекса был шире, но впоследствии, после выделения из него смутнинского комплекса [90, 18], в составе остались дайки эссекситовых и мончикитовых порфиринов, керсантитов, развитые исключительно на о. Большевик. Описание комплекса приводится по материалам ГГС-200 [74], ГГК-200 [19] и опубликованным данным [52].

В северной части острова, на участках фиорда Спартак, рек Новая и Сложная, развиты все разновидности даек, в то время как в южной, в бассейне рек Тора, Нора и Лагерная, преобладают мончикитовые порфириновы. Дайки имеют субвертикальное падение и локализуются в разломах северо-восточного простирания, приуроченных к ядрам и крыльям антиклинальных складок. Мощность их – первые метры, протяженность в северной части острова до 2 км, на юге – до 200 м. Дайки пересекают породы сложнинской толщи и дайки андезитов раннего ордовика смутнинского комплекса. Экзоконтактовые изменения не превышают мощности 0,5 м.

Порфириновы и керсантиты – породы серого и темно-серого цвета массивного или порфириновидного сложения. Структура пород гипидиоморфнозернистая или порфириновидная с гипидиоморфнозернистой, офитовой или долеритовой структурами основной массы. Эссекситовые порфириновы сложены олигоклаз-андезином (30-50%), нефелином (10-15%), в разной степени замещенным канкринит-кальцитовым агрегатом, биотитом (6-40%) и стекловатым мезостазином (10-15%), часто разложенным в хлорит-кальцит-биотитовый агрегат. В мончикитовых порфириновых вместо биотита присутствуют базальтическая роговая обманка и железистый авгит, иногда – калиевый полевошпат. Керсантиты сложены андезин-лабрадором (20-35%), биотитом (15-35%), авгитом и гиперстеном (22-40%), роговой обманкой (4-10%) и рудными (до 5-6%) минералами (магнетит, гематит, ильменит, реже пирит, пирротин, халькопирит и сфалерит).

По химическому составу (табл. 41) породы относятся к низкоглиноземистым умеренно-щелочным габброидам с калиево-натриевым (мончикиты) и калиевым (эссекситы) типами щелочности.

Возраст комплекса принят поздним триасом по аналогии с возрастом подобных тел в смежных геологических районах (на ГГК-1000/2 все они датировались поздним триасом – ранней юрой). Дайки можно отнести к щелочной оливин-

Химический состав эссекситовых и мончикитовых порфиритов
ахматовского (χT_{3a}) комплекса

| Окислы (%) | Кер-сантит | Мончикитовые порфириты | | | | | Эссекситовые порфириты | | | |
|--------------------------------|------------|------------------------|----------|-------|--------|-------|------------------------|-------|--------|-------|
| | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 44,62 | 46,47 | 46,53 | 46,64 | 46,24 | 46,62 | 48,58 | 41,56 | 45,21 | 40,78 |
| TiO ₂ | 1,31 | 0,99 | 0,95 | 0,94 | 1,08 | 1,00 | 0,86 | 1,09 | 1,11 | 1,00 |
| Al ₂ O ₃ | 12,84 | 13,45 | 13,79 | 13,33 | 13,29 | 13,88 | 10,82 | 11,66 | 12,81 | 12,14 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,27 | 3,86 | 4,29 | 3,27 | 3,65 | 4,17 | 3,19 | 1,57 | 4,00 | 1,17 |
| FeO | 6,31 | 4,01 | 3,70 | 4,42 | 3,90 | 4,06 | 4,85 | 4,24 | 4,50 | 4,33 |
| CaO | 7,23 | 7,62 | 6,82 | 7,99 | 8,05 | 6,14 | 7,88 | 8,60 | 7,49 | 9,16 |
| MgO | 11,28 | 9,42 | 11,18 | 8,54 | 8,55 | 11,17 | 11,80 | 8,17 | 10,03 | 8,15 |
| MnO | 0,20 | 0,12 | 0,13 | 0,13 | 0,12 | 0,14 | 0,15 | 0,13 | 0,10 | 0,17 |
| K ₂ O | 1,27 | 2,11 | 2,82 | 1,82 | 1,70 | 2,82 | 4,56 | 3,20 | 4,34 | 2,40 |
| Na ₂ O | 2,89 | 2,64 | 3,35 | 2,20 | 2,16 | 3,11 | 1,46 | 3,18 | 2,46 | 2,64 |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,53 | 0,66 | 0,43 | 0,49 | 0,82 | 0,87 | 1,54 | 0,86 | 1,47 |
| ппп | 7,79 | 8,70 | 5,42 | 10,23 | 10,75 | 5,59 | 4,70 | 14,67 | 7,15 | 16,36 |
| Σ | 99,18 | 99,92 | 99,64 | 99,64 | 100,04 | 99,52 | 99,72 | 99,64 | 100,06 | 99,77 |
| H ₂ O | Н.д. | Н.д. | 1,71 | 0,84 | 0,92 | Н.опр | Н.опр | 0,82 | 0,95 | 1,88 |
| Собщ | Н.д. | Н.д. | 0,09 | Н.опр | 0,08 | Н.опр | Н.опр | 0,44 | 0,15 | Н.опр |
| привязка | Нет данных | | Р. Новая | | | | Р. Сложная | | | |
| Источник | [52] | | [74] | | | [19] | | [74] | | |

базальтовой континентальной формации, развивающейся в связи с геотектонической активизацией.

В целом мезозойский тектоно-магматический цикл восточной части архипелага Северная Земля характеризуется внедрением по долгоживущим зонам разломов основной магмы, сформировавшей тела ближнеостровского комплекса раннетриасового возраста. Поступление первичных базальтовых магм в верхние горизонты фундамента, палингенез пород и гибридизм обусловили формирование интрузий ахматовского комплекса, имеющих щелочно-основной состав. С заключительным этапом становления интрузий ближнеостровского и ахматовского комплексов генетически связано образование многочисленных карбонат-кварцевых жил, содержащих вкрапленность сульфидов [19].

Полуостров Челюскин

(Нижнетаймырская и Челюскинская геологические площади).

Угрюминский комплекс габбро-долеритовый ($v\beta T_{1ug}$) выделен В. Н. Егоровым и Е. В. Тугановой в легенде ГК-200 Таймырской серии в 1997 г. Петротипический район – бассейн р. Угрюмая, где в этот комплекс выделены дайки и реже – силлы основного состава. В пределах листов Т-45-48 комплекс представлен дайками на п-ове Челюскин: мысы Сакко, Куйбышева, гора Кристифенсен, реки Ханневича, Тессема, Разветвленная, Продольная. Описание комплекса приводится по материалам ГГС-200, где относимые к нему тела были выделены П. Г. Падеринным как раннетриасовые интрузии габбро-долеритов, диоритов [75].

Дайки угрюминского комплекса прорывают верхнепротерозойские и раннепалеозойские стратифицированные образования и гранитоиды позднепермского пекинского комплекса. На м. Сакко зафиксировано внедрение дайки граносиенитов в крупную дайку габбро-долеритов, а также маломощные секущие жилы граносиенитов.

Мощность тел достигает 30-45 м, видимая протяженность достигает 18 км. Дайка от м. Куйбышева по разрозненным выходам трассируется в юг-юго-западном направлении на 80 км. На западе п-ова Челюскин простирание даек преимущественно субмеридиональное. В центральной и северной частях полуострова (мыс Сакко, левые притоки р. Ханневича), зафиксированы дайки восток-северо-восточного простирания. Контакты с вмещающими породами крутые, ровные, согласные или кососекущие, сопровождаются субпараллельными кварц-полевошпатовыми жилами мощностью до 1 м. Зона экзоконтактных изменений не более 10 м.

Дайки сложены темно-серыми полнокристаллическими, мелко- и среднезернистыми, массивными, очень однородными габбро-долеритами, реже – диорита-

ми. В мощных дайках отмечаются переходы от габбро-долеритов в краевых частях тел до диоритов в центральных. Структура пород габброофитовая и пойкилоофитовая. Основные минералы – зональный битовнит и лабрадор (50-60%), авгит (30-40%), ромбический пироксен (0-5%), оливин (5-10%), титаномагнетит (2-3%). Диориты отличаются неясной порфирированностью, присутствием кварца до 5-7% и более кислым плагиоклазом (олигоклаз-андезин).

Химический состав долеритов соответствует оливинсодержащему габбро с калиево-натриевым типом щелочности (табл. 42). Петрохимические параметры указывают на толеитовый и щелочной тип магмы. Диориты соответствуют диоритам и кварцевым диоритам с калиево-натриевым типом щелочности и содержат повышенное количество FeO. По сравнению с кларковыми содержаниями для основных пород, в дайках угрюминского комплекса резко повышены содержания цинка и иттербия и понижены содержания скандия.

Плотность раннетриасовых даек габбро-долеритов колеблется от 2,71 до 2,94 г/см³ (среднее 2,84). Магнитная восприимчивость пород высокая ($788-21862 \times 10^6$ ед. СГСМ), но из-за малых размеров дайки не выделяются на аэромагнитных картах масштаба 1:200 000.

Возраст комплекса определяется как раннетриасовый на основании исключительной свежести пород и отчетливой петрографо-минералогической и петрохимической корреляции с породами быррангского раннетриасового интрузивного комплекса на Таймыре и ближнеостровского комплекса на арх. Северная Земля. Имеющаяся калий-аргоновая датировка (219 млн. лет – поздний триас) валовой пробы диорита на м. Сакко [75] может быть омоложенной при внедрении граносиенита. Комплекс сформирован внедрением магмы основного состава в результате блоковых движений по активизированным разломам в завершающий этап герцинской активизации.

Тарисеймитаринский трахидолеритовый и быррангский долеритовый комплексы поздней перми – раннего триаса нерасчлененные (βP_2-T_{1t-b}). На площади листа Т-45-48 зафиксированы единичные дайки и силлы, предположительно, позднпермских трахидолеритов тарисеймитаринского комплекса и раннетриасовых долеритов быррангского комплекса, расчленение которых без химического анализа затруднительно, в связи с чем при слабой изученности района они в настоящей работе объединены. На нашей геологической карте местоположение интрузий показано в соответствии с ГГК-1000/2, где интрузии тоже были объединены. Описание комплексов приводится в соответствии с объяснительной запиской к ГГК-1000/2 [18] и по тексту серийной Легенды ГГК-1000/3 [91].

На площади листа Т-45-48 развиты согласные силлы и дайки, локализованные в нижне-среднепалеозойских отложениях. Наибольшее количество интрузий располагается в бассейне р. Проня (левый приток р. Преградная). Мощность сил-

Химический состав даек угрюминского ($v\beta T_{1ug}$) комплекса [75]

| Окислы (%) | Габбро-долериты | | | | Диориты | | | |
|--------------------------------|-----------------|-------|-------------------|---------------------------|--------------|-------|----------|-------|
| | М. Сакко | | Г. Сверд- рупа | Г. Крис- тифен- сен | М. Куйбышева | | М. Сакко | |
| SiO ₂ | 48,78 | 48,17 | 47,66 | 48,20 | 62,02 | 55,39 | 59,15 | 57,01 |
| TiO ₂ | 1,49 | 1,54 | 1,06 | 1,62 | 1,12 | 1,35 | 1,25 | 1,43 |
| Al ₂ O ₃ | 14,45 | 16,50 | 17,60 | 15,06 | 15,52 | 15,60 | 15,91 | 16,51 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,47 | 2,43 | 1,16 | 2,69 | 0,72 | 3,25 | 2,07 | 3,90 |
| FeO | 10,36 | 10,22 | 9,20 | 9,16 | 6,55 | 8,10 | 5,72 | 6,08 |
| CaO | 10,69 | 10,55 | 11,44 | 9,04 | 2,34 | 6,48 | 4,76 | 5,95 |
| MgO | 7,13 | 6,87 | 7,84 | 7,88 | 1,91 | 2,88 | 2,61 | 2,13 |
| MnO | 0,22 | 0,21 | 0,18 | 0,19 | 0,13 | 0,17 | 0,14 | 0,19 |
| K ₂ O | 0,63 | 0,52 | 0,40 | 0,71 | 3,20 | 1,38 | 2,52 | 1,30 |
| Na ₂ O | 2,44 | 2,40 | 2,34 | 2,58 | 3,60 | 2,80 | 3,00 | 2,20 |
| P ₂ O ₅ | 0,13 | 0,13 | 0,07 | 0,29 | 0,24 | 0,36 | 0,18 | 0,37 |
| ппп | 1,21 | 1,31 | 1,02 | 2,17 | 2,82 | 1,50 | 2,60 | 2,10 |
| Σ | 100,0 | 99,85 | 99,97 | 99,59 | 100,17 | 99,27 | 99,91 | 99,12 |
| H ₂ O | 0,12 | 0,10 | 0,08 | 0,34 | 0,25 | 0,55 | 0,67 | 0,95 |
| Собщ | 0,09 | 0,15 | 0,04 | 0,07 | Н.обн | 0,03 | 0,10 | 0,03 |

лов колеблется от 50-70 см до 2-5 м, изредка отмечаются мощности до 15 м. Протяженность тел достигает 15 км. Породы представлены темно-серыми до черных мелко-среднезернистыми разновидностями с долеритовой, пойкилоофитовой, габбро-офитовой структурами.

Силлы трахидолеритов *тарисеймитаринского* комплекса в петротипическом районе (бассейн р. Тарисейми-тари на Западном Таймыре) не встречаются в разрезе выше байкуровского горизонта (P_2). Характерна пространственная приуроченность их к обрамлению сырадасайского поля трахибазальтов (P_2), с которыми они сходны по составу и по характеру намагниченности, что свидетельствует о близком возрасте формирования тех и других. В бассейне р. Верхняя Таймыра (Озеротаймырская площадь) силлы трахидолеритов и плагиопорфировидных трахидолеритов размещаются в основном на границе турузовской (C_2-P_1) и быррангской (P_1) свит. Возраст интрузий тарисеймитаринского комплекса определяется как позднепермский.

В петротипическом районе *быррангский* комплекс представлен интрузиями долеритов. Они наиболее широко распространены среди верхнепалеозойских отложений на площади гор Бырранга (Южнобыррангский геологический район), где образуют многоярусные силлы (до 20 м), мощностью 5-80 м, чаще 15-20 м, длиной до 40 км и более. По соотношению основных петрохимических параметров все разновидности долеритов комплекса относятся к группе основных пород нормального ряда. Долериты имеют повышенные содержания никеля, хрома, кобальта и бария, но обеднены титаном, медью и цинком. Преобладают изотропные интрузии оливиновых, оливинсодержащих либо безоливиновых долеритов с пойкилоофитовой, долеритовой и микродолеритовой структурами. Иногда встречаются слаборасслоенные интрузии оливиновых долеритов со шлирами пегматоидных габбро-долеритов. По петрохимическим и петрографическим признакам долериты быррангского комплекса комагматичны базальтам зверинской (лабакской) свиты и нижнебетлинской подсвиты нижнего триаса и характеризуются прямой намагниченностью, как и базальты. В западной части гор Бырранга единичные силлы долеритов встречены среди вулканогенных образований (не выше верхнетамской свиты) нижнего триаса, а также распространены в поле ордовикско-силурийских пород. На основании этого быррангский комплекс датируется как раннетриасовый.

Возраст нерасчлененных интрузий определяется как позднепермско – раннетриасовый на основании сходства их с долеритами, трахидолеритами и габбро-долеритами гор Бырранга Центрального Таймыра.

Беспмятнинский (Северотаймырский) комплекс граносиенитовый ($\gamma_{\Sigma} T_2$ - zbr) выделен В. Ф. Проскурниным в 1985 г. Его петротип представлен массивом на правобережье приустьевой части р. Беспмятная площадью до 15 км² и характеризуется многофазным внедрением. Северная часть массива располагается у

ожного обреза листа Т-45-48. Описание приводится по данным серийной Легенды [91] и объяснительной записки к ГГК-1000/2 [18], поскольку нами установлены только высыпки щебня зеленовато-серых граносиенит-порфиров, что может подтверждать присутствие данного комплекса. Нужно отметить, что наличие контакта разных магматических пород косвенно подтверждается по данным наземной профильной магниторазведки.

Образования ранней фазы представлены монцонитами, габбро-сиенитами, монцонит-порфирами. К средней фазе относятся сиениты, сиенит-порфиры, сиенитовые аплиты (биотит-амфиболовые неравномернозернистые) преимущественно в виде секущих дайкообразных тел в габбро-сиенитах. Поздняя фаза внедрения представлена граносиенитами и граносиенит-порфирами, имеющими в массиве наиболее широкое развитие (до 80% площади).

По петрохимическим данным породы комплекса на описываемой площади относятся к граносиенитам с калиево-натриевым типом щелочности. При сходстве химических составов гранитоидов беспамятнинского и оленьинского комплексов можно отметить несколько повышенное значение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (табл. 39) в граносиенитах беспамятнинского (около 0,8) по сравнению с породами оленьинского (0,5-0,6) комплекса.

Изотопный (Ar-Ar) возраст амфибола из граносиенит-порфира, по данным ГДП (2008 год) составляет $237,7 \pm 1,9$ млн. лет, что соответствует принятому в Легенде средне-позднетриасовому возрасту комплекса.

Прибрежный комплекс граносиенит-порфир – лампрофировый ($\gamma\xi\pi\text{-}\chi\Gamma_{2-3p}$) выделен В. Ф. Проскурным при составлении легенды ГГК-200 Таймырской серии в 1991 г. Комплекс объединяет дайки и мелкие штоки (до 50 м^2) пестрого состава, ранее описанные П. Г. Падериным как интрузии юрского возраста на п-ове Челюскин. Характеристика комплекса приведена по материалам групповой геологической съемки 1981-1985 г.г. [75].

Дайки гранит-порфиров, умеренно-щелочных гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, сиенит-диоритовых порфиров и лампрофиров распространены на побережье м. Харитона Лаптева, в бассейнах рек Пека, Песцовая, Воейкова, Серебрянка. Единичные дайки лампрофиров зафиксированы на западе п-ова Челюскин. Наиболее крупные ареалы развития даек находятся на северо-восточном побережье п-ова Челюскин (от оз. Анучина до м. Харитона Лаптева) и в нижнем течении р. Песцовая. Распространение даек контролируется разломами субмеридионального простирания на западе, северо-восточного и широтного, реже – северо-западного, простирания – в центральной части и на востоке полуострова Челюскин. Мощность даек колеблется от 1 до 10 м, а в зоне Дорожнинского разлома достигает 50-100 м. Лампрофиры образуют малые тела мощностью до 1,5-2 м и протяженностью около 100-150 м.

Дайки прибрежного комплекса прорывают все стратифицированные и нестратифицированные образования, за исключением юрско-меловых отложений. Контакты с вмещающими породами резко секущие, крутые, сопровождаются зонками ороговикования от первых санитиметров до 1-1,5 м. Контактное воздействие выражено окварцеванием, эпидотизацией, мусковитизацией, хлоритизацией и пиритизацией вмещающих пород.

На участке побережья к северу от м. Харитона Лаптева (петротипический район) в коренном залегании на расстоянии в 10 км зафиксирована 21 дайка различной мощности и состава. Из них 16 тел представлены спессартитами мощностью от 0,05 до 2 м; 5 тел – дайками гранодиорит- и граносиенит-порфиров мощностью от 1,5 до 7-8 м. Наблюдается залечивание разными дайками одних и тех же трещин, но последовательность внедрения неотчетлива. Для лампрофиров характерно ступенчатое строение, а для гранодиорит- и граносиенит-порфиров – извилистые, ветвящиеся контакты и ксенолиты вмещающих пород. Дайки порфиров локализованы в северо-западной части побережья, а лампрофиры рассредоточены по всему берегу. Наблюдались пересечения лампрофирами кварц-хлоритовых метаморфогенных жил и смещения самих лампрофиров и граносиенит-порфиров субмеридиональными подвижками. Лампрофиры чаще имеют запад-северо-западное простирание, реже – субширотное, в то время как для даек порфиров характерна обратная картина. Для описываемого участка имеются две К-Аг датировки граносиенит-порфиров, составляющие 157 млн. лет по биотиту и по валу, а также двух проб спессартитов по валу, отвечающие 150 и 152 млн. лет. Датировки отвечают поздней юре и хорошо согласуются между собой. Одна валовая проба гранодиорит-порфиров имеет изотопный (К-Аг) возраст 181 млн. лет (ранняя юра).

Минералого-петрографические характеристики даек весьма разнообразны. Зеленовато-розовые гранит-порфиры с вкрапленниками серого кварца (5-7%), олигоклаз-андезина (10-15%) и микроклина (1-3%) имеют микроаллотриоморфнозернистую структуру основной массы, сложенной плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем с подчиненным количеством биотита и роговой обманки. Умеренно-щелочные гранит-порфиры отличаются от гранит-порфиров повышенным количеством вкрапленников микроклина (до 20-25%) и преобладанием этого минерала в основной массе.

Гранодиорит- и граносиенит-порфиры представляют собой гломеропорфировые породы серого цвета с вкрапленниками андезина (25-30%), биотита (10-15%) и кварца (1-2%). Основная масса имеет микродиоритовую, микроаллотриоморфнозернистую, участками микролитовую структуру и состоит из плагиоклаза, титансодержащей роговой обманки и биотита.

Лампрофиры представлены преимущественно темно-серыми массивными спессартитами и керсантами. Спессартиты имеют лампрофировую структуру и

состоят из олигоклаз-андезина (50-65%) и зеленой роговой обманки (25-35%). Породы интенсивно карбонатизированы. Керсантиты состоят из лейст плагиоклаза (50-60%), короткопризматических кристаллов диопсид-авгита (10-15%) и пластинок биотита (20-30%). Отмечается до 3-7% оливина и незначительные (менее 1%) количества кварца и роговой обманки. В эндоконтакте керсантиты имеют порфирую структуру с шпиртакситовой основной массой и флюидальную текстуру.

Химический состав пород рассматриваемой группы (табл. 43) свидетельствует о принадлежности их к умереннощелочному ряду калиево-натриевого типа. Лампрофиры близки субщелочным габбро-диоритам. Для всех пород комплекса повышены содержания хрома, молибдена, никеля, стронция. В лампрофирах и диоритовых порфиритах по сравнению с кларком этих пород повышены концентрации скандия.

К прибрежному комплексу условно отнесены дайки (?) риолитовых туфов на левом берегу в нижнем течении р. Жданова. Цепочка тел северо-восточного простирания общей протяженностью около 200 м локализована среди сланцев становской толщи, занимая явно секущее положение. Тела представляют собой конусовидные останцы размером (5-10)х(20-40) м белого цвета, сложенные легко разрушающимися пористыми алевро-пелитовыми кристаллокластическими туфами риолитового состава. Основная масса составляет 60% от породы, сложена тонкозернистым пепловым материалом с включениями идиоморфных, часто оплавленных кристаллов кварца размером до 3-5 мм. Оплавленные зерна окружены тонкой каймой кислого стекла. Химический состав туфов: 75,5% SiO₂, 17,1% Al₂O₃, 0,09% Na₂O, 0,12% K₂O. Содержания прочих окислов не превышают 0,1 – 0,2%, потери при прокаливании достигают 6%. В породах содержатся бесцветные и бурые кристаллы цирконов гиацинтового типа, изотопный возраст которых отвечает интервалу 237,5-247,6 (ранний-средний триас) млн. лет с модельным возрастом 244,1±2,5 млн. лет.

Формирование даек прибрежного комплекса связано с киммерийским этапом активизации, проявленного блоковыми движениями по активизированным разломам. Возраст интрузий прибрежного комплекса в серийной Легенде определяется как средне-позднетриасовый на основании пересечения ими всех магматических типов пород района и корреляции с моржовским комплексом (за пределами листа Т-45-48). Предполагается, что калий-аргоновые датировки по монофракциям биотита, амфибола (156-215 млн. лет) дают омоложенный возраст. Возраст комплекса последовательно удревялся от юрского [75] до позднетриасового-раннеюрского [18] и средне-позднетриасового в серийной Легенде. Очевидно, для точного определения возраста требуются дополнительные исследования.

Таблица 43

Химический состав даек прибрежного ($\gamma\xi\text{л-}\chi\text{T}_{2-3p}$) комплекса [75]

| Окислы (%) | Туфы риолитов | керсантиты | | | спессартиты | | Гранодиорит-, граносиенит-, гранит- и умереннощелочные гранит-порфиры | | | | | |
|--------------------------------|---------------|---------------|-------|------------|----------------------|-------|---|-------------|---------------|----------------------|-------|-----------|
| | Р. Жданова | Р. Серебрянка | | Зал. Симса | Мыс Харитона Лаптева | | Р. Воейкова | Р. Песцовая | Мыс Куйбышева | Мыс Харитона Лаптева | | Река Пека |
| SiO ₂ | 75,54 | 47,56 | 53,93 | 52,00 | 41,96 | 52,17 | 61,67 | 62,41 | 72,30 | 66,35 | 67,14 | 73,27 |
| TiO ₂ | 0,24 | 1,11 | 1,54 | 0,72 | 0,75 | 0,68 | 0,67 | 0,51 | 0,13 | 0,35 | 0,50 | 0,19 |
| Al ₂ O ₃ | 17,10 | 15,18 | 17,29 | 15,17 | 17,70 | 13,44 | 15,32 | 15,03 | 15,76 | 16,77 | 15,55 | 13,79 |
| Fe ₂ O ₃ | - | 1,89 | 1,67 | 301 | 1,31 | 4,51 | 1,53 | 0,93 | 0,54 | 1,46 | 1,03 | 0,80 |
| FeO | <0,20 | 4,61 | 5,69 | 4,47 | 3,52 | 4,06 | 3,49 | 2,42 | 1,29 | 2,51 | 2,24 | 1,17 |
| CaO | 0,14 | 6,76 | 0,91 | 5,36 | 5,05 | 5,95 | 3,93 | 3,13 | 1,49 | 3,68 | 2,03 | 1,39 |
| MgO | 0,13 | 5,91 | 7,50 | 7,77 | 18,53 | 8,08 | 2,66 | 2,74 | 0,32 | 1,12 | 1,97 | 0,41 |
| MnO | 0,01 | 0,19 | 0,03 | 0,11 | 0,09 | 0,13 | 0,08 | 0,06 | 0,02 | 0,08 | 0,05 | 0,02 |
| K ₂ O | 0,12 | 1,66 | 1,82 | 3,55 | 2,97 | 2,04 | 2,89 | 3,98 | 3,47 | 2,15 | 3,70 | 5,37 |
| Na ₂ O | 0,09 | 2,49 | 4,11 | 3,20 | 4,70 | 3,79 | 3,56 | 3,75 | 3,72 | 4,10 | 4,18 | 3,27 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,72 | 0,45 | 0,36 | 0,29 | 0,26 | 0,20 | 0,29 | 0,04 | 0,31 | 0,26 | 0,06 |
| ппп | 6,00 | 11,59 | 4,81 | 3,57 | 2,72 | 4,23 | 3,90 | 4,33 | 0,8 | 0,47 | 0,91 | 0,18 |
| Σ | | 99,67 | 99,75 | 99,75 | 99,74 | 99,44 | 100,0 | 99,58 | 100,0 | 99,35 | 99,56 | 100,0 |
| H ₂ O | 0,14 | 0,22 | 0,24 | Н.д | 0,18 | 0,19 | Н.д | 0,30 | Н.д | 0,23 | 0,28 | Н.д |
| Собщ | 0,10 | 0,22 | 0,19 | 0,25 | 0,03 | 0,01 | 0,14 | 0,03 | 0,05 | 0,07 | 0,02 | 0,05 |
| Число проб | 1 (ГДП) | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 3 | 1 | 1 | 1 | 3 |

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА РАЙОНА

Площадь листа Т-45-48 в силу своего расположения на сочленении Карской плиты и Таймыро-Североземельской складчатой области, является едва ли не ключевой для понимания последовательности и взаимосвязи магматизма двух крупных тектонических структур и, прежде всего, для сравнения истории геологического развития архипелага Северная Земля и северной части п-ова Таймыр.

Основными тектоно-магматическими этапами в районе являются дорифейский, рифейский, раннепалеозойский, позднепалеозойский и мезозойский. Наиболее активными являются рифейский и позднепалеозойский этапы [112].

Свидетельства о магматической деятельности **дорифейского (карельского и, возможно, более ранних) этапа** немногочисленны и базируются, в основном, на косвенных данных изотопных исследований [11, 36].

Доказательством *архейской* магматической деятельности в районе арх. Северная Земля является наличие детритовых цирконов с изотопным возрастом, отвечающим среднему-позднему лопию, в раннепалеозойских (кембрийских) породах островов Большевик и Октябрьской Революции. Можно предполагать, что на данном участке архейские породы в кембрийское время были выведены на поверхность.

Среди охваченных изотопными исследованиями пород мининской толщи и ленивенской серии полуострова Челюскин, о. Русский, о.о. Известий ЦИК, северо-запада п-ова Таймыр детритовых цирконов архейского возраста не установлено. Другими словами, образований архейского возраста на этих участках либо нет, либо они не поступали в размыв в раннепалеозойское время. В позднеюрских – раннемеловых отложениях цирконы с изотопным возрастом от 2500 до 3000 млн. лет установлены только на участке слияния рек Жданова и Ленинградская. Поскольку морские бассейны этого возраста были мелкими и изолированными, то можно предположить близрасположенный источник поступления в размыв позднеархейских образований. В раннемеловых отложениях значительные количества детритовых цирконов позднеархейского возраста характерны не только для всех пород в коренном залегании (Гафнер-фиорд, острова Сергея Кирова, о. Продолговатый, север п-ова Заря), но и в отложениях, поднятых донными станциями на акватории. К сожалению, при таком широком распространении нельзя установить географическое расположение размываемых древних образований, а можно только констатировать их безусловное существование.

Раннепротерозойские магматические породы на юге п-ова Челюскин (р. Жданова) зафиксированы на дневной поверхности и представлены апогранитами, для которых имеются изотопные данные для магматических цирконов, указывающие на возраст около 2 млрд. лет (рубеж раннего и позднего карелия). Близкий возраст пород, участвовавших в формировании исходных образований метаморфитов фаддеевского комплекса, фиксируется данными Sm-Nd изотопных исследо-

ваний [11]. Детритовые цирконы позднекарельского возраста присутствуют в породах октябрьской и становской толщ (то есть карелиды разрушались) и широко распространены в породах мининской толщи и ленивенской серии по всему северо-западу Таймыра, на островах восточной части Карского моря, в кембрийских отложениях арх. Северная Земля [36]. Очевидно, данный (карельский) цикл магматизма имел площадное распространение и, скорее всего, отвечал тектономагматической активизации в пределах древней континентальной консолидированной коры. В целом дорифейский этап характеризовался образованием кристаллических породных комплексов, сопровождался маломасштабным базитовым магматизмом и более широко проявленным ультраметагенным гранитогенезом [Шануренко, 2008].

Рифейский (байкальский) этап отличался неравномерностью проявлений магматизма как во времени, так и по площади. Выделяются ранне-среднерифейский цикл магматизма на юго-востоке п-ова Челюскин (Фаддеевский выступ) и мощный всплеск магматической деятельности, начавшийся на рубеже рифея и венда и продолжавшийся до начала кембрия.

Подтверждением *ранне-среднерифейской* (раннебайкальский цикл) магматической деятельности являются датированные изотопными методами интрузии основного состава северобыррангского комплекса и кислые эффузивы в составе ждановской толщи (около 1,4 млрд. лет). Предположительно, формирование магматических тел могло соответствовать крайним континентальным условиям. Судя по распространению детритовых цирконов данного возраста, магматические породы раннего-среднего рифея были очень характерны для состава области сноса в раннем палеозое северо-востока арх. Северная Земля, северо-запада п-ова Челюскин, п-ва Заря, но практически отсутствуют на западе Таймыра, на севере п-ова Челюскин, на островах Известий ЦИК. Присутствие исходного материала с возрастом около 1,6 млрд. лет отмечено при Sm-Nd изотопных исследованиях автохтонных гранитоидов песцовского комплекса [11].

Начало и середина позднего рифея, видимо, были бедны магматическими событиями. В середине позднего рифея (около 830-850 млн. лет) сформировались автохтонные гранитоиды песцовского и снежинского комплексов в условиях ультраметаморфизма, гранитизации, воздымания и складчатости. Возможно, такие процессы происходили и на отдельных участках арх. Северная Земля и будущего арх. Норденшельда с прилегающей территорией п-ова Заря, что привело к увеличению мощности древней континентальной коры.

Позднерифейско-вендский (позднебайкальский) цикл развит очень широко, что подтверждается выходящими на дневной поверхности п-ова Челюскин магматическими образованиями пестрого состава, отвечающими активной континентальной окраине. Во всех горных породах раннего палеозоя как на арх. Северная Земля, островах восточной части Карского моря, так и на Таймыре среди

детритовых цирконов резко преобладают зерна именно позднерифейского – вендского возраста. Одновременно для всех указанных пород очень характерны обломки кислых эффузивов. Видимо, большая часть района в то время являлась окраиной континента (или континентов), где активизировались блоковые движения, а на участке п-ова Челюскин происходило прогибание земной коры с последующим воздыманием. Возможно, именно на данном этапе начались различия в геологической истории арх. Северная Земля и п-ова Таймыр. На отдельных участках магматическая деятельность (кислый вулканизм) не прекращалась и в кембрии, что подтверждается наличием маломощных покровов и туфов кислых эффузивов в кембрийских отложениях архипелага Северная Земля, о. Русский и значительными количествами детритовых цирконов раннекембрийского возраста во флишоидных отложениях п-ова Челюскин, о. Большевик, островов Известий ЦИК, запада п-ова Таймыр.

Раннепалеозойский (каледонский) этап проявлен только на арх. Северная Земля, где на востоке о. Октябрьской Революции с небольшим разрывом во времени сформировались массивы гранитоидов кропоткинского комплекса и пестрые субвулканические образования смутнинского комплекса. Формирование комплексов связано с завершением раннекаледонского тектоно-магматического цикла. Субвулканические тела смутнинского комплекса связывают с континентальным рифтогенезом [52, 58, 112], но, на наш взгляд, формационный состав, масштабы распространения, тесная связь с гранитоидным магматизмом, скорее свидетельствуют об орогенезе и формировании комплекса в условиях межгорной впадины. Раннепалеозойский магматизм фиксируется также дайками кислого и основного состава, локализованными в пределах разрывов кембрийских и раннеордовикских пород на острове Октябрьской Революции, и отчетливо доскладчатыми и соскладчатыми дайками среднего и основного состава на о. Большевик.

Позднепалеозойский – раннемезозойский (герцинский) этап характеризуется максимальной активностью магматической деятельности. Интенсивный гранитоидный магматизм герцинской активизации последовательно охватил юг арх. Северная Земля (солнечнинский ранне – среднекаменноугольный комплекс), юго-восточную часть Карского моря и северное побережье п-ова Заря (еремеевско-бирулинский ранне-позднекаменноугольный комплекс) и п-ов Челюскин (лодочниковский позднекаменноугольно – раннепермский комплекс). Завершился этап формированием умеренно-щелочных гранитоидов оленьинского и пекинского комплексов.

По заключению Н. К. Шануренко, своеобразие процессов гранитогенеза заключается в аномально длительном периоде их формирования, охватывающем возрастную интервал от начала карбона до триаса. Причину гранитогенеза многие исследователи, в соответствии с представлениями тектоники плит, связывают с субдукционно-коллизийными процессами, возникшими при столкновении

древних литосферных плит (Северо-Азиатской и Баренцево-Карской), что и привело к развитию процессов метаморфизма, гранитогенеза, складчатости. Процесс гранитогенеза Таймыро – Североземельского региона развивался волнообразно и в пространстве и во времени, образуя сложный структурный, метаморфический и магматический ареал, смещающийся с северо-запада на восток-юго-восток. Отражением этапов синколлизонных процессов являются гранитоиды солнечнинского и еремеевско-бирулинского комплексов, на смену которым пришли постколлизонные умеренно-щелочные граниты [103].

Герцинский этап заканчивается внедрением в раннем триасе по магмопроницаемым зонам магмы основного состава с дифференциацией расплава в наиболее крупных телах. Нужно отметить отсутствие достоверных датировок интрузий ближнеостровского и угрюминского комплексов, в связи с чем не исключено в последующем отнесение их к более ранним или к более молодым циклам магматизма.

Мезозойский (киммерийский) этап проявился внедрением по зонам разломов даек пестрого состава на п-ове Челюскин (прибрежный комплекс) и лампрофиров на о. Большевик (ахматовский комплекс).

ТЕКТОНИКА

Особенности тектонического строения района определяются его положением на стыке молодой Карской шельфовой плиты и Таймыро-Североземельской складчатой области длительного формирования. Таймыро-Североземельская складчатая область рассматривается как часть подвижного пояса, отделяющего древнюю Сибирскую платформу от молодых смежных плит. На крайнем северо-востоке района структуры Таймыро-Североземельской складчатой области срезаны молодыми структурами континентального склона Северного Ледовитого океана.

Первые представления о тектоническом строении и развитии региона были разработаны геологами НИИГА Н. Н. Урванцевым, М. Г. Равичем, Ф. Г. Марковым, В. А. Вакаром, П. С. Вороновым и другими по результатам проведения геологических съемок масштаба 1:1 000 000 – 1:200 000 и тематических исследований, выполненных в регионе с конца 40-х до середины 60-х годов прошлого века. По их представлениям, структуры Северной Земли были сформированы в результате длительного развития геосинклинали, центральная часть которой в позднем протерозое располагалась в районе о. Большевик. Прочие острова архипелага Северная Земля представляли собой северо-западное крыло геосинклинали, завершившей свое развитие в каледонскую эпоху тектогенеза. В период проявления герцинского тектогенеза в его западной части были сформированы «последевонские структуры промежуточного типа». Начиная с раннего ордовика формирование отложений происходило в платформенных условиях [13, 16, 49].

Совершенно иная трактовка развития тектонических структур Таймыра и Северной Земли дана И. П. Атласовым и Ю. Е. Погребницким. Согласно их представлениям, начиная с позднего протерозоя (рифей) указанные регионы развивались в платформенных условиях и не испытывали каледонской складчатости. Важным этапом для Таймыра и Северной Земли явилась активизация, начавшаяся в середине каменноугольного периода и охватившая по времени поздний палеозой и триас. Таким образом, по мнению указанных авторов, формирование основных структур Таймыра и Северной Земли происходило в позднегерцинскую-киммерийскую эпоху складчатости. [48]

Представления о тектоническом развитии Таймыра сибирской школы геологов были изложены В. В. Беззубцевым в 1986 г. в «Объяснительной записке к геологической карте Горного Таймыра масштаба 1:500 000», а А. И. Забиякой, И. Д. Забиякой и другими в 1986 г. в монографии «Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра». В. В. Беззубцев в целом принимал точку зрения Ю. Е. Погребницкого с некоторыми дополнениями и изменениями. На Таймыре им выделялись две складчатые структурно-формационные зоны: Ленивенско-Челюскинская и Шренк-Ленинградская. В пределах последней

развит Быррангский позднекарбонный-позднетриасовый авлакоген, который, согласно Ю. Е. Погребницкому, является ветвью Верхояно-Чукотской складчатой системы (геосинклинали). [3].

А. И. Забияка, И. Д. Забияка в результате многолетних исследований северо-восточного Таймыра (1972-1984 г.г.) в его пределах выделяют структурно-вещественные комплексы: докарельский, карельский, байкальский, каледонский и альпийский, которые по времени их формирования отвечают соответствующим тектоническим циклам (эпохам). Все вышеперечисленные авторы придерживались позиций теории геосинклиналей [23].

Впервые тектоническое строение Таймыро-Североземельского региона с позиции тектоники плит было рассмотрено В. Е. Хаином в 1979 г. в монографии «Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия». По мнению автора, в раннем-среднем рифее районы современного Таймыра и Северной Земли подверглись деструкции континентальной коры и вошли в состав подвижного пояса, окружающего Сибирский кратон. Было высказано предположение, что наличие офиолитовой ассоциации на северном Таймыре связано, возможно, с формированием океанической коры, а излияния вулканитов позднерифейского возраста – на существование в это время островной дуги, к концу позднего рифея примкнувшей к континенту. Впоследствии эти предположения В. Е. Хаина были более подробно обоснованы А. К. Уфляндом, Л. М. Натаповым и др. в 1991 г. в статье «О тектонической природе Таймыра». Авторы рассматривают историю тектонического развития Таймыра и северной части Сибирской платформы от раннего рифея до юрского времени исключительно с позиции движения литосферных плит. Дальнейшее развитие геотектонические взгляды вышеуказанных авторов получили развитие в работах В. А. Верниковского, где приводятся результаты современных петрохимических и геохимических методов, выявляющих связь магматизма и тектоники [9].

Исследования тектонического строения акватории связаны преимущественно с применением геофизических методов, особенно сейсмических. Для Карского моря следует указать монографию, выпущенную в 1991 г. институтом физики Земли им. О. Ю. Шмидта «Глубинное строение территории СССР» под редакцией В. В. Белоусова, Н. И. Павленкова, Г. Н. Клятковской. В монографии в разделе 3 приводятся краткие данные о строении земной коры по акватории Карского моря по данным зондирования КМПВ и сейсмического профилирования МОГТ. Приведены основные сейсмические скорости (V_T) для метаморфических пород фундамента (верхний карелий-рифей) и осадочных отложений платформенного чехла [15].

Опорными для интерпретации геологического и, соответственно, тектонического строения акватории являются материалы региональных сейсмических профилей 3 AP и 4 AP [108, 109].

Проведенные ОАО «Севморнефтегеофизика» (далее – «СМНГ») в 2004-2007 г.г. довольно большие объемы профильных сейсмических работ МОГТ в восточной части Карского моря позволили существенно уточнить геологическое и тектоническое строение акватории и в пределах листа Т-45-48 [107].

Значительное уточнение геологического строения региона по результатам выполненных геолого-геофизических и аналитических исследований в рамках работ по настоящему объекту (особенно определения и уточнения изотопного возраста горных пород) позволяют переосмыслить и тектоническое строение Северного Таймыра и архипелага Северная Земля.

Границы надпорядковых структур на площади работ в целом соответствует схемам тектонического районирования, принятым в легендах Северо-Карско-Баренцевоморской (2007 г.) и Таймыро-Североземельской (2008 г.) серий листов Госгеолкарты-1000 (третье поколение), за исключением восточной и южной границ Карской плиты. Как показала обработка геофизических материалов, границы современных главных тектонических структур являются унаследованными и классифицируются как региональные тектонические долгоживущие нарушения.

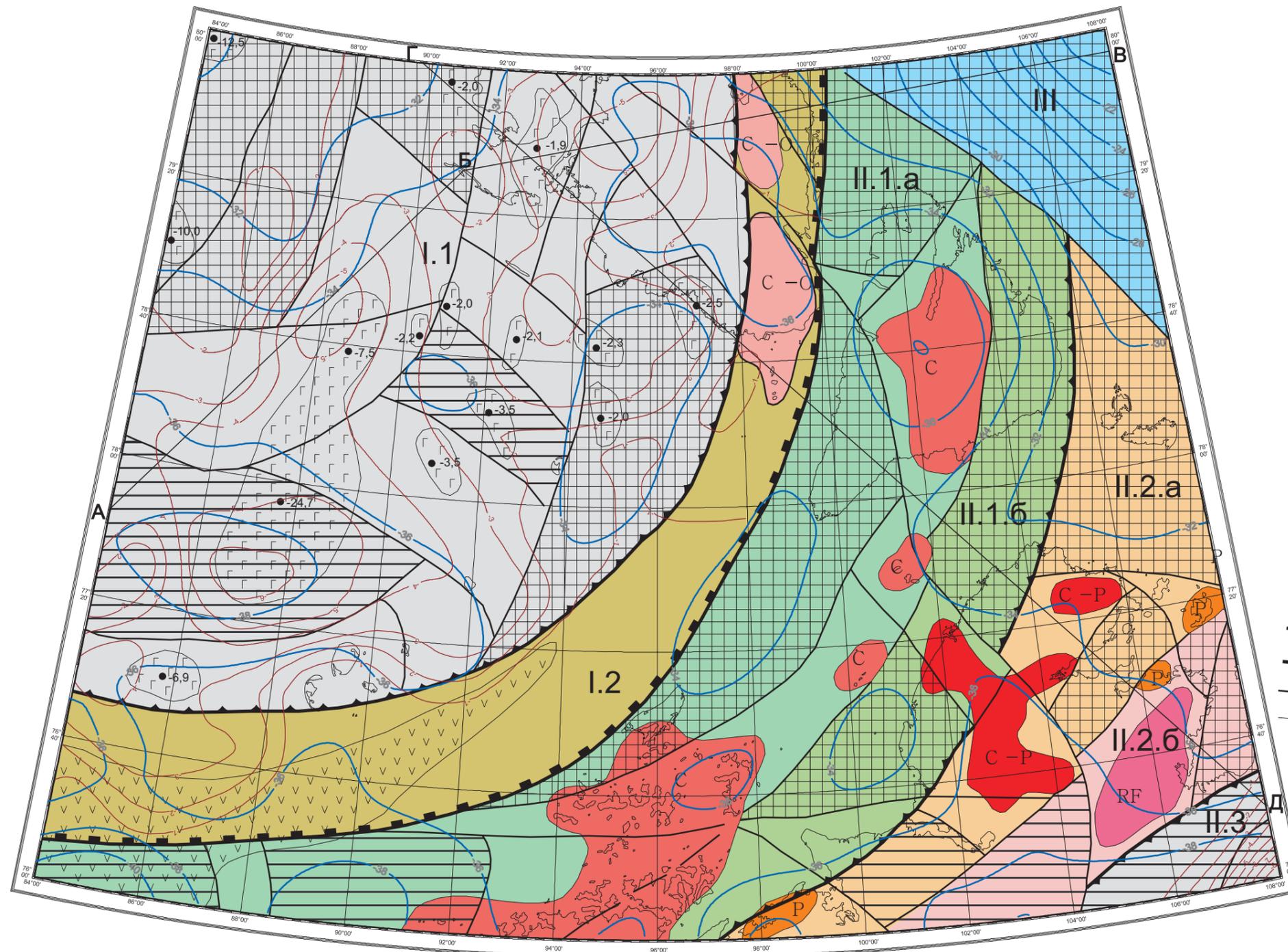
ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Представления о глубинном строении рассматриваемого района приводятся по данным исследований на опорных профилях Государственной сети (3 АР, 4 АР), работ ОАО «СМНГ» (2004-2007 г.г.), опережающей геофизической основы (ГФО) к листу Т-45-48, а также с учетом геологических материалов предыдущих исследователей и собственных материалов ГДП-1000 (2008-2009 г.г.). Необходимо отметить, что сейсмическими работами охвачена только акватория Карского моря в западной части листа Т-45-48.

Анализ перечисленных выше материалов позволил рассчитать мощность земной коры, установить вертикальный модельный разрез литосферы до глубины порядка 40 км и составить схему глубинного строения рассматриваемой площади (рис. 12) с обоснованием тектонического районирования.

Земная кора практически на всей площади является корой континентального типа мощностью от 32 до 40 км, за исключением северо-восточной части (переход к котловине Нансена), где кора имеет мощность от 32 до 22 км и относится к субконтинентальной коре переходного типа. Мощности земной коры, отраженные на схеме глубинного строения (рис. 12) изогипсами поверхности «М», заимствованы из карты мощности земной коры Циркумполярной Арктики [71].

Картина изменения мощности земной коры, полученная с помощью вышеописанной методики, хорошо согласуется с данными о локальных аномалиях гравитационного поля в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2,67 г/см³. В соответствии с данными обработки гравиметрических данных выделены



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Тектоническое районирование и возраст складчатых структур

Кора континентального типа

I. Карская плита

- I.1. Восточно-Карский мегапрогиб. Каледонида-герциниды
- I.2. Североземельский выступ. Каледонида

II. Таймыро-Североземельская складчатая область

- II.1. Северотаймыро-Североземельская складчатая система (а - каледонида; б - байкалида-каледонида)
- II.2. Таймырская складчатая система (а - байкалида; б - байкалида с блоками добайкальской стабилизации)
- II.3. Быррангская складчатая система (герцинида-киммерида)

III. Моноклида континентального склона котловины Нансена СЛО

Кора переходного типа (субконтинентальная)

Границы (по аэрогеофизическим данным)

- Региональных тектонических структур
- Тектонических структур первого порядка
- Тектонических блоков (по гравиметрическим данным)
- Массивов и ареалов магматических тел (по геологическим и аэромагнитным данным)

Прочие обозначения

- а R
- б C-O
- в C
- г C-P
- д P
- а Г Г Г
- б Г ● -1,9
- в V V V
- а [Grid]
- б [Grid]
- Изогипсы поверхности "М"
- А-Б Линии разрезов
- Изопахиты осадочного чехла (сечение через 1 км)
- по данным ОАО "Севморнефтегеофизика"

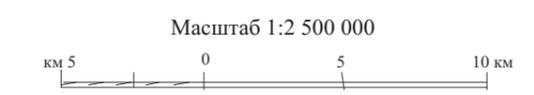


Рис. 12 Схема глубинного строения

относительно поднятые и относительно опущенные блоки. Для опущенных блоков характерны изогипсы поверхности «М» более 36 км, а для поднятых – от 32-34 км и менее. Амплитуды смещения блоков, по данным расчетов, невелики (не более 4 км), что говорит о сравнительно монотонном характере как рельефа глубинных структур, так и мощности коры в целом. Поднятые (древние?) блоки, как правило, разделены нейтральными по смещению блоками, к которым приурочены зоны повышенной проницаемости коры, подчеркнутые выходящими на поверхность разновозрастными гранитоидными интрузиями. Поднятиям фундамента в платформенной части соответствуют отрицательные магнитные и положительные гравиметрические аномалии. В пределах Карской плиты опущенным блокам отвечают повышенные мощности платформенного чехла. Характерной особенностью поднятых блоков в центральной части листа является их клинообразная форма с расширением в сторону суши и веерообразное расположение от субмеридионального у южного побережья о. Октябрьской Революции до субширотного у западного побережья п-ова Челюскин. Такая конфигурация позволяет предположить наличие на периферии Карской плиты структур, характерных для Таймыро-Североземельской складчатой области. С другой стороны, секториальная форма блоков может просто подчеркивать округлую форму Карской плиты с прогнутой центральной частью.

Характеризуя в целом разломно-блоковое строение территории по характеру аномального магнитного и гравитационного полей, можно констатировать наличие тектонических структур северо-восточного и северо-западного направлений. Северо-восточное направление является более выраженным, поскольку с ним совпадает ориентировка зон градиентов основных аномалий площади. Северо-западное направление является подчиненным и более молодым, отвечая, по всей вероятности, времени заложения структур СЛЮ. Разломы в наиболее молодых комплексах платформенного чехла, трассируемые на схемах горизонтальных градиентов магнитных и гравитационных аномалий, имеют преимущественно субмеридианальные и субширотные простирания.

Прослеженное по геофизическим данным через п-ов Челюскин, юго-запад о. Большевик и о. Октябрьской Революции волнисто-изогнутое нарушение север-северо-западного направления, видимо, является комбинацией молодых нарушений субмеридионального и северо-западного простирания. Трактовка данного нарушения как сдвига является условной.

По данным сейсмических исследований акватории Карского моря, моделирования по расчетам аномальных составляющих гравитационного и магнитного полей, а также с учетом наиболее устойчивых характеристик по региональным обобщениям, в **вертикальном разрезе** можно выделить 11 слоев, параметры которых приведены на рис. 13. Выше верхней мантии (слой 1) в разрезе континентальной коры снизу вверх выделяются следующие слои:

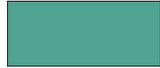
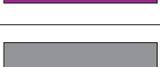
| №№ слоев | Обозначение на разрезе | Предположительная геологическая привязка | Магнитная восприимч. (10^{-5} СИ) | Плотность (г/см^3) | Скорость сейсмоволн (км/сек) |
|-------------------------------|---|--|--------------------------------------|-------------------------------|------------------------------|
| 11 |  | Мезозой-Кайнозой | 50 | 2.1 | 3.3 |
| 10 |  | Верхний девон-пермь(?) | 100 | 2.2 | 3.6 |
| 9 |  | Нижний-средний девон(?) | 100 | 2.3 | 4.0 |
| 8 |  | Ордовик-силур(?) | 200 | 2.5 | 4.8 |
| 7 |  | Венд-кембрий(?) | 400 | 2.6 | 5.2 |
| 6 |  | Рифей-венд (?) | 600 | 2.7 | 5.5 |
| 5 |  | Рифей(?) | 700 | 2.7 | 5.6 |
| 4 |  | Гранито-гнейсы | 1 000 | 2.8 | 6.2 |
| 3 |  | Основные породы (базальтовый слой) | 4 000 | 3.0 | 6.8 |
| 2 |  | Коро-мантийная смесь | 1 000 | 3.1 | 7.2 |
| 1 |  | Верхняя мантия | 0 | 3.3 | 8.0 |
| |  | гранитоидные интрузии | 1000 | 2.7 | 6.2 |
| интрузии основного(?) состава |  | Магнитные тела верхней коры | 7 000 | 2.7 | 5.4 |
| |  | Магнитные тела нижней коры | 10 000 | 2.8 | 6.5 |

Рис. 13 Параметры моделирования

2. «Коро-мантийная смесь» – промежуточный слой, выделенный по данным работ на опорных профилях ГСЗ в Баренцево-Карском регионе. Слой имеет габбро-гипербазитовый состав под океанами, серпентинит-гипербазитовый – под древними платформами или гранулит-эклогитовый – под геосинклинальными поясами [15]. Граница «М» проходит внутри слоя и в нем же происходит резкий скачок скоростей продольных сейсмических волн от 6,7-7,6 до 7,9-8,2 км/сек.

3. «Базальтовый слой» – магнитоактивный слой с высокой магнитной восприимчивостью, отвечающий основным породам, хотя под геосинклинальными поясами, фрагментом какого является Таймыро-Североземельская складчатая область, он может иметь и гранулит-базитовый состав (преимущественно плагиогнейсы с гранатом и пироксеном и практическим отсутствием слюд).

Слои 2-3 объединяются в состав «нижней коры». На отдельных участках выше базальтового слоя предполагается наличие «магнитных тел нижней коры», имеющих аномально высокие значения магнитной восприимчивости, отвечающей породам основного-ультраосновного состава. В пределах описываемой площади такие образования выделены на участке, охватывающем прогибы Уединения и Воронина.

4. «Гранито-гнейсы» – слой, являющийся неотъемлемой частью коры континентального типа. Объединяет гранитоиды, гнейсы и другие относительно слабомагнитные метаморфические образования, входящие на платформенной части в состав погребенного архейско-раннепротерозойского(?) *кристаллического фундамента*. На площади Таймыро-Североземельской складчатой области слой может занимать близповерхностное положение.

5. Слой, отвечающий, предположительно, зеленокаменным рифейским вулканогенно-осадочным, карбонатным и кварцитовым дислоцированным толщам с реликтами раннепротерозойских образований амфиболитовой стадии метаморфизма.

6. Условно выделенный слой, отвечающий зеленокаменным рифей-вендским полигенным образованиям в пределах складчатой области.

7. Венд – кембрийские дислоцированные терригенные отложения, метаморфизованные в зеленосланцевой фации.

В целом слои 2-7 можно объединить в консолидированную кору, а слои 4-7 – в «верхнюю кору». Слои 5-7 в платформенной части образуют *складчатый фундамент*, разбитый доордовикскими нарушениями и содержащий магнитные тела основного состава (магнитные тела нижней и верхней коры), а также гранитоиды кембрий-ордовикского возраста.

В геосинклинально-складчатых зонах, где консолидированная кора сложена первично-осадочными складчато-метаморфическими породами, интродуцированными различными магматическими телами, возрастная характеристика разреза

неоднозначна, поскольку сейсмические и плотностные границы отражают положение в разрезе разновозрастных складчатых комплексов.

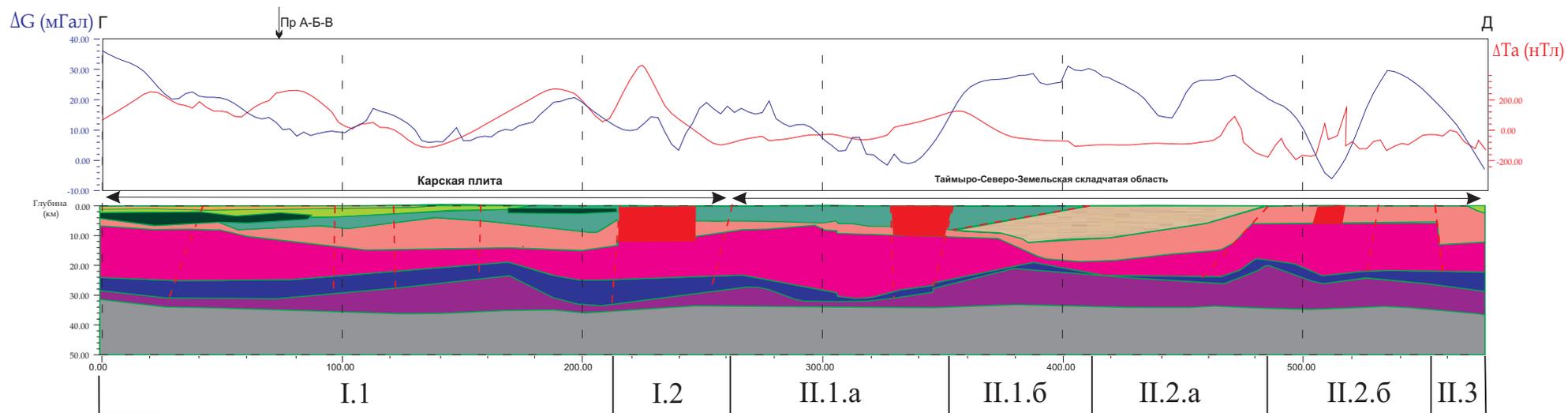
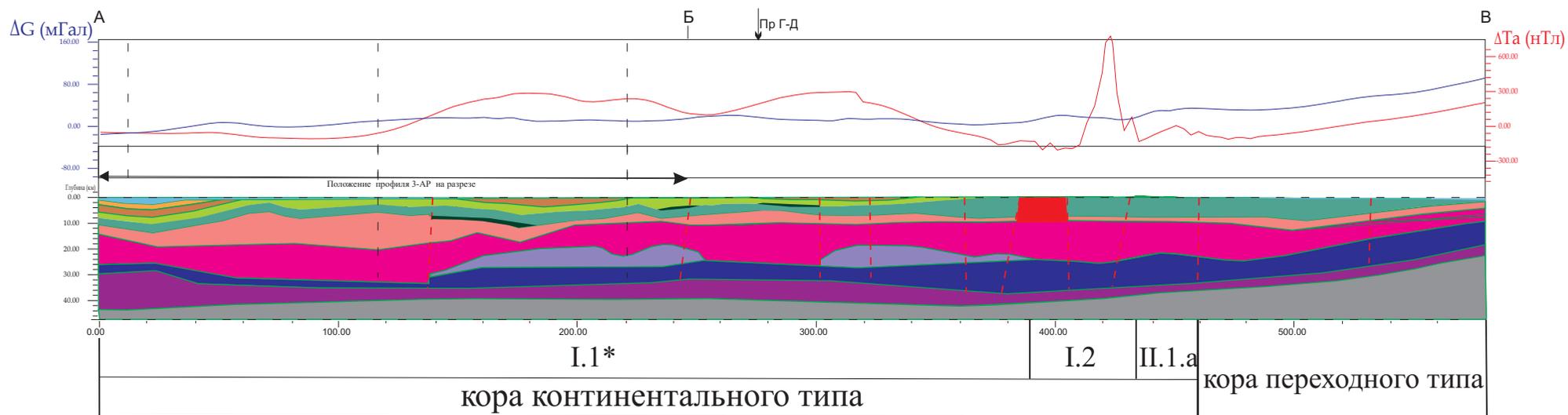
8-11. Слои отвечают слабодислоцированному осадочному чехлу палеозойско-кайнозойского возраста. Расчленение чехла произведено, в основном, по данным сейсмических работ ОАО «СМНГ» в пределах исследованной части акватории Карского моря и по геологическим данным на площади архипелага Северная Земля.

Условный знак гранитоидных интрузий введен для обозначения тел, непосредственно выходящих на дневную поверхность.

На отдельных участках как в платформенном чехле, так и среди образований складчатой области возможно присутствие высокомагнитных близповерхностных тел с магнитной восприимчивостью до $100\,000 \times 10^{-3}$ ед. СИ, отвечающей основным – ультраосновным породам или железным рудам.

Строение земной коры в соответствии с предлагаемой моделью иллюстрируется **глубинными геолого-геофизическими** разрезами (рис. 14), совмещенными с кривыми значений ΔG и ΔT_a . Разрез по линии А-Б-В составлен по данным профиля 3 АР в соответствии с его интерпретацией авторами [108] и затем экстраполирован через о.о. Пионер и Октябрьской Революции в субширотном направлении до континентального склона СЛЮ. Разрез по линии Г-Д, составленный по аэрогеофизическим данным, с северо-запада на юго-восток пересекает все структуры, выделенные в пределах листа Т-45-48 на площади Карской плиты и Таймыро-Североземельской складчатой области. Строение южной части разреза Г-Д, где на поверхность выходят наиболее древние образования, скорректировано в соответствии с геологическими данными.

На кровле верхней мантии повсеместно залегают коро-мантийный слой и над ним – базальтовый (гранулит-базитовый) слой. В средней части профиля А-Б-В между базальтовым и гранито-гнейсовым слоями гипотетически выделены мощные магнитные тела нижней коры. На профиле Г-Д над базальтовым слоем на всем протяжении располагается только гранито-гнейсовый слой, но зато в составе складчатого фундамента выделены магнитоактивные тела, кромки которых вычислены по аэромагнитным данным. Рифейский слой выделен повсеместно, но мощность его резко повышена в южных частях профилей, особенно по профилю Г-Д, где он фиксируется на дневной поверхности. Условно выделенный слой «рифей-венд» занимает промежуточное положение между рифейским и кембрийским слоями в южной части профиля Г-Д, не прослеживаясь к северу. Соотношение мощностей перечисленных слоев сильно различается по простиранию разреза Г-Д и является индивидуальным для разновозрастных складчатых образований и разноглубинных блоков платформенной части. По разрезу А-Б-В мощности слоев коры более выдержаны, что связано, видимо, с преимущественным расположением профиля на площади Карской плиты. В восточной части профиля



Горизонтальный масштаб 1:2 500 000

* - Индексы тектонических структур приводятся в соответствии со схемой глубинного строения (рис. 12.); цвета соответствуют рис. 13.

Рис. 14. Глубинные геолого-геофизические разрезы

А-Б-В наблюдается сокращение мощности земной коры до 20-30 км, но гранито-гнейсовый слой сохраняется, хоть и в редуцированном виде, что позволяет определить тип земной коры как переходный субконтинентальный.

Особенности строения чехла Карской плиты слабо отражены на геолого-геофизических разрезах в связи с малыми плотностью и магнитностью слагающих их пород. На площади Таймыро-Североземельской складчатой области впадины, выполненные мезозойскими и, особенно, палеозойскими отложениями (на глубинных разрезах не отражены), четко фиксируются локальными понижениями значений гравитационного поля.

В целом модельные глубинные разрезы вполне удовлетворительно сопоставляются с имеющимися геологическими данными.

Тектоническое районирование, выполненное по характеру гравитационного и магнитного полей, позволило уточнить глубинные границы главных тектонических структур, а сами границы классифицировать как региональные тектонические нарушения.

Граница сочленения Карской плиты и Таймыро-Североземельской складчатой области на всем ее протяжении в пределах листа Т-45-48 уверенно трассируется зоной тектонических нарушений, выявленных по аэромагнитным, гравитационным и сейсмическим данным. Восточная граница плиты проходит вдоль восточного побережья о. Октябрьской Революции практически в меридиональном направлении, затем поворачивает на юго-запад к северо-западному побережью о. Русский и далее, к западной рамке листа Т-45-48, принимает широтное направление. Положение юго-западной границы, по данным обработки аэрогеофизических данных, смещено к северу относительно границы, предлагаемой по данным сейсмических исследований ОАО «Севморнефтегеофизика». Указанное несоответствие объясняется наличием близ границы сложной системы грабенов и горстов, включенных сейсмиками в площадь плиты. Поскольку глубинное строение точнее характеризуется данными грави- и магнитометрических работ, то на схеме глубинного строения граница Карской плиты проведена по их совокупности.

В аномальном магнитном и гравитационном полях гетерогенная **Карская плита** имеет вид овальной структуры с прогнутой центральной частью и приподнятыми бортовыми зонами [15]. Фрагмент Карской плиты площадью 131 тыс. км² охватывает весь северо-запад площади листа Т-45-48. К настоящему времени плита хорошо изучена сейсмическими работами. На площади листа Т-45-48 располагаются концы профилей 3-АР и 4-АР, а также 10 взаимно увязанных ортогональных профилей МОГТ, выполненных ОАО «СМНГ».

В составе плиты по характеру геофизических аномалий выделяется *Восточно-Карский мегатпрогиб*, окаймленный с юга и востока линейными аномалиями Североземельского выступа. Площадь прогиба осложнена структурами субширотного и север-северо-восточного простирания. Наиболее контрастной отрицатель-

ной структурой является прогиб Уединения, который в гравитационном поле выражается аномалией величиной до -30 мГал. Характерной особенностью прогиба является приуроченность к нему крупной интенсивной (до 500 нТл) магнитной аномалии субмеридионального простирания. Верхняя расчетная кромка аномалии на участке наибольшего погружения располагается на глубине более 20 км. К северу и югу верхние кромки магнитных аномалий находятся на глубине около 7 км, что на данном участке приблизительно отвечает границе рифея и нижнего палеозоя

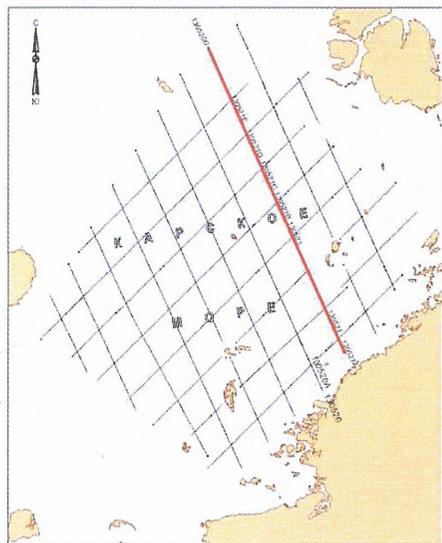
В складчатом фундаменте Карской плиты на описываемой площади преобладают эпикаледонские структуры, осложненные герцинскими и, возможно, киммерийскими движениями. Возможно также наличие переработанных блоков более древнего возраста. На участке акватории от побережья островов Пионер и Октябрьской Революции до о. Воронина фиксируется группа мелких магнитоактивных тел на глубинах от 2 до 3,5 км. На крайнем северо-западе возможно присутствие каледонско-герцинских складчатых структур, связанных с периферической восточной частью Пайхой-Новоземельского звена Монголо-Охотского пояса. К запад-северо-западу от указанного участка на площади сопредельного листа U-41-44 предполагается наличие крупного тела основных пород с глубинами верхних кромок от 9 до 12 км. Периферия указанной интрузии фиксируется у северо-западной рамки нашей площади двумя мелкими магнитными аномалиями.

Североземельский выступ, представляющий собой каледонское складчатое обрамление Карской плиты, отчетливо выделяется по аэрогеофизическим данным. В гравитационном поле данная структура отражается пониженными значениями, очевидно, связанными с наличием разуплотнений в зонах многочисленных разломов. В магнитном поле замыкание плиты уверенно картируется ярко выраженной узкой и протяженной зоной близповерхностных магнитных аномалий. В пределах о. Октябрьской Революции выступ характеризуется наличием высокоинтенсивных (более 3200 нТл) аномалий, связанных с магмопроницаемой Североземельской зоной разломов, к которой приурочено магнетит-гематитовое оруденение. Характерной особенностью южной, субширотной части выступа является наличие отрицательных магнитных аномалий, что свидетельствует о внедрении магнитоактивных пород в условиях инверсии магнитного поля Земли. Ряд косвенных геологических данных позволяет предположить, что данное событие отвечает времени формирования таймырских траппов.

В качестве иллюстрации строения Прогиба Уединения и смежной с ним части Североземельского выступа на рис. 15 приводится волновая картина по сейсмопрофилю 130520 ОАО «СМНГ».

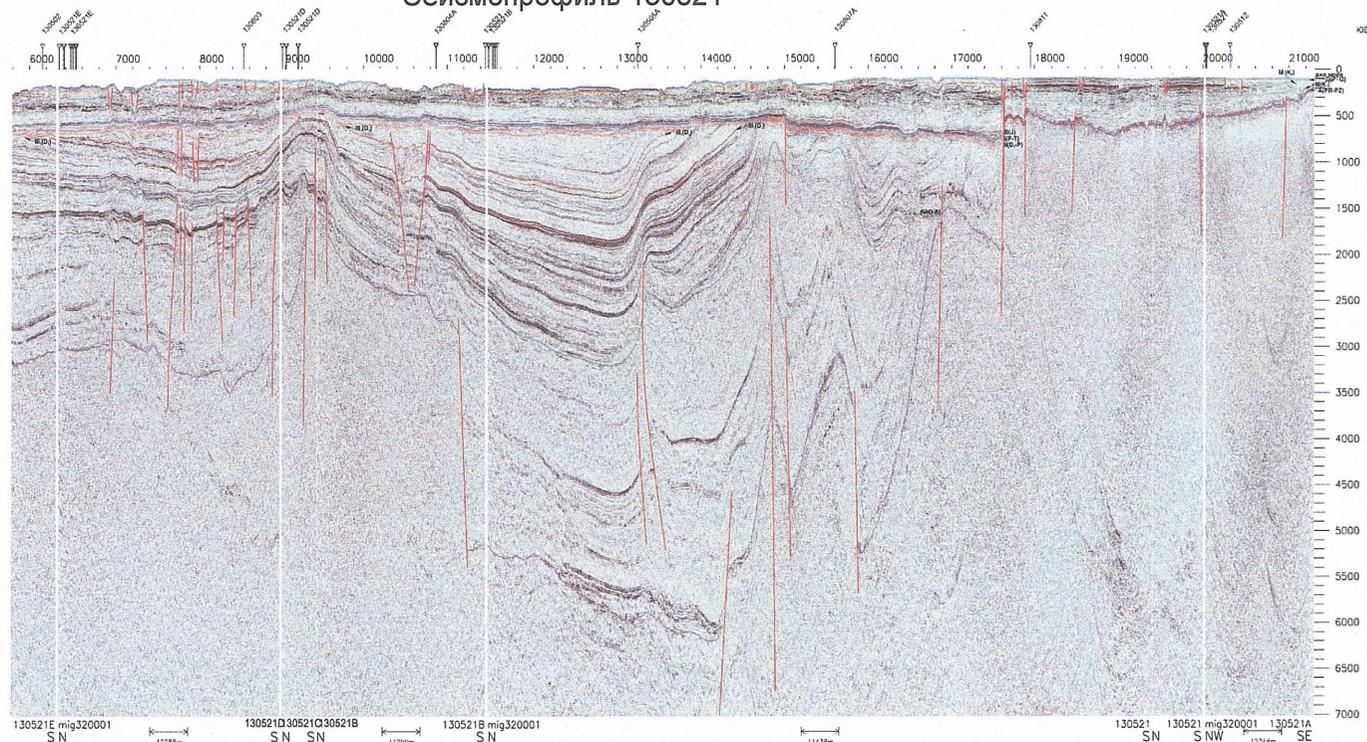
Юго-восточная часть листа T-45-48 располагается в пределах ***Таймыро-Североземельской (ТСЗ) складчатой области***, где не проводилось сейсмиче-

Положение сейсмопрофиля 130521



г. Мурманск
2009 г.

Сейсмопрофиль 130521



Прогиб Красноармейский Мегавал Наливкина Прогиб Уединения Северо-земельский выступ Таймыро-Североземельская складчатая зона

Рис.15 Фрагмент сейсмического профиля 130521 (ОАО СМНГ)

ских исследований и особенности глубинного строения приводятся по данным аэрогеофизических исследований и геологических построений.

Дугообразное тектоническое нарушение, уверенно выделяемое в западной части п-ова Челюскин по характеру магнитного и гравитационного полей, разделяет ТСЗ на две части – западную (Северотаймыро-Североземельская система) и восточную (Таймырская система).

Северотаймыро-Североземельская байкальско-каледонская система, охватывающая о. Большевик, прол. Вилькицкого, запад п-ова Челюскин, арх Норденшельда, характеризуется сильно дифференцированным (от -500 до +1000 нТл) магнитным полем и чередованием субпараллельных дугообразных полос положительных и отрицательных гравитационных аномалий. По совокупности особенностей гравитационного и магнитного полей Северотаймыро-Североземельская система разделяется еще на две зоны. Зона, охватывающая центральную и западную часть о. Большевик и простирающаяся далее к северной части архипелага Норденшельда, отличается спокойным отрицательным магнитным полем и невысокими положительными значениями гравитационного поля. Зона, охватывающая восточную часть о. Большевик, западную часть п-ова Челюскин и южную часть арх. Норденшельда, характеризуется повышенными значениями гравитационного поля и дифференцированным магнитным полем. Указанные различия можно объяснить распространением в восточной части Северотаймыро-Североземельской системы складчатых байкальских структур с их постепенным выклиниванием (погружением?) к западу.

Таймырская система байкалид, в которую входят острова Старокадомского и Малый Таймыр, центральная и восточная части п-ова Челюскин, и далее юг-юго-запад п-ова Таймыр, отличается преимущественно отрицательным дифференцированным магнитным полем. Гравитационное поле имеет резко повышенные положительные значения на северо-востоке (вдоль восточного побережья п-ова Челюскин) при пониженных значениях на юго-западе, где присутствуют наложенные впадины, выполненные мезозойскими отложениями. Характерной особенностью магнитного поля Таймырской системы является обилие узких близповерхностных субпараллельных зигзагообразных в плане магнитных аномалий, отвечающих метаморфическим дислоцированным толщам, насыщенным доскладчатыми и соскладчатыми магматическими телами основного состава. Глубинными разломами система отчетливо разделяется на зоны, сформированные: а) преимущественно байкалидами (от северо-востока п-ова Челюскин до устья р. Нижняя Таймыра и далее к юг-юго-западу) и б) – байкалидами с блоками добайкальских структур (от побережья зал. Фаддея и далее к юго-западу). Обе зоны имеют характерные геолого-геофизические особенности.

Небольшой фрагмент периферической части *Быррангской герцинско-кimmerийской складчатой системы* характеризуется отрицательной гравиметрической аномалией при одновременном снижении значений ΔT_a .

Северо-восточный угол изучаемой площади, где глубины моря меняются от 200 до 1800 м, находится в непосредственной близости к *моноклизе континентального склона*. Для данного участка характерна положительная гравитационная аномалия в редукции Буге, достигающая на крайнем северо-востоке 110-120 мГал. Магнитное поле в северо-восточном направлении меняется от -100 до +200 нТл, что объясняется начинающимся влиянием океанической коры.

Обобщение приведенных выше материалов показывает, что тектоническое районирование региона является объективным и определяется особенностями строения и состава земной коры.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Площадь листа Т-45-48 располагается в пределах трех надпорядковых структур: Карской плиты, Таймыро-Североземельской складчатой области и моноклизы (флексуры) континентального склона котловины Нансена – структуры Евро-Азиатского бассейна Северного Ледовитого океана. Крупные тектонические структуры, в свою очередь, состоят из структур первого и второго порядков, расположение которых показано на тектонической схеме. Надпорядковые структуры характеризуются различными вертикальными составляющими тектонического разреза (структурные этажи и ярусы), отвечающими геодинамическим условиям их формирования. Ниже приводится описание тектонических подразделений. Номера и буквенные индексы тектонических структур соответствуют обозначениям на тектонической схеме. Структурные ярусы выделены на тектонической схеме цветом, отвечающим наиболее молодым образованиям, слагающим ярус.

Карская плита (I)

Карская плита на площади листа Т-45-48 занимает восточную часть Карского моря, включая в себя о.о. Пионер, Октябрьской Революции, Комсомолец архипелага Северная Земля. Восточная граница плиты по данным геофизики (аэромагнитка, гравика, глубинная сейсмика) проводится по восточному борту о. Октябрьской Революции и затем разворачивается в юго-западном направлении, проходя к северо-западу от о. Русский и далее к 90° в.д. (к южной рамке листа Т-45-48). Северо-западная граница плиты проходит за пределами района работ и проводится по восточному борту желоба Святой Анны (по западному борту поднятия Визе-Ушакова).

В тектоническом строении Карской плиты выделяются два структурных этажа: нижний – кристаллический и складчатый фундамент, верхний – платформенный чехол. Формирование нижнего структурного этажа происходило в течение длительного отрезка времени, начиная с позднего лопия (2800 млн. лет) до позднего кембрия включительно. Для кристаллического фундамента на основании анализа изотопного возраста детритовых цирконов из отложений кембрия, нижнего ордовика и нижнего девона о. Октябрьской Революции (определение возраста образований области сноса) с долей условности можно выделить основные циклы тектоно-магматической активизации от позднего архея до раннего кембрия включительно. Наиболее отчетливо это выявилось по результатам двух проб (G-99/004, G-99/016), отобраным из нижнедевонских отложений (русановская свита) с р. Ушакова, в которых «древние» (докембрийские) цирконы составляют 90-100%. На основании возраста цирконов выделяются следующие основные циклы (эпохи складчатости), связанные с внедрением гранитов: беломорская (2540-2658 млн.лет), позднекарельская (1670-1830 млн.лет), лаксфордская (1500-1576 млн.лет), готская (1265-1315 млн.лет), дальсландская (908-975 млн. лет) и байкальская (716-873млн. лет) [64].

Для складчатого фундамента Карской плиты (ранний венд – поздний кембрий) на основании возраста детритовых цирконов, отобранных из средневерхнекембрийских отложений юго-восточной части о. Октябрьской Революции (пробы G-99/040, HL-02/25, HL-02/24), можно предполагать проявление поздней фазы байкальской эпохи складчатости, которая проявилась активно и разделяется на две подфазы: поздневендскую (553-568 млн.лет) и поздневендскую-раннекембрийскую (532-541 и 510-519 млн.лет). Окончательное формирование складчатого фундамента Карской плиты происходило уже в ранние фазы проявления каледонской складчатости. Следует отметить, что на островах архипелага Северная Земля и северном Таймыре (включая полуостров Челюскин) в современном эрозионном срезе выходов вендских – раннекембрийских гранитоидных интрузий (источников поступления цирконов) не установлено, хотя в пробе HL-02/24 из среднего кембрия количество вендских цирконов достигает 55% от общего объема [64].

В платформенном чехле Карской плиты выделяются ордовикско-силурийский, девонский, позднекаменноугольный-раннепермский, позднетриасовый-раннеюрский, позднеюрский, раннемеловой, позднемеловой-раннепалеогеновый, позднепалеогеновый-четвертичный структурные ярусы. Последние три яруса относятся к плитному чехлу. Наличие трех нижних ярусов на островах Октябрьской Революции, Пионер подтверждается стратиграфическими несогласиями (перерывами в осадконакоплении) и, реже, угловыми несогласиями. На островах архипелага Северная Земля плитный чехол отсутствует (за ис-

ключением четвертичных отложений), так как уничтожен в процессе позднепалеогеновой-неогеновой эрозии.

Структурами I порядка в пределах Карской плиты являются Восточно-Карский мегапрогиб и Северо-Земельский выступ.

Восточно-Карский мегапрогиб (I.1)

Восточно-Карский мегапрогиб впервые был выделен в 2004 г. на схеме тектонического районирования Баренцево-Карского региона О. И. Сапруненко, Е. А. Кораго и К. Г. Вискуновой. Этими же авторами западная часть о. Октябрьской Революции, о.о. Пионер, Комсомолец, архипелаг Седова относились к Северо-Сибирскому порогу, а центральная и восточная части о. Октябрьской Революции – к Таймырско-Североземельской складчатой системе. По результатам проведения сейсмических работ ОАО «СМНГ», выполненных в 2004-2007 г.г., было значительно уточнено геологическое и тектоническое строение акваториальной части Карской плиты, материалы которого и взяты за основу при описании частных структур [107].

Восточно-Карский мегапрогиб включают в себя ряд структур II-III порядков. К положительным структурам относятся поднятие Визе, ступень Пионерская, мегавал Наливкина, Широтный вал. К числу отрицательных структур отнесены прогибы Воронина, Предсевероземельский, Уединения, Западно-Североземельский.

Поднятие Визе (I.1.1)

Поднятие прослежено фрагментарно только в самой северо-западной части площади работ. Поднятие ориентировано с юго-запада на северо-восток и прослежено от о. Визе в сторону центральной части желоба Воронина (к северу от границы листа Т-45-48) на расстоянии 180-190 км. На площади работ установлено только юго-восточное окончание поднятия шириной 10 км в переходной зоне к прогибу Воронина.

Ступень Пионерская (I.1.3)

Ступень выделяется условно в северо-западной части листа Т-45-48 (к востоку от желоба Воронина). Сейсмические профили в пределах ступени отсутствуют, но скорее всего она является северным продолжением поднятия Лазаревское (восточной части вала Наливкина). В северной части поднятия Лазаревское (профиль 130522А, интервал 100-1000) кровля рифейских отложений установлена на глубинах 4,0-4,5 км, а подошва нижнесилурийских пород залегает на глубинах 1,0-2,5 км, постепенно понижаясь к северу в сторону прогиба Воронина.

Мощность вышележащих девонских отложений колеблется от 1,7 км до 500-600 м, постепенно уменьшаясь в юго-восточном направлении.

По геофизическим данным для ступени Пионерская характерна четко выраженная положительная аномалия гравитационного поля (от 20 до 30 мГал), совпадающая с резко отрицательной аномалией магнитного поля. Такое взаимоотношение геофизических полей на площади работ характерно для выходов метаморфических пород верхнего протерозоя – нижнего рифея Фаддеевского выступа на юго-востоке полуострова Челюскин. Исходя из этого, можно предполагать, что *ступень Пионерская* сформирована выступом метаморфических пород фундамента, подходящих близко к поверхности дна и перекрытых маломощными отложениями плитного чехла.

Мегавал Наливкина (I.1.4)

Мегавал впервые выделен в 2004-2007 г.г. по работам ОАО «СМНГ» в северо-западной части площади и прослеживается практически в меридиональном направлении на расстоянии 190 км при ширине 60 км. Наиболее детально строение мегавала изучено по южному его замыканию по сейсмическому профилю 130521 (интервал 8600-10000), где его ширина составляет 45 км. Вал имеет четко выраженную антиклинальную структуру, в центральной части которой кровля рифейских отложений установлена на глубине 2700-2800 м. Ниже этого уровня (отражающий горизонт F₁) волновая запись на сейсмограмме на участке поднятия отсутствует. Отмечается резкое уменьшение мощностей нижней части платформенного чехла и складчатого фундамента к центральной части поднятия. Мощность кембрийских отложений сокращается до 800 м, ордовикских-силурийских – до 950 м, девонских – до 500 м, причем верхняя часть разреза девона (D₃) в центре поднятия срезана отложениями плитного чехла с четко выраженным угловым несогласием. Мощность плитного чехла (позднеюрского – мелового) составляет 350-400 м. Следует отметить, что предполагаемое угловое несогласие отмечается и на границе кембрия и ордовика. Кровля ордовикско – силурийских отложений имеет ровный «куполовидный» характер, а в кровле кембрийских отложений в центральной части вала (протяженностью около 20 км) отмечается серия мелких складок с размахом крыльев 2-3 км.

В северо-восточной части вала Наливкина установлен выход на поверхность дна рифейских образований фундамента (10×15 км), которые прослежены по сейсмопрофилю 130802А, интервал 2300-2400. Мощность плитного чехла на этом участке минимальна и составляет первые десятки метров. С восточной стороны граница мегавала Наливкина и Предсевероземельского прогиба проходит по разлому Воронина со значительной амплитудой смещения (первые километры).

Широтный вал (I.1.6)

Вал разделяет прогибы Предсевероземельский – Уединения и выделен по работам ОАО «СМНГ» в 2004-2007 г.г. с названием вал «Краснофлотский». По мнению авторов листа, предложенное название неудачно, так как сами острова Краснофлотские являются выходами ордовикских гранитов в пределах Североземельского выступа. В связи с вышеуказанным нами принято название «Широтный вал», как это было сделано при описании структур по профилю 3 AP. Вал имеет субширотное простирание и прослежен по трем сейсмическим профилям (130505, 130522, 130524) на протяжении около 130 км при ширине 30-38 км. В западной части поднятия (профиль 130522, интервал 6800-8400) кровля рифейских пород установлена на глубинах 4,6-5,0 км при изменении мощности отложений от 1400 м до 2500 м в юго-восточном направлении в сторону поднятия Исаченко. Отмечается уменьшение мощности платформенного чехла (нижний ордовик-верхний девон) до 2900-3000 м и увеличение мощности плитного чехла (верхняя юра-мел) до 400-500 м. С севера и юга вал ограничен нарушениями докембрийского заложения с амплитудами смещения от 0,5 до 1,5 км.

Более сложная тектоническая обстановка прослежена по сейсмопрофилю 130524 в восточной части Широтного вала. В интервале 1400-3000 на профиле на глубине 4,5 км прослеживается выступ кристаллического фундамента (возможно, дорифейского). Подошва платформенного чехла (нижний ордовик) установлена на глубине 3,6-3,7 км. Лежащие ниже кембрийские отложения мощностью 1100 м образуют пологоволнистую складку облекания выступа фундамента.

Прогиб Воронина (I.1.2)

Прогиб выделяется в северо-западной части листа Т-45-48 и разделяет поднятие Визе, мегавал Наливкина и ступень Пионерскую. Следует иметь в виду, что прогиб Воронина – это глубинная структура, не совпадающая с современным желобом Воронина. По данным ОАО «СМНГ» (профиль 130822, интервал 8400-10000) прогиб имеет овальную форму (45×80 км) и вытянут в субширотном направлении. Серией субширотных нарушений доюрского заложения прогиб разбит на 3 ступени. Юго-восточная ступень шириной 25-27 км, прилегающая к северному склону мегавала Наливкина, характеризуется относительно спокойным строением, в котором отложения платформенного чехла смяты в пологоволнистые складки. Центральная ступень представляет собой горст с относительными поднятиями по нарушениям на 1,8-2,7 км. Северо-западная ступень шириной всего около 8,0 км снова опущена со смещением относительно центрального на 1,8-2,0 км. Для центрального и северо-западного блока характерны узкие изоклинальные (приразломные) складки. Маркирующим горизонтом на этом участке является подошва силурийских отложений (отражающий горизонт IV). Отмеча-

ется сокращение мощности плитного чехла до 300-350 м, причем за счет выклинивания его верхней (меловой) части в сторону поднятия Визе.

Предсевероземельский прогиб (I.1.5)

Прогиб в пределах листа Т-45-48 занимает северную часть Карского моря и ограничен с запада мегавалом Наливкина, с юга – Широтным валом, а с северо-востока – островами архипелага Северная Земля, в частности Самойловичско-Седовским валом. Прогиб прослеживается с юго-юго-востока на север-северо-запад на расстоянии 180-190 км при ширине 70-90 км. По данным интерпретации сейсмических материалов профиля 3 АР, прогиб имеет простое строение с погружением кристаллического фундамента (кровля нижнего протерозоя со скоростями V_r – 5,9-6,2 км/с) в осевой части прогиба до глубины 12,5 км. Кровля рифейских отложений (отражающий горизонт F_1) в центре прогиба установлена на глубине 10,0 км, постепенно повышаясь в юго-западном направлении к мегавалу Наливкина до 2,5 км. В северо-восточном направлении в сторону островов архипелага Седова кровля рифейских отложений установлена на глубине 6,5 км.

Подошва платформенного чехла (нижний ордовик) в центре прогиба прослежена на глубине 6,0 км, повышаясь к краям прогиба: в сторону мегавала Наливкина – до 3,0 км, а к островам архипелага Седова – до 1,8 км. Мощность платформенного чехла (нижний ордовик-верхний девон) в центре прогиба составляет около 5,5 км, постепенно сокращаясь к краевым частям до 2,5-3,0 км.

По принятой при интерпретации сейсмических материалов ФГУП «Севморгео» сейсмостратиграфической схеме, на акватории Карского моря выделяются два структурных яруса: нижний, который включает в себя согласно залегающие отложения от рифея до среднего девона и верхний – от верхнего девона до триаса включительно. Юрские и меловые осадки включаются в плитный чехол [107]. Предложенное ярусное членение резко противоречит геологическим данным, полученным при ГГС-200 на островах архипелага Северная Земля.

По результатам интерпретации материалов профиля 3-АР Предсевероземельский прогиб с юго-запада (граница с мегавалом Наливкина) и северо-востока (граница с Самойловичско-Седовским валом) ограничен нарушениями додевонского заложения с минимальными амплитудами смещения. Центральная, наиболее погруженная часть прогиба, ограничена нарушениями доордовикского заложения.

По юго-западному замыканию Предсевероземельского прогиба, расположенному между мегавалом Наливкина и Широтным валом, по сейсмическому профилю 130522 (ОАО «СМНГ», интервал 5200-6800) отмечается спокойное залегание отложений платформенного чехла и только в северо-западной части, при приближении к мегавалу Наливкина, зафиксированы пологие куполообразные складки с размахом крыльев 10-12 км. Подошва платформенного чехла (нижний

ордовик) установлена на глубинах 5,0-6,0 км, постепенно повышаясь в северо-западном направлении в сторону мегавала Наливкина. К юго-восточной части прогиба приурочена впадина глубиной до 5-6 км, выполненная рифей-вендскими отложениями (образованиями), для которых волновая картина практически отсутствует. Четко прослеживается только кровля кристаллического фундамента (нижний протерозой, отражающий горизонт F₁). На профиле 130522 в интервале 5000-9000 (с северо-запада на юго-восток) хорошо видно, как изменяется мощность рифей-вендских отложений: 5-6 км во впадине Предсевероземельского прогиба; 1,3 км на Северо-Кировском поднятии; 3,3-6,0 км на юго-востоке в краевой части поднятия Исаченко. Все это указывает на то, что в предрифейское время в результате проявления позднекарельской складчатости в пределах Карской плиты была сформирована горная страна с перепадами высот от 3,5 до 6,0 км.

Прогиб Уединения (I.1.7)

Прогиб расположен к запад-северо-западу от островов Сергея Кирова и впервые выделен в 1987 г. по работам МАГЭ «ЛГО Севморгеология» [105]. В пределах листа Т-45-48 прогиб прослежен в широтном направлении от западной рамки до о. Воронина на восток на протяжении 225 км при максимальной ширине 105 км. С севера прогиб Уединения ограничен мегавалом Наливкина и Северо-Кировским глубинным поднятием, а с востока и юго-востока – границей Североземельского выступа. Наиболее детально прогиб Уединения изучен сейсмическими профилями ОАО «СМНГ» (профили 130520, 130521, 130522, 130524, 130505).

По профилю 130522, пройденному от о. Исаченко в северо-западном направлении, в интервале 8200-10700 сейсмический разрез платформенного чехла практически не отличается от Предсевероземельского прогиба. Волновая картина спокойная, практически не осложнена нарушениями. Подошва платформенного чехла (нижний ордовик) установлена на глубинах 6,0-6,5 км. Кембрийские отложения, мощность которых в центральной части прогиба Уединения составляет 1200-1300 м, в его юго-восточной части полностью выклиниваются и нижний ордовик со стратиграфическим и угловым несогласием залегает на породах венда-рифейя. На границе с Североземельским выступом в платформенном чехле (нижний ордовик – верхний девон) отмечается куполовидное поднятие с размахом крыльев 15-20 км. Мощность плитного чехла (верхняя юра – мел) составляет 450-500 м.

В юго-западной части прогиба Уединения (в пределах листа Т-45-48) по субширотному профилю 130505, пройденному через центральную часть прогиба, от юго-западной рамки листа до о. Воронина, в интервале 14300-15100, прослежена зона глубинного разлома субширотного направления шириной 12-15 км. В этом

интервале волновая картина в платформенном чехле отчетливо следует до глубины 2,0-2,2 км (граница нижнего силура). Ниже прослеживается хаотическая картина волнового поля, характерная для выходов кристаллического фундамента, либо для интрузивных пород. По характеристике геофизических полей для этого участка установлены положительные аномалии магнитного поля (до 250-300 нТл), совпадающие с отрицательной аномалией (-20-25 мГал) гравитационного поля.

Западно-Североземельский прогиб (I.1.8)

Прогиб является продолжением Предсевероземельского прогиба, охватывая центральную и западную части о. Октябрьская Революция и о. Пионер. Структурами III-IV порядков являются валы Самойловичско-Седовский (СС), Изменчивовский (И), Альбановско-Озернинский (АО) и котловины – Пионер-Вавиловская (ПВ), Обрывистинско-Спокойнинская (ОС).

Самойловичско-Седовский вал (СС) является самой юго-западной структурой островной части арх. Северная Земля (о. о. Пионер, Октябрьской Революции) и отделяет акваториальную часть Карской плиты от суши. Его осевая часть прослежена от центра о. Самойловича (о. Длинный) в северо-западном направлении до о. Фигурный архипелага Седова и затем разворачивается в север-северо-западном направлении вдоль западного берега о. Пионер. Протяженность структуры около 75-80 км при ширине 25-30 км. Большая часть площади Самойловичско-Седовского вала закрыта водами Карского моря. Сводовая часть вала подчеркивается выходами пород ушаковской свиты (O_{1us}) нижнего ордовика, которые в стороны от осевой линии сменяются нижнесилурийскими отложениями. В пределах северо-восточного крыла вала (острова Фигурный, Восточный) отмечаются верхнесилурийские и нижнедевонские образования. Можно предполагать, что выходы пород нижнего-среднего силура в западной части о. Крупской и на м. Держинского (о. Пионер) относятся к восточному крылу рассматриваемой структуры. Углы падения пород на крыльях вала составляют 10-15° (о. Средний) и уменьшаются до 7-10° на юго-востоке (о. Самойловича).

Изменчивский вал (И) расположен в юго-западной части о. Октябрьской Революции к югу от ледника Вавилова. Здесь, на участке оз. Изменчивое, отмечается сводовое поднятие протяженностью 15-17 км, ориентированное длинной осью к юг-юго-западу. В центральной части вала выходят на поверхность гипсоносные отложения ушаковской, озернинской и стройнинской свит ордовика, залегание которых близко к горизонтальному. Краевые части сложены карбонатными породами снежининской свиты нижнего силура с углами падения 5-10°. Эта структура примечательна тем, что представляет единственный участок на о. Октябрьской Революции, где гипсоносные отложения ордовика практически не нарушены складчатыми процессами и разрывными нарушениями.

Альбановско-Озернинский вал (АО) является одной из крупных положительных структур в центральной части о. Октябрьской Революции и прослеживается от нижнего течения р. Кружилиха (левого притока р. Озерная) в северном направлении к устью р. Стройная. Далее осевая часть вала разворачивается в север-северо-западном направлении и проходит через устье р. Матусевича к южному борту ледника Альбанова. Общая протяженность вала составляет 100-110 км при максимальной ширине до 28 км (район оз. Фиордовое). В поперечном разрезе вал имеет четко выраженное асимметричное строение – крутое северо-восточное крыло с углами падения пород 25-40° (в единичных случаях до 50-60°) и более пологое западное с углами падения 20-30°. К центральной части вала приурочены выходы ушаковской и озернинской свит нижнего-среднего ордовика, которые в краевых частях сменяются, соответственно, образованиями стройнинской (О₃) и снежининской, среднинской свит нижнего силура. В целом для вала характерно спокойное залегание пород, за исключением гипсолитовых пачек ушаковской и, особенно, озернинской свит, смятых в мелкие плейчатые, наклонные, веерообразные складки.

Пионер-Вавиловская котловина (ПВ) является самой крупной структурой архипелага Северная Земля и занимает западную часть о. Октябрьской Революции (к западу и северу от ледника Вавилова), о. Пионер, восточную часть архипелага Седова (о. Стрела) и акваторию проливов Красной Армии и Юный. В плане структура имеет форму продолговатого овала, ориентированного своей длинной осью с юго-востока на северо-запад. Длина впадины составляет 95-100 км при ширине 60-65 км, а площадь ее составляет около 5500 км². В центральной части распространены средние и верхнедевонские отложения, которые в краевых частях сменяются нижнедевонскими и, частично, верхнесилурийскими. Характерной особенностью котловины является несогласное залегание нижнедевонских отложений североземельской свиты на породах верхнего силура. На западном крыле на о.о. Пионер, Крупской углы падения пород составляют 5-15°; на восточном, более крутом крыле (р. р. Песчаная, Подземная) – возрастают до 15-20° (очень редко до 40°).

Пионер-Вавиловская котловина имеет достаточно сложное строение и в пределах ее выделяется ряд мелких валов, которые на тектонической схеме не показаны. В центральной части о. Пионер на участке долины р. Пионерка расположен Пионерский вал протяженностью 25 км при ширине 10 км. Вал сформирован карбонатными породами русановской свиты нижнего девона с четко выраженным северо-западным простиранием оси. На участке бух. Узкая (р. Скрытная) прослежен Скрытинский вал, сформированный в центральной части отложениями спокойнинской свиты нижнего девона. В отличие от общего северо-западного простирания структур Пионер-Вавиловской котловины, осевая линия

Скрытнинского вала (прослеженного на 15 км) имеет четко выраженное северо-восточное простирание.

Для Пионер-Вавиловской котловины характерны широтные и субширотные нарушения практически без смещения границ выделяемых стратиграфических подразделений. По восточному борту котловины прослежена зона глубинного разлома, установленного на основании изменения горизонтального градиента гравитационного поля. Эта зона прослежена практически параллельно осевой линии Альбановско-Озернинского вала в 10-15 км к западу и проходит от о. Потерянный в проливе Красной Армии через долину р. Стрелка, истоки р. Ушакова к устью р. Кружилиха. Возможно, продолжением этой зоны на юге является Кировско-Озернинский разлом, который прослежен от о. Кирова на юге до устья р. Озерная. На акватории и суше (восточный борт бух. Удобная – устье р. Холодная) к этой зоне нарушения приурочена магнитная аномалия интенсивностью до 250-300 нТл, связанная с внедрением интрузии основных пород с глубиной залегания – 2,5 км.

Обрывисто-Спокойнинская (ОС) краевая котловина разделяет на о. Октябрьской Революции структуры платформенного чехла и складчатого кембрийского фундамента. Котловина имеет четко выраженный линейный характер и прослежена от бассейна одноименных рек между ледниками Альбанова и Русанова до истоков р. Книжная. Северная часть впадины (за пределами листа Т-45-48) продолжается под акваторией пролива Красной Армии и ледником Академии Наук на о. Комсомолец. Длина видимой части структуры составляет 55 км при максимальной ширине (район бухт Красная-Сказочная) 18 км. Котловина асимметричная с более коротким и крутым западным крылом. Центральная ее часть сформирована пестроцветными отложениями нижнего-среднего девона (от североземельской свиты до географской серии), краевые части – карбонатными породами нижнего-верхнего силура. Следует отметить, что на участке бух. Красная закартированы отложения краснобухтинской свиты верхнего силура, которые отсутствуют на остальной площади о. о. Октябрьской Революции и Пионер. Углы падения силурийских и девонских пород на западном крыле котловины составляют 15-25°, на восточном – 10-15°. На южном замыкании котловины по западному борту ледника Карпинского (истоки р. Ледниковая) отложения ушаковской, озернинской свит нижнего-среднего ордовика имеют углы падения 3-7°.

Североземельский выступ (I.2)

Североземельский выступ относится к складчатому фундаменту Карской плиты, выходы которого на поверхность установлены в восточной части о. Октябрьской Революции. Восточная и юго-восточная граница между Карской плитой и Северотаймыро-Североземельской складчатой системой проводится по разлому Шокальского, который прослеживается вдоль восточного побережья о. Октябрь-

ской Революции, разворачиваясь постепенно в юго-западном направлении вдоль о. Русский и далее следует до южной рамки листа ($88^{\circ}40'$ в.д.). Северная и северо-западная граница проходит на о. Октябрьской Революции от г. Базарная и далее вдоль западного борта оз. Фиордовое до бух. Удобная (южное побережье острова, устье р. Ветвистая). К югу от острова граница разворачивается в юго-западном направлении и, захватывая о. о. Воронина и Сергея Кирова, уходит к юго-западной рамке листа. В юго-западной части листа Т-45-48 границы Североземельского выступа уточнены по данным сейсмических работ ОАО «СМНГ» и опорного профиля 4-АР ФГУП «Севморгео» [109].

На акватории сейсмическими работами ОАО «СМНГ» охвачена только юго-западная часть Североземельского выступа (профили 130521, 130523, 130524, 130511), где выделяются поднятие Исаченко и Северо-Михайловский прогиб. На востоке о. Октябрьской Революции выходы пород складчатого фундамента (нижний-верхний кембрий), относятся к Восточно-Октябрьскому своду.

В юго-западной части площади для характеристики Североземельского выступа наиболее представительным является сейсмический профиль 130521, пройденный с юго-востока на северо-запад в 35 км к западу от о. Сложный (острова Сергея Кирова). В южной части профиля в интервале 17600-20000 волновая картина отмечается только в отложениях плитного чехла (верхняя юра-мел) мощностью до 450 м. Ниже волновая картина на сеймопрофиле отсутствует и авторы отчета ОАО «СМНГ» относят это образование к кровле нижнепротерозойского кристаллического фундамента. На Госгеолкарте-1000/2 (лист S-44-46) по южному окончанию профиля на Западном Таймыре в районе островов Мона, показаны предполагаемые выходы на поверхность дна флишеидных отложений мининской толщи ($\text{Є}_{1-2\text{мп}}$), возраст которой уточнен в процессе создания Госгеолкарты-1000/3.

Структурами II порядка на площади Североземельского выступа являются поднятие Исаченко, Восточно-Октябрьский свод и наложенная Северо-Михайловская впадина.

Поднятие Исаченко (I.2.2)

Поднятие приурочено к северо-западному краю Североземельского выступа и прослежено с юго-запада на северо-восток (через острова Сергея Кирова) на расстоянии 110-120 км при ширине 40-45 км. На профиле 130521 (интервал 14600-16800) отмечается поднятие кровли кристаллического фундамента до глубины 6,5-7,0 км и связанное с ним поднятие платформенного чехла. Подошва платформенного чехла (нижний ордовик) залегает на глубинах 1,2-1,6 км и постепенно погружается к юго-восточному краю Североземельского выступа до 2,6-2,7 км. Таким образом, можно предполагать, что под островами Сергея Кирова близко к поверхности подходят нижнеордовикские отложения, перекрытые только

плитным чехлом. В юго-восточной части поднятия (профиль 130521, интервал 16600-17000) кровля кристаллического фундамента (нижний протерозой) устанавливается на глубинах 2,7-2,8 км и ордовикские отложения с резко выраженным угловым несогласием залегают на образованиях нижнего протерозоя. На этом участке из разреза исчезают (размыты раннеордовикской эрозией?) кембрийские, вендские и рифейские образования.

На профиле 130522, пройденном в северо-западном направлении от о. Исаченко (острова Сергея Кирова) до северо-западного угла листа Т-45-48, отмечается подъем подошвы платформенного чехла (нижний ордовик) до глубины 1,3 км. Мощность нижнеордовикских отложений на арх. Северная Земля составляет 500-1300 м (кружилихская и ушаковская свиты) и, значит, часть платформенного чехла от среднего ордовика до верхнего девона включительно «срезана» плитным чехлом (верхняя юра-мел). Верхняя часть складчатого фундамента отсутствует и ордовикские отложения с размывом залегают на образованиях рифея и венда, мощность которых в районе о. Исаченко составляет около 4,5 км.

Восточно-Октябрьский свод (I.2.3)

Свод сформирован породами складчатого фундамента (нижний-верхний кембрий) и занимает всю восточную часть о. Октябрьской Революции. В северной части острова граница свода прослеживается от г. Базарная на западе до м. Берга на востоке. В южной части острова граница проходит от бух. Удобная (устье р. Ветвистая) на западе до м. Оловянный на востоке. В геологическом плане свод имеет четко выраженный «куполовидный» характер со смещенной к востоку осевой линией, которая проходит на севере через мыс Некрасова, а на юге острова – через бух. Снежная. В северной части свода (от бух. Собачья до м. Берга) оси изоклинальных складок погружаются к северо-востоку с углами падения 5-7°. В южной части – от бух. Удобная (устье р. Ветвистая) на западе до м. Оловянный на востоке оси мелких складок имеют юг-юго-западное, юго-западное простирание с углами падения до 5°.

В пределах Восточно-Октябрьского свода выделяются Растущинско-Фиордовая (РФ), Некрасовская (Н), Снежинская (С), Маратовская (М) антиклинали и Незаметинско-Смутнинская (НС), Каменско-Туманинская (КТ) синклинали.

Для Восточно-Октябрьского свода характерно очень сложное блоковое строение, сформированное за счет преобладающих нарушений северо-восточного и реже, северо-западного направлений. По восточному побережью о. Октябрьской Революции от м. Некрасова на севере до бух. Снежная на юге для нижне-среднекембрийских отложений характерны сложные изоклинальные складки с размахом крыльев от 200 до 500 м и углами падения от 50° до 90°, вплоть до запрокинутого залегания. В западной части свода от р. Курчавая до р. Ветвистая (в

переходной зоне к Пионер-Вавиловской котловине), характер складчатости изменяется. Для этого участка типичны линейные, реже брахиформные складки с углами падения на крыльях от 20° до 50° и значительно реже до 60-70°.

При проведении ревизионных стратиграфических работ в 1978 г. в юго-восточной части о. Октябрьской Революции А. А. Макарьевым на первом к востоку ручье от р. Курчавая в 4,0 км от устья было установлено предполагаемое угловое несогласие между отложениями среднего (E_{2un}) и верхнего кембрия ($E_{3k\check{c}}$). В устье маленького правого притока ручья на расстоянии 250-300 м в нижней части (1,0-1,5 м) берегового обрыва прослежены фаунистически обоснованные песчанисто-алевролитовые отложения университетской свиты. Породы смяты в мелкие изоклиналильные складки с размахом крыльев 10-15 м, углами падения на крыльях 70-80° и простираем осей складок на север-северо-запад (325°). В верхней части обрыва (3-4 м) залегают фаунистически охарактеризованные тонкоплитчатые черные аргиллиты нижней подсвиты курчавинской свиты, смятые в пологоволнистые складки с углами падения на крыльях 15-24° и общим простираем осей на запад-северо-запад (280-290°). Указанный разрез находится в зоне действия Главного Североземельского разлома, где взаимоотношения разновозрастных свит из-за мелких тектонических нарушений иногда просто непредсказуемы, но все равно следует отметить характер изменения складчатости пород на границе среднего и верхнего кембрия. Изменение характера складчатости на рубеже среднего кембрия – позднего кембрия – раннего ордовика может указывать на начало проявления *раннекаледонской* фазы складчатости в пределах Карской плиты.

Матусевичская котловина расположена в северо-восточной части о. Октябрьской Революции у северо-западного края ледника Карпинского и прослежена вдоль восточного борта фиорда Матусевича на расстоянии 3-4 км при ширине до 1,0 км. На дневную поверхность выходит ее северный фрагмент, а остальная часть перекрыта выводным ледниковым языком. Котловина выполнена песчаниками, гравелитами, углистыми аргиллитами, конгломератами с отпечатками растительных остатков верхнего карбона-нижней перми ахматовской толщи, залегающей с угловым и стратиграфическим несогласием на красноцветных отложениях ушаковской свиты нижнего ордовика. Породы залегают субгоризонтально, реже пологоволнисто с углами падения пород до 5° к северу и северо-востоку.

В юго-западной части листа Т-45-48 по сейсмическим данным выделяется позднепермская-раннетриасовая *Северо-Михайловская* котловина, которая на тектонической схеме региона ОАО «СМНГ» входит в состав Карской плиты, а по характеру и возрасту развитых здесь позднепермских-раннетриасовых вулканогенно-осадочных образований может являться продолжением структур Западно-Сибирской плиты [107].

Таймыро-Североземельская складчатая область (II)

Таймыро-Североземельская складчатая область, в пределах которой располагается юго-восточная половина листа Т-45-48, имеет сложное и неоднородное тектоническое строение. С северо-запада на юго-восток выделяется ряд разновозрастных многоярусных складчатых систем, сложенных полигенетическими структурно-вещественными комплексами.

Северотаймыро-Североземельская складчатая система (II.1)

Северотаймыро-Североземельская складчатая система в пределах листа Т-45-48 включает в себя о. Большевик архипелага Северная Земля, северо-западную часть полуострова Челюскин и архипелаг Норденшельда с прилегающей акваторией. Северная и западная границы складчатой системы с Карской плитой проводится по разлому Шокальского, а южная и юго-восточная – проходит по Главному Таймырскому глубинному разлому. Ранее в работах Ю. Е. Погребницкого и в листах Госгеолкарты-1000/2 [17] указанная структура относилась к Карскому сводовому поднятию. Этой же тектонической позиции придерживался и В. А. Марковский в листах ГГК-200 (о. Большевик) [19]. Полученные при составлении Госгеолкарты-1000/3 новые данные по определению изотопного возраста детритовых цирконов из флишоидных отложений о. Большевик, западной части полуострова Челюскин, бухты Гафнер-фиорд, островов архипелага Норденшельда, о. Русский позволили перевести считавшиеся ранее рифейскими образования в нижний палеозой (от нижнего кембрия до ордовика). Соответственно, по соотношению с Таймырской складчатой системой, описываемая структура является прогибом, формирование которого началось с раннего кембрия или, возможно, с позднего венда. По имеющимся на настоящий момент геологическим материалам, в строении Северотаймыро-Североземельского прогиба установлены кембрийско – ордовикский, позднедевонский – раннекаменноугольный, позднекаменноугольный – раннепермский, позднеюрский – раннемеловой, позднемеловой – неогеновый структурные ярусы.

В пределах Северотаймыро-Североземельского прогиба выделяются две структуры II порядка: *Большевистский* и *Западно-Челюскинский синклинории*. Сейсмическими работами Северотаймыро-Североземельский прогиб практически не охвачен и только в юго-западной части площади (к западу от о. Русский) в него попадают южные окончания сейсмических профилей 130524, 130523, 130521А ОАО «СМНГ». Ниже маломощного плитного чехла волновая картина на профилях отсутствует и на основании этого авторы отчета отнесли эти образования к метаморфическим толщам протерозойского кристаллического фундамента. Как уже указывалось выше, определения возраста детритовых цирконов с о. Русский, островов Известий ЦИК и архипелага Норденшельда позволили от-

нести эти образования к метаморфизированным образованиям нижне-среднекембрийской ленивенской серии ($\text{Є}_{1-2\text{лн}}$) и мининской толщи ($\text{Є}_{2\text{мп}}$). Выделение каких-либо частных структур (поднятий, впадин) на этом участке практически невозможно.

Большевицкий синклиорий (П.1.1)

Синклиорий расположен в северной части Северотаймыро-Североземельского прогиба на одноименном острове. Геологическая изученность острова Большевик остается недостаточной несмотря на длительный цикл геологических исследований, включавших геологическую съемку масштаба 1:1 000 000 в 1948-1949 г.г., групповую геологическую съемку масштаба 1:200 000 в 1976-1979 г.г., две геологические съемки масштаба 1:50 000 в южной и юго-восточной частях острова в 1986-1991 и 1991-1997 г.г., проведение тематических работ и большого объема поисковых и разведочных работ на золото. Прежде всего это касается отсутствия обоснования возраста стратифицированных отложений от нижнего кембрия до нижнего карбона включительно. Практически полностью отсутствуют определения абсолютного возраста выделяемых интрузивных комплексов.

Остров Большевик представляет собой сложное блоково-складчатое сооружение, структуры которого сформировались в каледонскую и герцинскую эпохи складчатости. На площади синклиория выделяются (с востока на запад) Гольшевская, Анцевская, Кропоткинско-Оленьинская антиклинали и Скалистинская, Мордовинско-Давыдовская, Касаткинская синклинали. Через центральную часть острова от м. Таймыр до бух. Солнечная и далее на север вдоль восточного борта зал. Ахматова проходит Солнечнинско-Ахматовская зона глубинного разлома, разделяющая о. Большевик на восточную и западную части.

Гольшевская антиклиналь (Г) прослеживается в восточной части острова от бухты Караванная на север-северо-восток до бух. Круглая. Восточная и южная части структуры скрыты под водами моря Лаптевых, западное ее крыло по серии разломов сопряжено со Скалистинской синклиалью. В центральной части антиклинали выходят нижне-среднекембрийские черноцветно-сероцветные отложения гольшевской и краснореченской толщ, а в краевых частях – зеленоцветные отложения среднекембрийской сложнинской толщи. Гольшевская антиклиналь в среднем течении р.р. Гольшева и Последняя осложнена более мелкими складками протяженностью 9-12 км, шириной 2,5-4,0 км. Шарниры мелких складок ундурируют под углом 10-20°, углы падения пород на крыльях складок меняются от 30 до 80°. В целом для Гольшевской антиклинали характерны изоклинальные, запрокинутые складки с размахом крыльев от первых десятков до первых сотен метров, с углами падения на крыльях от 60 до 80 ° и до запрокинутого залегания [74].

В 1979 г. В. Я. Кабаньковым и Ю. Г. Рогозовым на р. Ледяная было установлено предполагаемое угловое несогласие между отложениями краснореченской и сложнинской толщ. На указанном участке нижняя часть берегового обрыва (10-15 м) сложена сероцветными отложениями краснореченской толщами, смятыми в изоклинали складки с размахом крыльев 20-25 м и углами падения 70-80°. Верхняя часть обрыва сложена зеленоцветными породами сложнинской толщи, смятыми в более крупные, асимметричные складки с углами падения 40-50°. И хотя сама зона контакта двух толщ засыпана осыпями, изменение характера складчатости, приуроченное к временному интервалу ранний-средний кембрий и верхней частью среднего кембрия не вызывает особых сомнений [26].

Анцевская антиклиналь (А) прослеживается от м. Анцева (восточный борт бух. Солнечная) в север-северо-восточном направлении к истокам р. Лагерная и далее на север через ледник Ленинградский к верховьям р. Красивая. С востока Анцевская антиклиналь сопряжена по разлому со Скалистинской синклинали, а на западе граничит с гранитным массивом бух. Солнечная. Протяженность антиклинали составляет 75-80 км при ширине 8-15 км. К центральной части структуры на юге приурочены выходы нерасчлененных отложений голышевской и краснореченской толщ, а в краевых частях развиты зеленоцветные отложения сложнинской толщи. К северу от ледника Ленинградский на участках р.р. Неожиданная, Красивая выходы краснореченской свиты приурочены к тектоническим блокам и центральная часть антиклинали сформирована отложениями сложнинской толщи, а краевые – пестроцветной тельмановской. Породы смяты в узкие линейные складки протяженностью 8-15 км и шириной 2-4-км с общим простиранием в север-северо-восточном направлении (азимут 10-15°). Углы падения пород на крыльях колеблются от 40 до 80°, а шарниры мелких складок погружаются под углами 15-20°. В восточной части Солнечнинско-Ахматовской зоны нарушения, особенно к северу от ледника Ленинградский, характерно настолько мелкоблоковое строение (ширина блоков 3-4 км), что прослеживание Анцевской антиклинали в северной части острова крайне затруднительно.

Кропоткинско-Оленьинская антиклиналь (КО) прослежена от устья р. Каменка на юге острова до северо-восточного края ледника Кропоткина, и далее через ледник Ленинградский проходит в северном направлении к среднему течению р. Базовая. Затем по западной части о. Олений (восточному борту залива Микояна) разворачивается в север-северо-западном направлении и скрывается под водами пролива Шокальского. Протяженность антиклинали от устья р. Каменка до о. Олений составляет 150-160 км при максимальной ширине 20 км на участке от г. Герасимова до устья р. Каменка. Достаточно четко антиклиналь прослежена по западному борту ледника Кропоткина от устья р. Серая (м. Неупокоева) до истоков р. Обрывистая, где на расстоянии 55 км установлена узкая антиклинальная складка (шириной 3-4 км), сложенная сероцветными породами краснореченской

толщи. Западное крыло этой складки срезано Герасимовским разломом. На участке р. Каменка восточное крыло Кропоткинско-Оленьинской антиклинали подчеркивается серией мелких антиклинальных складок (протяженность 10-12 км при ширине 3-4 км) практически меридионального простирания, сложенных породами краснореченской толщи в поле развития зеленоцветных отложений сложнинской толщи. В северной части острова (полуостров Олений) центральная часть антиклинали сформирована породами сложнинской толщи, а краевые части – пестроцветными отложениями тельмановской толщи с разворотом структур в север-северо-западном направлении. По данным В. А. Марковского, для мелких антиклинальных структур, сложенных породами краснореченской толщи, в отличие от сложнинской и тельмановской толщ, на участках р. Серая, г. Герасимова, кутовая часть залива Ахматова, устье р. Базовая весьма характерно наличие мелких изоклинальных складок с размахом крыльев от 25 до 250 м с крутыми углами падения пород на крыльях от 70 до 90° и запрокинутого. Длина таких складок достигает 1,0-1,5 км [74].

Скалистинская синклиналь (С) прослеживается в восточной части о. Большевик от устья р. Скалистая на юге острова в север-северо-восточном направлении до устья р. Неожиданная (бух. Неудач) на расстоянии 75 км при ширине 11-16 км. На востоке по серии разломов синклиналь сопряжена с Гольшевской антиклиналью, а на западе – с Анцевской антиклиналью. К осевой части структуры приурочены, как правило, выходы тельмановской толщи, а к краевым частям – сложнинской. Углы падения пород на крыльях мелких складок (размах крыльев 100-250 м) составляют 60-80°. Для Скалистинской синклинали характерны мелкие симметричные антиклинальные складки, сложенные породами гольшевской и краснореченской толщ протяженностью 5-6-км при ширине 1-1,5 км. В нижнем течении р. Скалистая прослеживается такая складка, запрокинутая на запад. Юго-восточное крыло наклонено под углом 40°, а северо-западное – под 70°, при общем простирании пород на север-северо-восток (5°).

Мордовинско-Давыдовская синклиналь (МД) прослеживается от м. Мордовина на юге острова, далее на север-северо-восток через верховья р. Тора, ледник Ленинградский, истоки р. Сложная и вдоль восточного борта гранитоидного массива Левинсон-Лессинга до м. Давыдова (восточного борта зал. Ахматова). Следует отметить, что от г. Левинсон-Лессинга отмечается разворот структуры в северном и север-северо-западном направлении. Мордовинско-Давыдовская синклиналь разделяет Анцевскую и Каменско-Оленьинскую антиклинали и прослеживается с юга на север на расстоянии 125-130 км. Ширина синклинали изменчива и колеблется от 25-27 км на юге до 12-15 км на севере. К осевой части синклинали приурочены, как правило, выходы пород пестроцветной тельмановской толщи и только в единичных случаях – касаткинской толщи (верхнее течение р. Нора), а краевые части сложены породами сложнинской толщи. Отмечается серия мелких

антиклинальных складок протяженностью 13-15 км и шириной 0,5-3,0 км, в ядрах которых прослежены отложения краснореченской свиты, а на крыльях – зеленоцветной сложнинской. Четковидный характер этих структур обусловлен ундуляцией шарниров складок. Углы падения пород на крыльях складок колеблются от 35 до 55°, а шарниры складок погружаются на север-северо-восток под углами 5-10°. По данным В. А. Марковского, на участке среднего и нижнего течения р. Сложная отмечается изменение простирания осей мелких антиклинальных складок с размахом крыльев 150-250 м. Складки по западному борту долины реки простираются на север с разворотом на север-северо-запад в устьевой части. Для восточной же части долины оси складок имеют север-северо-восточное простирание (азимут 15°) [74]. Учитывая, что в приустьевой части долины р. Сложная выделяется темноцветная карбонатно-терригенная *Алексеевская толща* (D₃-C₁), мы имеем, возможно, угловое несогласие между кембрийским и девонскими каменноугольными структурными ярусами.

Касатинская синклиналь (К) прослеживается вдоль западного побережья о. Большевик от м. Гусиный Нос (устье р. Белянка) в юго-западной части острова до м. Баранова на севере. Большая часть структуры перекрыта с запада акваторией пролива Шокальского. С востока по зонам Герасимовского и Студенинского разломов синклиналь контактирует с Кропоткинско-Оленьинской антиклиналью. Протяженность синклинали составляет 170 км при максимальной ширине (участок фиорда Партизанский) до 37 км; отмечается ее постепенное сужение по направлению с севера на юг. При общем север-северо-восточном простирании структуры, от широты фиорда Спартак ось синклинали разворачивается сначала в северном, а на м. Баранова уже в север-северо-западном направлении. Центральная часть структуры сформирована зеленоцветными грубозернистыми породами касаткинской толщи (O₁ks), а краевые части – отложениями тельмановской и сложнинской толщ. Касаткинская синклиналь имеет сложное блоковое строение и на отдельных ее участках (р.р. Обрывистая, Студеная, Кроткая) отмечаются мелкие антиклинальные линейные складки протяженностью 5-10 км при ширине 1-2 км, сформированные сероцветными породами краснореченской толщи. В бассейнах р. р. Студеная и Обрывистая, начиная от устья и вверх по течению, оси мелких складок шириной 1,5-4,0 км ориентированы сначала в север-северо-восточном, затем в северном и север-северо-западном направлениях.

На участке северного борта фиорда Спартак хорошо выражено несоответствие простирания основной синклинали (северное направление) с направлением осей мелких складок IV-V порядков. Породы тельмановской толщи, слагающие антиклинальные структуры, с отчетливо выраженным гребневидными переклиналильными замыканиями, имеют север-северо-западное направление. Углы падения на крыльях складок колеблются от 40 до 70°. Характер мелкой складчатости по западному побережью о. Большевик в касаткинской, сложнинской и тельма-

новской толщах наиболее хорошо изучен в нижнем и среднем течении р. Студеная (5-17 км от устья). Здесь, в береговых обрывах реки высотой 30-50 м, прослежены симметричные изоклинальные, запрокинутые, стулообразные, коробчатые складки с размахом крыльев от 100 до 300-400 м. В коробчатых складках углы падения на крыльях составляют 70-90°. Особенностью этого участка являются соскладчатые дайки мощностью от 2-3 м до 8-10 м диорит-долеритов ордовикского смутнинского комплекса, которые повторяют форму структур осадочных пород. Многочисленные мелкие нарушения со смещением вмещающих пород и даек имеют, соответственно, послеордовикский возраст.

Ахматовская впадина (А) расположена в северной части на западном побережье залива Ахматова к северу и югу от устья р. Сборная. Котловина выполнена лагунно-континентальными песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, углистыми аргиллитами с большим количеством отпечатков растительных остатков позднекаменноугольного-раннепермского возраста, которые залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на зеленоцветных отложениях сложинской свиты среднего кембрия. В основании разреза толщи отмечается пласт (2,0 м) темнозеленых плотных глин, которые относят к позднекаменноугольным корам выветривания. Протяженность котловины с юга на север в приустьевой части р. Сборная составляет 8-11 км при ширине выхода в сторону берега от залива Ахматова до 2,0 км. Общая площадь впадины составляет около 20 км². Очевидно, что большая ее часть скрыта под акваторией залива Ахматова. По данным А. И. Самусина (1981г.), породы смяты в пологоволнистые складки с углами падения пород на крыльях от 20 до 40°. По направлению с юга на север отмечается изменение простирания осей складок с север-северо-восточного на север-северо-западное направление. Из-за малых размеров Ахматовская впадина на «Тектонической схеме масштаба 1:2 500 000» не показана.

Западно-Челюскинский синклиорий (П.1.2)

Синклиорий занимает юго-восточную и южную части Северотаймыро – Североземельской складчатой системы. В пределах листов Т-45-48 включает в себя северо-западную часть полуострова Челюскин, северную часть полуострова Таймыр от бухты Гафнер-Фиорд до о. Расторгуева, острова архипелага Норденшельда с прилегающей акваторией. В юго-западной части структуры развиты преимущественно гранитоиды каменноугольного еремеевско-бирулинского комплекса и выделение частных структур III-IV порядков на этом участке площади не производится. В западной части полуострова Челюскин выделяются Паландерская и Берговско-Челюскинская антиклинали и Свердрупско-Оскардовская синклиналь.

Паландерская антиклиналь (П) расположена в западной части полуострова Челюскин и прослежена от м. Стерлегова до истоков р. Правая Мелкая на рас-

стоянии около 35 км при максимальной ширине (р. Олай) до 8 км. Северная часть антиклинали срезана Тессемским гранитоидным массивом. Возможным продолжением ее является мелкая антиклинальная структура, установленная на м. Вега. К центральной части антиклинали приурочены выходы сероцветных, черноцветных отложений паландерской и челюскинской толщ, а краевые части сложены породами свердрупской толщи. В целом для антиклинали характерны мелкие изоклинальные складки с размахом крыльев от первых десятков до первых сотен метров и углами падения от 30 до 90°. Очень часто отмечаются запрокинутые на северо-запад мелкие складки с углами падения 20-30°. Оси складок очень полого, с углами 2-3°, погружаются на север-северо-восток.

Берговско-Челюскинская антиклиналь (БЧ) прослеживается от среднего течения р.Берга до нижнего течения р.Летняя и далее в север-северо-восточном направлении по междуречью Серебрянка – Кунар до м. Челюскин. Антиклиналь имеет четко выраженный линейный характер, протяженность ее составляет 40-45 км при максимальной ширине 5-7 км. На юго-западе к центральной части антиклинали приурочены выходы паландерской толщи, а краевые части сложены породами челюскинской толщи. В северной части к центру антиклинали приурочены выходы челюскинской толщи, а на крыльях – свердрупской. На участке от м. Челюскин до устья р. Серебрянка прослеживается серия нарушений север-северо-восточного направления, параллельных Главному Таймырскому разлому и являющихся, очевидно, его составной частью. Характер складчатости аналогичен описанному в Паландерской антиклинали. Углы падения пород на крыльях мелких складок колеблются от 25 до 80-90°.

Свердрупско-Оскарская синклинали (СО) разделяет Паландерскую и Берговско-Челюскинскую антиклинали и прослеживается от г. Свердрупа на юге через г. Аструпа до средней части бухты Оскара. Южное окончание синклинали срезано Тессемским гранитоидным массивом. К осевой части приурочены г. Свердрупа высотой 193 м и г. Аструпа высотой 315 м, что свидетельствует об обратном характере рельефа. Протяженность антиклинали около 45 км при максимальной ширине 10-12 км. В южной части к центру структуры приурочены выходы свердрупской толщи, а на крыльях – челюскинской толщи. На севере, в районе г. Аструпа – бух. Оскара, в центре синклинали развиты отложения куйбышевской толщи, а на крыльях – челюскинской. Зеркало интенсивной изоклинальной мелкой складчатости во флишеидных отложениях свердрупской и куйбышевской толщ в северной части полуострова Челюскин залегает практически горизонтально. Оси мелких складок имеют северное и север-северо-восточное простирание с углами падения 1-2°. Размах складок колеблется от первых метров до первых десятков метров с углами падения пород на крыльях от 40 до 90°, до запрокинутых к северо-западу на 10-20°.

По геофизическим данным, в отличие от о. Большевик, для которого характерно спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью – 50-100 нТл, характеристика полей на полуострове Челюскин более сложная. В северо-западной части полуострова на участках от бухты Восточная до устья р. Тессема и от бух. Паландера до устья р. Кельха при отрицательном магнитном поле (-50-100 нТл) отмечаются узкие положительные линейные аномалии северо-восточного простирания интенсивностью до 100 нТл с глубинами залегания верхних кромок – 0,5-1,5 км. Такая характеристика магнитного поля на полуострове Челюскин типична для вулканогенно-осадочных отложений лаптевской свиты с большим количеством пластов эффузивов и даек долеритов. На основании этого можно предполагать, что под отложениями флишеидной толщи ранне-среднекембрийского возраста в северо-западной части полуострова Челюскин залегают вулканогенно-осадочные образования лаптевской свиты позднего рифея.

Таймырская складчатая система (П.2)

Таймырская складчатая система в пределах листа Т-45-48 включает в себя Северную, центральную и юго-восточную части полуострова Челюскин от бухты Восточная (м. Щербина) до залива Фаддея на востоке, и до нижнего течения р. Ленинградская на юге. Западная граница системы проходит по Главному Таймырскому разлому, а юго-восточная проводится по Быррангскому глубинному разлому, проходящему от северо-западного побережья зал. Фаддея через нижнее течение р. Преградная до приустьевой части р. Незаметная.

В Таймырской складчатой системе выделяются позднеархейский – раннепротерозойский, рифейский, вендский – раннекембрийский, кембрийский, ордовикско – силурийский, ранне-среднеюрский, позднеюрский – раннемеловой, раннемеловой, позднеогеновый структурные ярусы.

Для двух нижних ярусов имеются единичные определения абсолютного возраста детритовых цирконов из формирующих образований и отложений. Остальные, более молодые ярусы, выделяются, как правило, на основании перерывов в осадконакоплении между формирующими их стратиграфическими подразделениями (свиты, толщи).

Таймырская складчатая система по геолого-геофизическим особенностям разделяется на Фаддеевский антиклинорий и Центрально-Челюскинский синклинорий.

Фаддеевский антиклинорий (П.2.1)

Данная структура занимает площадь от среднего течения р. Дорожная на западе до побережья зал. Фаддея на востоке и от зал. Симса на севере до бассейна р. Жданова на юге. Западная граница практически совпадает с Ленинградско-

Гольцовским разломом, а юго-восточная – с Незаметнинским разломом. На площади антиклинория развиты наиболее глубоко метаморфизованные образования фаддеевского комплекса и симсовской толщи позднеархейского – раннепротерозойского возраста, в которые внедрены ранне-среднерифейские интрузии основного и ультраосновного состава, а также позднерифейские плагиограниты, пермские умеренно-щелочные граниты и триасовые дайки пестрого состава.

В качестве структур III-IV порядков выделяются Фаддеевская (Фаддеевский выступ) и Симсовская антиклинали и Становская и Ледовинская синклинали.

Фаддеевская антиклиналь (Фаддеевский выступ) расположена в юго-восточной части полуострова Челюскин и имеет форму овального клина, расширяющегося на северо-восток. В южной части площади в верховьях р. Бырранга (правого притока р. Ленинградская) ширина выступа составляет всего 6-7 км. В северной части выступа от истоков р. Дорожная до м. Топографов на побережье зал. Фаддея ширина увеличивается до 40 км. Общая площадь выступа составляет около 2100 км². Описание Фаддеевского выступа в объяснительных записках к Госгеолкарте-1000/2 [18] и геологической карте Горного Таймыра масштаба 1:500 000 [3] дается крайне схематично, поэтому описание структуры приводится по данным М. Г. Равича [49]. Метаморфические породы, формирующие выступ, собраны в непрерывные крутые изоклиналиные складки шириной от нескольких сотен метров до 1-2 км. Крылья складок чаще всего параллельные, запрокинутые, с углами падения пород 70-80°. Оси складок имеют выдержанное северо-восточное простирание (азимут 40-50°). В юго-западной части выступа на размывтой поверхности метаморфических сланцев залегают горизонты базальных конгломератов и пестроцветных полимиктовых песчаников нижнего кембрия (теперь это верхнерифейская становская толща). Пестроцветные отложения смяты в складки с размахом крыльев от 1,0 до 4-5 км с углами падения 30-50° и с простиранием осей на восток-северо-восток (азимут 50-60°), что, по мнению М. Г. Равича, указывает на несомненное наличие углового несогласия между метаморфическими образованиями Фаддеевского выступа и перекрывающими их более молодыми осадочными породами.

По Легенде Госгеолкарты-1000/3, Фаддеевский выступ сформирован позднеархейскими-раннепротерозойскими образованиями фаддеевского метаморфического комплекса (кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, мрамора, кальцифиры, плагиогнейсы) и метаморфическими породами позднекарельской симсовской толщи. С востока и юго-востока Фаддеевский выступ ограничен Незаметнинской зоной разлома, а с северо-запада – Дорожнинским разломом.

В геофизических полях для метаморфических пород выступа отмечается положительное значение гравиметрического поля со значениями 10-25 мГал при общем отрицательном магнитном поле (-150-200 нТл), что в целом характерно для древних кристаллических пород.

Симсовская антиклиналь (С) является, очевидно, краевой частью Фаддеевского выступа и прослеживается от истоков р. Дорожная в северо-восточном направлении через г. Карпинского до восточного борта залива Симса на расстоянии около 45 км при ширине до 25 км. Антиклиналь имеет ассиметричное строение и ее восточное крыло срезано разломом Карпинского, проходящего по долине одноименной реки до залива Большой. Центральная часть структуры сформирована метаморфическими породами симсовской толщи, западное крыло на участке от истоков р. Чистая до полуострова Лассиниуса сложено измененными породами раннерифейской октябрьской толщи. К восточной (осевой) части Симсовской антиклинали приурочены интрузивные массивы пермских гранитоидов пекинского комплекса. Зеркало складчатости от осевой линии антиклинали (истоки р. Дорожная – г. Карпинского) полого, с углами 3-5°, погружается в западном и запад-юго-западном направлении.

Становская синклинали (СТ) выделяется по юго-восточному обрамлению Фаддеевского выступа и прослеживается от устья р. Незаметная (левый приток р. Жданова) в северо-восточном направлении до нижнего течения р. Становая (г. Урванцева), среднего-верхнего течения р. Городкова, низовьев р. Преградная, юго-восточного берега зал. Фаддея. Протяженность синклинали составляет около 80 км при максимальной ширине (устье р. Незаметная) до 10-12 км. Центральная часть структуры сложена пестроцветными породами становской свиты, которые со стратиграфическим и угловым несогласием перекрывают метаморфические образования фаддеевского комплекса. В юго-восточной части синклинали пестроцветные отложения становской свиты перекрыты со стратиграфическим несогласием черноцветными породами ниже-среднеордовикской пекинской толщи. Для становской синклинали характерны складки шириной от 1,0 до 4 км с углами падения пород на крыльях 30-50° при общем простирании на восток-северо-восток (азимут 50-60°). Юго-восточное крыло структуры срезано Быррангской зоной разлома, по которой приведены в соотношение породы нижнего-среднего ордовика (пекинская толща) и карбонатные породы верхнего девона (фаддеевская свита). Амплитуда вертикального смещения составляет 2,0-2,1 км.

Ледовинская синклинали (Л) выделяется в восточной части полуострова Челюскин на участке бух. Зимовочная и прослеживается через восточную часть полуострова Соревнований и м. Фаддея до о. Капитанский. Протяженность синклинали всего 10-12 км при ширине 2-4 км. Выделение этой мелкой синклинали связано с тем, что указанные участки являются самым восточным флангом развития лаптевской свиты. К центральной части структуры приурочены вулканогенно-осадочные образования лаптевской свиты, а в краевой части к западу – терригенные породы октябрьской толщи. Контакт между лаптевской свитой и октябрьской толщей явно тектонический и к нему приурочены интрузии изме-

ненных метагаббро и метагабброноритов ранне-среднерифейского лопаткинского комплекса.

Центрально-Челюскинский синклиорий (П.2.2)

Синклиорий охватывает площадь от бухты Восточная и м. Харитона Лаптева на севере до устья р. Нижняя Таймыра и р. Бырранга на юге. В составе геологических образований присутствуют позднерифейские терригенно-карбонатные отложения октябрьской, ждановской, становской толщ, доломиты колосовской свиты, вулканогенно-осадочные образования лаптевской свиты, вендраннекембрийские терригенно-карбонатные отложения чекинской и продольнинской толщ, а также карбонатные и черноцветные раннепалеозойские отложения. Синклиорий насыщен позднепротерозойскими интрузиями метагабброидов, позднепалеозойскими интрузиями гранитоидов и позднепалеозойскими – раннемезозойскими дайками пестрого состава. На двух участках в тесной ассоциации с метагаббро зафиксированы выходы гипербазитов.

Структурами III порядка являются Клязьминско – Модинская, Нансеновско – Щербинская антиклинали, Гольцовско – Отмелинская и Амундсеновская синклинали.

Клязьминско-Модинская антиклиналь (КМ) прослеживается от среднего течения р. Клязьма (оз. Простое) к северо-востоку до верхнего течения р. Ханневича (руч. Белая Долина) и затем срезается позднекаменноугольным-раннепермским гранитоидным массивом г. Кристифенсен. К северу от гранитоидного массива ось антиклинали проходит по водораздельной части руч. Мод и р. Унга. Протяженность антиклинали (с ее северной частью) около 60 км при ширине до 20-25 км. К центральной части антиклинали приурочены выходы доломитов колосовской толщи, которые практически непрерывной полосой шириной 3-4 км следят за собой от оз. Путевое до южного склона г. Кристифенсен. Краевые части антиклинали сформированы вулканогенно-осадочными породами лаптевской толщи.

Нансеновско-Щербинская антиклиналь (НЩ) выделяется в западной части полуострова Челюскин и прослеживается от г. Нансена на юге (левобережье верхнего течения р. Кельха) до западного борта м. Щербина. В центральной и южной частях антиклиналь срезается позднекаменноугольным-раннепермским гранитоидами Лодочниковского массива. Наиболее отчетливо антиклиналь прослеживается в северной части полуострова Челюскин от верховьев р.р. Клязьма, Серебрянка до м. Щербина. Здесь, на расстоянии около 35 км, к центральной части структуры приурочены четковидные выходы карбонатных пород колосовской толщи в поле развития вулканогенно-осадочных образований лаптевской толщи. Локальность выходов колосовской толщи в обширном поле лаптевской объясняется, очевидно, ундуляцией осей мелких складок в север-северо-восточном направлении. В центре антиклинали углы падения пород колосовской

толщи составляют 50-60°, а к краевым частям (западный борт м. Щербина) – уменьшаются до 20-30° при общем северо-восточном простирании. В северо-западном направлении Нансеновско-Щербинская антиклиналь сочленяется с Берговско-Челюскинской. Очевидно, это части единой антиклинальной структуры, разделенные Главным Таймырским разломом (сбросом), по которому северо-западное крыло опущено с амплитудой смещения в первые сотни метров. Протяженность антиклинали (с учетом района г. Нансена) составляет около 155 км при максимальной ширине на севере – 15-18 км.

Гольцово-Отмелинская синклиналь (ГО) является одной из основных структур центральной части полуострова Челюскин. Центральная часть синклинали прослеживается от водораздела р. р. Каменная – Тихая (правых притоков р. Ленинградская) через среднее течение р. Широкая до среднего течения р. Гольцовая (устье р. Чистая) и далее практически в северном направлении до бух. Отмелая залива Терезы Клавенес. Возможным продолжением синклинали на юге является грабен-синклиналь *Степановская* в нижнем течении р. Ленинградская (район руч. Степаново Ущелье), сформированная черноцветными отложениями нижнего палеозоя (нижний кембрий – нижний ордовик) в поле развития становской толщи и колосовской свиты верхнего рифея.

В южной части Гольцовско-Отмелинской синклинали нижнесилурийские отложения каменской и болотнинской толщ образуют S-образную складку шириной до 3,0 км с резким изменением простирания оси (от северо-восточного до северо-западного). Крылья синклинали сформированы черноцветными породами пекинской и гольцовской свит ордовика, которые со стратиграфическим несогласием залегают на верхнерифейских породах становской толщи и колосовской свиты. Ширина синклинали на участке р. Каменка – р. Широкая составляет 15-17 км. Далее, севернее позднекаменноугольного – раннепермского Южного гранитоидного массива, в центральной части синклинали развиты поздневендские – раннекембрийские терригенные отложения продольнинской толщи, а на крыльях – вулканогенно-осадочные отложения и образования лаптевской свиты. Продолжением Гольцовско-Отмелинской синклинали в северо-восточной части полуострова Челюскин является *Амундсеновская синклиналь*, которая прослежена от среднего течения р. Ханневича до м. Амундсена (восточный борт бух. Мод). К центральной части синклинали приурочены кислые вулканиты верхней подсвиты лаптевской свиты, а к краевым частям – вулканиты основного состава нижней подсвиты. В ядре синклинали углы падения пород составляют 15-20° и увеличиваются на крыльях до 40-50°.

Бырангская складчатая система (П.3).

Бырангская складчатая система расположена в юго-восточной части площади и отделяется от Фаддеевского выступа Бырангским глубинным разломом. В

пределах листа Т-45-48 мы видим только северо-западное крыло этой складчатой системы, в котором выделяются более мелкие структуры III порядка, включающие центральную *Пронинско-Клюевскую горст-антиклиналь* и две краевые грабен-синклинали: северную – *Ленинградско-Преграднинскую* и южную – *Июльско-Географскую*.

Пронинско-Клюевская горст-антиклиналь (ПК) прослеживается от нижнего течения р. Горная (левого приток р. Жданова) в северо-восточном направлении вдоль долин р. р. Проня, Каменная до среднего течения р. Преградная. Далее к востоку, за рамкой листа, антиклиналь проходит через среднее течение р. Клюевка до м. Крестовый и о. Андрея на побережье м. Лаптевых. В пределах рассматриваемой площади протяженность структуры составляет 55 км при максимальной ширине 25 км. В строении антиклинали участвуют, преимущественно, черноцветные ордовикские отложения весеннинской и барковской толщ. В верхнем течении р. Жданова (излучина реки) и в истоках р. Каменная отмечаются мелкие линейные синклинали (протяженность 15-18 км при ширине 6-7 км), сформированные верхнеордовикскими породами барковской свиты и нижне-среднесилурийскими отложениями. На северо-западе антиклиналь ограничена Пясино-Фаддеевской зоной разлома, а на юго-востоке – Пограничным разломом.

Ленинградско-Преграднинская грабен-синклиналь (ЛП) прослежена от истоков р. Ленинградская до приустьевой части р. Горная, верховьев р. р. Становая, Городкова и нижнего течения р. Преградная. Протяженность ее составляет 80-85 км при максимальной ширине до 12 км. В юго-западной и центральной части структуры к ядру синклинали приурочены сероцветные карбонатные породы верхнедевонской фаддеевской свиты. На участке р. Преградная по сбросу север-северо-западного направления она контактирует с верхнесилурийскими – среднедевонскими отложениями пряминской и приморской свит. В осевой части синклинали закартированы сероцветные карбонатные отложения каменноугольной вольнинской свиты, которыми сформированы в. о. 314 и 377, что еще раз подчеркивает обращенный характер рельефа, типичный для полуострова Челюскин. Юго-восточное крыло синклинали сложено черноцветными карбонатными породами нижне-среднесилурийских двойнинской и миддендорфской свит. Сопряжение Ленинградско – Преграднинской синклинали и Пронинско – Клюевской антиклинали происходит по зоне Пясино – Фаддеевского разлома.

Июльско – Географская грабен-синклиналь (ИГ) выделяется в юго-восточной части площади в верхнем течении р.р. Преградная, Руслвая и истоков руч. Июльский (правый приток р. Преградная). Синклиналь прослеживается в северо-восточном направлении (за пределами листа Т-45-48) до верхнего течения р. р. Клюевка, Географов на расстоянии около 75 км при максимальной ширине 15 км. На рассматриваемой площади работ установлен только фрагмент этой структуры протяженностью 20 км при ширине 12 км. К центральной части синклинали (в

межгорной котловине между высотными отметками 848 и 740) приурочены разрозненные выходы нижнетриасовых (индский ярус) вулканогенно-осадочных образований зверинской свиты. Северо-западное крыло синклинали (в. о. 848) сформировано терригенными темноцветными породами турузовской (C_1-P_1) и быррангской, соколинской, байкурской, чернойярской свит (P_{1-3}). Граница с Пронинско – Клюевской горст-антиклиналью проводится по зоне Пограничного разлома, который прослеживается на этом участке вдоль северо-западного склона в. о. 848 в восток-северо-восточном направлении от среднего течения р. Руслвая, устья руч. Июльский и далее – к верховьям р. Клюевка [18].

По данным М. Г. Равича, для Быррангской складчатой системы характерны крупные линейные складки, прослеживаемые на десятки километров (до 100-150 км). Углы падения пород в центре структур составляют 12-15°, увеличиваясь на крыльях до 20-25°, а в приразломных зонах до 30-35°. Учитывая наличие стратиграфических перерывов между ранним-поздним силуром и позднедевонскими – раннекаменноугольными отложениями, можно предполагать, что заложение Быррангской складчатой системы происходило в поздние фазы каледонской эпохи складчатости, с окончательным их формированием в герцинскую эпоху [49].

В геофизических полях Быррангская складчатая система резко отличается от Таймырской прежде всего по характеристике магнитного поля. Для нее характерно ровное отрицательное магнитное поле со значениями – 100-150 нТл, на общем фоне которого выделяются отрицательные магнитные аномалии интенсивностью до 300 нТл, связанные, очевидно, с базальтами нижнетриасовой зверинской свиты (участок верховьев р. Преградная, руч. Июльский). Следует отметить, что эти отрицательные магнитные аномалии интенсивностью – 300 нТл охватывают и поле развития пермских пород быррангской – чернойярской свит. В гравитационном поле для Быррангской складчатой системы характерны общие отрицательные значения силы тяжести интенсивностью – 10-25 мГал, значимость которой увеличивается с севера на юг.

Разрывные нарушения

В пределах площади листа выделяются три надпорядковые структуры: Карская плита, Таймыро-Североземельская складчатая область и фрагмент моноклизы (флексуры) котловины Нансена. Таймыро-Североземельская складчатая область разделяется, соответственно, на Северотаймыро-Североземельскую, Таймырскую и Быррангскую складчатые системы. Сочленение всех выше перечисленных структур происходит по крупным линейным нарушениям, среди которых выделяются региональные (надпорядковые) и I порядка. К региональным относится зона Главного Североземельского разлома (включая разлом Шокальского), разделяющая Карскую плиту и Таймырскую складчатую область. Разломы I порядка включают в себя: Кировско-Озернинский, Главный Таймырский, Бырранг-

ский, Пограничный. К нарушениям II прядка, имеющим достаточно важное геологическое значение, относятся: Воронинский, Солнечнинско – Ахматовский, Дорожнинский, Ленинградско – Гольцовский, Ждановский, Незаметнинский.

Зона Главного Североземельского разлома представляет собой крупную тектоническую структуру, являющуюся основной на площади листа Т-45-48. Восточной краевой частью зоны является разлом Шокальского, разделяющий Карскую плиту и Таймыро-Североземельскую складчатую область. Западной границей зоны служит сам Главный Североземельский разлом. Ширина зоны на севере о. Октябрьской Революции составляет 35 км и постепенно увеличивается до 45 км в южной части. Протяженность зоны по аэромагнитным данным составляет около 200 км (от северной оконечности о. Октябрьской Революции до островов Опасных).

Разлом Шокальского (ШК) прослеживается вдоль восточного борта о. Октябрьской Революции (от о. Найденыш к м. Оловянный) и затем, постепенно разворачиваясь в южном направлении, уходит к юго-западной рамке листа. В геофизических полях выражен слабо, хотя на востоке о. Октябрьской Революции к зоне разлома приурочены выходы ордовикских гранитоидов кропоткинского комплекса на мысах Массивный, Оловянный. В юго-западной части площади разлом Шокальского прослежен по сейсмическому профилю ОАО «СМНГ» 130521 (интервал 1700-1800). На этом профиле ширина зоны разлома составляет 10-12 км и ее северо-западное крыло ограничено нарушением доордовикского заложения с амплитудой смещения (кровля рифей-вендских пород) на 400-500 м. На юго-восточном крыле (сочленение с Таймырской складчатой системой) отмечается серия мелких нарушений домелового и даже допалеогенового заложения, которые на глубину не прослеживаются.

Главный Североземельский разлом (ГС) является западной краевой частью одноименной зоны нарушения и на о. Октябрьской Революции прослеживается от оз. Светлое на севере и далее в меридиональном направлении через ледник Карпинского до оз. Смутное, островов Оленьи и Опасные, постепенно отклоняясь в юг-юго-западном, а потом и в южном направлении. По данным аэромагнитной съемки масштаба 1:200 000, разлом отчетливо следует серией положительных магнитных аномалий интенсивностью свыше 2000 нТл, связанных с проявлениями гематитовых, апатит-магнетитовых руд, проявления которых на поверхности установлены на участках оз. Смутное и реке Ровная. Проявления локализованы в пестроцветных отложениях ушаковской свиты нижнего-среднего ордовика. На реке Ровная высокоинтенсивная магнитная аномалия совпадает с зоной разлома и прослеживается в южном направлении на 12-14 км под ледником Карпинского. От оз. Смутное серия высокомагнитных аномалий протяженностью 3-5 км прослеживается в северо-восточном направлении до центральной части ледника Университетский на расстоянии 20 км. На акватории магнитная аномалия интен-

сивностью 350-400 нТл зафиксирована в 3,0 км к северо-западу от островов Опасные. Кроме того, вся Главная Североземельская зона насыщена мелкими нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений, что сделало ее магмопроницаемой. К самому разлому приурочены выходы ордовикских гранитов восточно-октябрьского комплекса на островах Оленьи, оз. Смутном и р. Ровная. В центральной части зоны отмечаются выходы гранитоидов этого комплекса на островах Опасные, Краснофлотские, горы Туманные. В гравитационном поле выходы гранитоидов характеризуются отрицательными значениями интенсивностью – 5-15 мГал.

На основании возраста гранитоидов восточно-октябрьского комплекса на о. Октябрьской Революции, наличии углового несогласия при формировании структур между средним и поздним кембрием, возраст заложения разломов Главной Североземельской зоны нарушений принимается позднекембрийским-раннеордовикским, что соответствует ранней фазе проявления каледонской складчатости.

Кировско-Озернинский разлом (КО) в пределах Карской плиты разделяет Североземельский выступ фундамента и Восточно-Карский, Западно-Североземельский прогибы. В центральной части о. Октябрьской Революции он прослеживается от устья р. р. Озерная и Кружилиха (правый приток р. Озерная), и разворачивается в меридианальном направлении к г.Базарная. На акватории от устья р. Озерная разлом разворачивается в юго-западном направлении до о. о. Воронина, Кирова. В геофизических полях разлом практически не выражен, за исключением приповерхностных положительных магнитных аномалий с глубинами залегания – 1,0-2,5 км, связанных с интрузиями основных пород. Одна из таких магнитных аномалий расположена к востоку от устья р. Озерная с глубиной залегания 2,5 км и локализована, предположительно, в подошве нижнекембрийский отложений.

На акватории в юго-западной части площади к Кировско-Озернинскому разлому относятся нарушения, разделяющие поднятие Исаченко и прогиб Уединения. На профиле ОАО «СМНГ» 130521, в интервале 14800-15000 на расстоянии 5,0 км отмечаются два сближенных глубинных разлома, которые прослеживаются без смещения вмещающих пород. Северо-западный разлом – доордовикский (не пересекает подошву отложений ордовика-силура). Юго-восточное нарушение более долгоживущее, поскольку с перерывами трассируется до плитного чехла. Исходя из сказанного, возраст заложения Кировско – Озернинского разлома принимается условно позднекембрийским.

Главный Таймырский разлом (ГТ) разделяет Северотаймыро-Североземельскую и Таймырскую складчатые системы и прослеживается от бух. Восточная в северной части м. Челюскин в юго-юго-западном направлении до северного края Лодочниковского гранитоидного массива. Южнее, от верховьев р.

Фонтанки до Таймырской губы разлом перекрыт рыхлыми неогеновыми-нижнемеловыми отложениями и проведение его на карте достаточно условно. В северной части полуострова Челюскин по разлому приведены в соотношение вулканогенно-осадочные отложения верхнерифейской лаптевской свиты и черноцветные терригенные породы нижнекембрийской челюскинской толщи. По сбросу северо-западное крыло структуры опущено с предполагаемой амплитудой смещения 750-800 м. В юго-западной части площади на участке Таймырской губы разлом проходит севернее полуострова Равича. Здесь, в тектоническом контакте, находятся флишоидные отложения нижне-среднекембрийской мининской толщи и вулканогенно-осадочные образования верхнерифейской лаптевской свиты. Протяженность Главного Таймырского разлома составляет 245 км. В магнитном поле на севере полуострова Челюскин нарушение подчеркивается цепочкой мелких положительных аномалий интенсивностью 250-300 нТл (на фоне общего отрицательного магнитного поля), смещенных к востоку на 1-2 км от разлома в поле развития вулканогенно-осадочных образований лаптевской свиты. Сходные магнитные аномалии установлены и в юго-западной части полуострова Челюскин от устья р. Фонтанка до м. Удачи в бух. Гафнер-Фиорд, но на этом участке аномалии смещены к востоку уже на 5-7 км.

Исходя из всего вышеизложенного, можно сделать вывод, что Главный Таймырский разлом является сбросом, по которому северо-западное крыло опущено. Сам разлом повторяет направление трех крупных нарушений восточной части о. Октябрьской Революции (Шокальского, Главного Североземельского, Кировско-Озернинского) и как бы «облекает» структуры Карской плиты. Можно предполагать, что заложение его происходило синхронно с вышеуказанными нарушениями, т.е. в позднекембрийское время. О его возможной начальной стадии формирования можно предполагать по наличию гранитоидных интрузий позднеерифейского-раннедевонского чукчинского комплекса, которые прерывистой цепочкой прослеживаются параллельно линии разлома от м. Щербина до бух. Графнер-Фиорд, отступая от него на восток на 7-15 км.

Быррангский разлом (Б) разделяет Таймырскую и Быррангскую складчатые системы и прослеживается в юго-западном направлении от восточного борта зал. Фаддея, нижнего течения р. Преградная, через истоки р.р. Городкова, Становая до р. Жданова (приустьевая часть р. Горная). Протяженность разлома на площади листа составляет 75 км. По разлому юго-восточное крыло структуры опущено и во взаимоотношения приведены черноцветные терригенно-глинистые породы нижнее – среднеордовикской пекинской толщи и сероцветные карбонатные отложения верхнедевонской фаддеевской свиты. Амплитуда смещения составляет около 2,0 км (из разреза исчезают силурийские и нижне-среднедевонские отложения). В юго-западной части нарушения амплитуда смещения уменьшается до 1,5 км. Разлом не выражен в геофизических полях и только в истоках правого

притока р. Становая к нему приурочены маломощные дайки долеритов, габбро-долеритов позднепермского-раннетриасового быррангского комплекса. На Госгеолкарте-1000/2 Быррангский разлом отрисован и описан как надвиг, по которому протерозойские породы надвинуты на палеозойские [18]. Нами на этом участке показано стратиграфическое несогласие между отложениями нижнего-среднего ордовика и рифейскими породами становской, ждановской и октябрьской толщ.

Пограничный разлом (П) установлен в самой юго-восточной части листа и разделяет между собой Пронинско-Клюевскую горст-антиклиналь и Июльско-Географскую грабен-синклиналь. Нарушение прослеживается от истоков р. Проня и далее в юго-восточном направлении через среднее течение р. Руслевая и устье руч. Июльский уходит за рамку листа. По нарушению приведены в соотношение терригенные породы турузовской свиты (C_3-P_1) и глинисто-карбонатные породы нижнее – среднеордовикской весенинской свиты. На Госгеолкарте-1000/2 и в тексте объяснительной записки Пограничный разлом отрисован и описан как надвиг, по которому ордовикские отложения надвинуты на верхнекаменноугольные-пермские. Сама зона разлома в геофизических полях не отражается. Учитывая, что к центральной части Июльско-Географской синклинали приурочены выходы нижнетриасовой туфолаковой зверинской свиты, базальты которой смяты в пологие складки с углами падения $7-12^\circ$ (участок верхнего течения р.р. Клюевка, Географов), можно предполагать, что формирование складчатости и, соответственно, разрывных нарушений происходило в позднюю фазу герцинской складчатости (поздняя пермь-средний триас).

Разлом Воронина (В) установлен в северо-западной части площади в одноименном желобе по результатам сейсмических работ ОАО «СМНГ», проходит вдоль восточного борта мегавала Наливкина и прослежен на 130-140 км. На профиле 130503, пройденном в южной части желоба, в интервале 19800-20000 отмечается смещение вниз по разлому кровли рифейских отложений (образований) восточного блока на 5-6 км. Разлом явно был долгоживущим, так как по нему происходит смещение верхнетриасовых – нижнеюрских пород плитного чехла на 100 м.

Солнечнинско-Ахматовская зона нарушения (СА) проходит через центральную часть о. Большевик и прослеживается от островов Гейберга на юге до залива Ахматова на севере. Протяженность зоны около 200 км при ширине 12-15 км. В магнитном поле прослеживается серией линейных положительных магнитных аномалий интенсивностью 50-200 нТл на общем отрицательном фоне, связанных с гранитоидными интрузиями еремеевско-бирулинского комплекса ($C_{1,3}$). В северной части зоны установлены выходы гранитов ордовикского возраста восточно-октябрьского комплекса, что позволяет определить возраст ее заложения как позднекембрийский-раннеордовикский.

Дорожнинский разлом (Д) прослеживается в юго-восточной части полуострова Челюскин от правобережья нижнего течения р. Ленинградская (р. Фокина) на юге до м. Щербинина на северо-востоке на расстояние 175 км. Юго-западная часть разлома перекрыта меловыми осадками Ленинградской впадины. На северо-востоке зона разлома ограничивает выходы кристаллических пород фаддеевского метаморфического комплекса. В магнитном поле в юго-западной части нарушения от р. Фокина до устья р. Тихая (впадина Ленинградская) зона разлома четко трассируется положительной магнитной линейной аномалией интенсивностью 50-250 нТл, которую можно интерпретировать как погребенную гранитоидную интрузию. Единичные фрагментарные выходы позднепермских гранитоидов на левом берегу р. Ленинградская как раз приурочены к разлому. На фоне этой аномалии выделяются локальные высокоинтенсивные магнитные аномалии со значениями 500-1000 нТл, сходные с р. Ровная на севере о. Октябрьской Революции. Увязать эти аномалии можно только с локализацией проявлений магнетита при внедрении гранитов в терригенно-карбонатные породы.

Ленинградско-Гольцовский разлом (ЛГ) установлен в центральной части полуострова Челюскин и прослеживается на юге по междуречью р. Ленинградская – истоки р. Бырранга практически в меридианальном направлении до среднего течения р. Гольцовая (устье р. Чистая). В южной части (от рамки листа до нижнего течения р. Жданова) разлом разделяет метаморфические породы фаддеевского комплекса и метаморфизованные породы октябрьской, ждановской толщ. Из разреза исчезают метаморфические образования симсовской толщи и, соответственно, амплитуда вертикального смещения составляет около 1200 м. В северной части нарушения амплитуда смещения уменьшается до 800-1000 м. В геофизических полях разлом практически не выражен, хотя предполагается наличие субмеридиональной зоны дробления, на что указывает потеря сигнала вдоль предполагаемого разлома [75]. На участке верховьев р. Тихая (правого притока р. Ленинградская) к зоне разлома приурочена серия даек метадолеритов, метагаббро рифейского северобыррангского комплекса.

Ждановский разлом (Ж) протягивается от нижнего течения р. Жданова и далее вдоль русла реки в северо-восточном направлении до м. Топографов в зал. Фаддея. Протяженность разлома составляет 75-80 км. Возможным продолжением Ждановской зоны нарушения является субширотный разлом, прослеженный от среднего течения р. Ленинградская (севернее руч. Степаново Ущелье) до среднего течения р. Бырранга. На всем протяжении Ждановский разлом проходит в поле развития метаморфических пород фаддеевского комплекса. В геофизических полях разлом практически не выражается. Зона Ждановского разлома является, очевидно, одной из старейших по времени заложения. В нижнем течении р. Жданова в 25 км от устья установлены разрозненные коренные выходы измененных кварцевых порфиридов (апогранитовые милониты) с изотопным возрастом цир-

конов 1951-2028 млн. лет – наиболее древние породы на полуострове Челюскин. Возможно, первоначальное заложение Ждановского разлома произошло на границе раннего-позднего карелия и связано с поздней фазой раннекарельской складчатости. Несомненно неоднократное омоложение разлома, особенно в южной части. На участке руч. Степаново Ущелье по нарушению приведены в соотношение рифейские карбонатные породы колосовской свиты и черноцветные отложения степановской свиты (C_3-O_1), а возраст нарушения определяется, предположительно, познеордовикским.

Незаметнинский разлом (Н) выделяется в юго-восточной части площади и разделяет выходы метаморфических пород фаддеевского комплекса от измененных рифейских отложений октябрьской, ждановской и становской толщ. Разлом прослеживается от верховьев р. Ленинградская, левобережья р. Незванная и пологой дугой, выгнутой в юго-восточном направлении, уходит к устьевой части р. Городкова. Протяженность разлома составляет 85 км. В геофизических полях зона разлома не выражена и только в северной его части в нижнем течении р. Становая отмечается интрузия серпентинизированных ультрамафитов ранне-среднерифейского становского комплекса. К этой интрузии приурочена интенсивная магнитная положительная аномалия со значениями до 350 нТл. Вторая аналогичная аномалия со значениями +1210 нТл установлена в приустьевой части р.р. Городкова, Рубежная. Исходя из этого начальным этапом заложения Незаметнинского разлома можно считать ранний-средний рифей (завершающая фаза проявления позднекарельской складчатости), с омоложением в послесилурийское (девонское) время.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфологическая карта листов Т-45–48 составлена в соответствии с проектом в масштабе 1:1 000 000.

Исходными материалами для создания карты на акваторию послужили: топографическая и батиметрическая основа масштаба 1:1 000 000, составленная в цифровом варианте на картфабрике ФГУП "ВСЕГЕИ" в 2008 г., навигационные карты масштаба 1:500 000 и крупнее, издания ГУНиО МО РФ 1996 г., редакция 2008 г., данные сейсмоакустического зондирования и эхолотирования, полученные в рейсах НИС «Фридьоф Нансен» в 2008-2009 г.г., результаты донного опробования. При составлении карты на территорию суши использовались материалы предшествующих съёмок [16,18,19,87] и собственных наземных маршрутов (главным образом, по прибрежной части п-ва Таймыр и островам арх. Норденшельда, арх. Сергея Кирова, а также островам Самойловича и Средний) в процессе проведения полевых работ 2008-2009 г.г.

В основу составления геоморфологической карты на дно акватории заложен морфогенетический принцип в соответствии с [25]. На первом этапе работ была создана предварительная геоморфологическая карта (карта-основа), на которую выносились все каркасные элементы рельефа, ограничивающие морфологически однородные поверхности, на следующем этапе выделенным поверхностям придавалось генетическое и возрастное значение. Предварительная карта легла в основу построения итоговой геоморфологической карты, а также использовалась при создании других карт комплекта.

На материковую и островную область карта-основа не составлялась ввиду того, что структурные элементы рельефа, являющиеся каркасом для построения этого типа карт, на топографических планшетах масштаба 1:200 000 – основном источнике информации о морфологии рельефа – выделить проблематично, за исключением двух типов структурных линий – килевых, которыми являются тальвеги водотоков, и гребневых – линий водоразделов. Но оба эти структурные элемента в большинстве своём не являются геоморфологическими границами. Роль последних обычно выполняют линии выпуклого и вогнутого перегиба, а они на имеющихся топографических картах выделяются весьма условно.

Геоморфологические карты суши предыдущих исследователей, на которых базировались наши построения, составлены на основе выделения генетически однородных поверхностей. По этому же принципу, с учётом ярусности рельефа, составлена геоморфологическая карта суши на представляемом листе.

При описании морфогенетических типов поверхностей были использованы требования [59] и методическое пособие [44] – для акватории.

Следует отметить, что принципы составления геоморфологической карты на акваторию и на сушу не противоречат друг другу, а лишь различаются акцента-

ми – главной для моря является морфологическая составляющая, а для суши – генетическая.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА

Большую часть площади листа Т-45–48 занимает акватория морей Карского и Лаптевых, а также континентальный склон котловины Северного Ледовитого океана. Менее 25% площади приходится на поверхность суши – северную часть п-ва Таймыр, острова арх. Северная Земля, более мелких архипелагов – Норденшельда и Сергея Кирова, ряда мелких островов.

В пределах описываемого листа наблюдается многоярусность рельефа, начинающаяся от 800-метровых высот отрогов горной системы Бырранга на крайнем юго-востоке, через средне- низкогорные плато, прибрежные низменности, мелководье, равнины и низменности шельфа до нижнего яруса вблизи подножия материкового склона на глубинах около 2000 м. Общий перепад высот рельефа в пределах описываемой площади составляет 2 929 м (от высоты 965 м на леднике Карпинского, о. Октябрьской Революции, до глубины 1964 м – крайняя северо-восточная точка планшета).

Принимая во внимание, что рельеф земной поверхности представляет собою единую систему, и предлагая его графическое отображение на единой системно-морфологической основе, всё же при его описании мы не можем отойти от деления на наземный и подводный.

Поверхность морского дна, охватывающая более 3/4 площади листа, представлена областью материкового шельфа, включающего мелководное плато, подводные равнины и низменности, окраинно-шельфовые желоба. На северо-востоке шельфовая равнина ограничивается бровкой на глубине 500 м.

Континентальный склон в пределах листа прослеживается на глубинах 500-2000 м, в верхней части оконтуривается чётко выраженной бровкой, подножие его располагается за пределами листа.

Береговая отмель, прибрежное мелководье и мелководное плато представляют собою единую ступень, различаются лишь изменением углами наклона поверхности, фиксируемым линиями выпуклого и вогнутого перегиба. Рельеф этих областей субаэральный, для них характерно широкое развитие сети подводных долин, форма продольного и поперечного профиля которых сходны с морфологией водотоков суши в прибрежной части, хотя имеет более сглаженные очертания.

Следующая, более низкая ступень подводного рельефа, отделённая от верхней практически повсеместно склоном или уступом с явно выраженными бровкой и тыловым швом, представляет собою пологоволнистую, либо мелкохолмистую равнину на глубинах 100-200 метров. Глубина плавно увеличивается на север и

северо-восток в направлении континентального склона. На поверхности этой равнины наблюдаются отдельные локальные поднятия и впадины. Поднятия изометричной, реже линейно вытянутой формы высотой 20-30 м при размере в поперечнике до 10, редко более километров. Локальные впадины как изометричной, так и удлинённой формы, глубина их измеряется первыми десятками метров, размеры в поперечнике – первые километры. Кроме того, в пределах этой ступени выделяются и долинообразные понижения значительной протяжённости с явно выраженным уклоном тальвега – вероятно, следы древней речной сети, основательно переработанной последующей седиментацией в направлении сглаживания форм.

Важными элементами подводного рельефа являются окраинно-шельфовые желоба – жёлоб Воронина на северо-востоке, открывающийся в глубоководную котловину Нансена к западу от арх. Северная Земля, жёлоб Шокальского, разделяющий два наиболее крупных острова архипелага – Большевик и Октябрьской Революции, и жёлоб Вилькицкого, открывающийся в котловину Нансена в её южном замыкании, за пределами листа.

Жёлоб Воронина в рамках описываемого листа протягивается на расстояние до 200 км при ширине около 20 км по днищу, имеет на всём протяжении довольно чётко выраженную бровку и тыловой шов, на значительных отрезках прямолинейных очертаний, что свидетельствует о тектоническом происхождении структуры. На отдельных участках под воздействием процессов денудации и аккумуляции происходит размывание и выполаживание контуров. Днище жёлоба располагается на глубинах от 200 м. в области замыкания до 300 м у северной рамки листа. Почти на всём протяжении в центральной части жёлоба прослеживается линейно вытянутое вдоль его оси валообразное поднятие высотой 15-20 метров, разделяющее днище жёлоба на два рукава; у северной границы листа они соединяются.

Жёлоб Воронина изучен достаточно детально, он пересечён тремя поперечными сейсмоакустическими профилями и двумя продольными (работами ПМГРЭ), а также сейсмическим профилем 3-АР, выполненным ФГУНПП «Севморгео» [108]. Такое пристальное внимание жёлоб Воронина привлекает как потенциальная нефтегазоносная структура.

Жёлоб Шокальского изучен значительно менее детально, в основном по картографическим материалам, т.к. ледовая обстановка не позволяла пересечь его в процессе полевых работ по объекту севернее 78° , но в 2007г. жёлоб был пройден НЭС «Академик Фёдоров» и с его борта были выполнены 2 донные станции, полученный материал детально проанализирован.

Жёлоб Шокальского целиком располагается в пределах представляемого листа, отделяя о. Большевик от о. Октябрьской Революции. Протяжённость жёлоба около 260 км, ширина – 15-20 км, в устьевой части до 40 км. Линия тальвега рас-

полагается на глубинах от 180 м в кутовой части до 350 в устье. На севере в днище жёлоба вырисовывается замкнутая котловина, вытянутая вдоль оси жёлоба на 40 км, глубина её около 50 м. К западу и к востоку от котловины прослеживаются валообразные поднятия протяжённостью 20 и 45 км, при относительной высоте 45-50 м (восточное) и 65 м (западное). В целом днище жёлоба представляет собою всхолмлённую равнину, полого понижающуюся к северу с неявно выраженной килевой линией и хорошо прослеживаемым тыловым швом. Восточный борт жёлоба представляет собою крутой уступ с прямолинейными в плане очертаниями, надводная часть которого – скальные, местами почти отвесные выступы высотой до 200 м, бровка склона прослеживается на высотах 400 м; подводное продолжение этого уступа крутым обрывом опускается на глубину до 230-240 м, т.е. в целом высота этого уступа, включая надводную и подводную часть, достигает 640 м. Сплошная линия тылового шва рассекается фиордами, вдающимися вглубь островной суши на расстояние 10-15 км, глубина их достигает 200 м, крутизна бортов – 30°.

Западный борт жёлоба Шокальского по морфологическому строению отличается от восточного. Северная его часть – от фиорда Марата до рамки планшета – имеет почти прямолинейную береговую линию субмеридионального простирания, однако крутого уступа, аналогичного уступу восточного борта, здесь не наблюдается. Вдоль береговой линии острова Октябрьской Революции протягивается полоса полого-наклонной приморской равнины шириной 3-5 км, расширяющаяся в устьевой части наиболее крупных водотоков; на дне акватории она продолжается в виде узкой, менее 1 км, приостровной отмели, сменяющейся на глубине 25-30 м островным подножием до глубины 200 м. Подножие характеризуется сильной изрезанностью поверхности, с большим количеством подтопленных заливов и бухт, с многочисленными подводными банками и надводными скальными выступами. Вглубь острова вдаётся один крупный фиорд Марата, длиной около 20 км, шириной до 5 км в устье, с высотой стенок, достигающей 200 м. Его простирание – 320° СВ – почти точно совпадает с простиранием фиорда Тельмана на восточном борту жёлоба, визуальное являясь его продолжением. Вероятно, оба эти фиорда заложены по единому разлому, рассечённому позднее депрессией жёлоба Шокальского.

Третья крупная отрицательная структура региона – жёлоб Вилькицкого – имеет иное строение, менее отчётливо демонстрирующее его тектоническую природу. Жёлобом его можно назвать с долей условности, вопрос его происхождения остаётся дискуссионным. Если к географическому объекту – пролив Вилькицкого – относится всё водное пространство между северной оконечностью п-ва Таймыр и южным побережьем о-вов Большевик и Малый Таймыр, то к морфоструктуре «жёлоб Вилькицкого» можно отнести лишь его восточную часть, к востоку от 102° в.д. Здесь уже явно прослеживается его тектоническая природа –

крутые уступы бортов, прямолинейные простирания структурных элементов. Жёлоб Вилькицкого протягивается в пределах описываемой площади на расстояние около 140 км, на западе разрезаясь подводной возвышенностью на два клиновидных в плане залива. Абсолютные глубины дна жёлоба варьируют от 150 м на западе до 260 м на востоке. За восточной рамкой карты жёлоб срезается бровкой континентального склона в области южного замыкания котловины Нансена.

В пределы описываемой площади на крайнем северо-востоке попадает участок континентального склона. Эта структура хорошо вырисовывается на батиметрических картах. Чётко прослеживается бровка континентального склона вдоль изобаты 500 м, ниже следует уступ до глубины 1 200 м с углом наклона около 5°; на глубине 1 200 м намечается тыловой шов, ниже которого склон вылаживается до значений 2-3°. Максимальная глубина континентального склона в контурах листа 1964 м.

Наземная часть картируемой площади подразделяется на материковую и островную, каждая из которых обладает своими отличительными чертами.

В геоморфологическом строении северного Таймыра (севернее 76° с.ш.) выделяются следующие типы рельефа:

- по периферии полуострова прослеживаются террасированные абразионно-аккумулятивные морские равнины на абсолютных высотах от 0 до 200 метров;

- центральная, южная и восточная части описываемой площади представляют собою возвышенную денудационную равнину, состоящую из отдельных останцовых возвышенностей и плосковершинных плато с абсолютными высотами 200-400 м;

- на крайнем юго-востоке протягивается цепочками северо-восточного направления отроги горного массива Бырранга с абсолютными высотами 400-600 м, отдельные пики – до 800 м (максимальная высота, отмеченная на карте – 848 м).

Поверхности морской равнины, останцовых возвышенностей и гор пересекаются долинами многочисленных водотоков, глубоко врезаемых в коренные породы, либо обладающих хорошо разработанными долинами с комплексом террас. Рисунок гидросети сложный, чаще – центробежный, с извилистой линией главного водораздела бассейнов моря Карского и моря Лаптевых. Речные долины различаются характером поперечного и продольного профиля в зависимости от состава и строения пересекаемых ими отложений. В северной части о-ва Большевик в пределах неотектонического горстового поднятия и в центральной зоне о. Октябрьской Революции расчленённость территории настолько значительна (врезы долин достигают 200 м), что создаётся впечатление горного рельефа. В южной части о. Большевик, по периферии о. Октябрьской Революции и на при-

морской равнине о. Пионер речные долины имеют иной облик, зачастую корытообразный профиль, либо вообще не имеют чётко выраженных долин.

Роль водотоков в данном регионе чрезвычайно велика. Их морфология, возраст, генезис – предмет детального изучения, т.к. они контролируют распределение золотоносных россыпей по площади.

Изучение гидросети, характера речных долин, их гидрологического режима – отдельная большая тема и ей посвящён целый ряд специальных работ.

Главными формами рельефа, определяющими геоморфологический облик островов арх. Северная Земля, являются ледниковые покровы и купола, занимающие более половины площади островов, а также денудационные плато и приморские равнины, определяющие ярусность строения земной поверхности.

Площадь описываемого листа располагается в зоне развития многолетнемёрзлых пород. На поверхности островов арх. Северная Земля, свободной от ледников, и на п-ве Таймыр наблюдаются разнообразные криогенные проявления – морозобойные трещины, бугры пучения, солифлюкционные оплывины, на высоких водоразделах развиваются щебнисто-глыбовые развалы – «каменные моря».

ГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ РЕЛЬЕФА

Основанием для отнесения выделенных на первом этапе составления карты морфологически однородных поверхностей к определённой генетической группе на акватории послужили собственные полевые наблюдения, результаты аналитических исследований, сопоставление с имеющимися данными по смежным территориям. На суше основным источником информации явились материалы предыдущих исследователей, собственные наблюдения в поле и анализ результатов микрофаунистических, палинологических, гранулометрических исследований материала из четвертичных отложений.

Разделение поверхностей по группам, типам и подтипам проведено в соответствии с [59] с учётом [43].

ТЕКТОНОГЕННАЯ ГРУППА

Дизъюнктивный тип

К этому типу рельефа относятся склоны и уступы, созданные препарировкой тектонических нарушений. Выделяется этот тип только на суше, на поверхности морского дна уступы претерпели воздействие процессов комплексной денудации и, будучи перекрыты маломощным чехлом плейстоценовых отложений, потеряли чёткие критерии отнесения их к данному типу поверхностей.

К дизъюнктивному типу относится чётко выраженный уступ северо-западного побережья о. Большевик, обращённый к проливу Шокальского. Уступ представляет собою обрыв высотой до 60 м, продолжающийся в виде крутого склона вверх на высоту до 400 м и уходящий под урез воды на глубину до 200 м.

Вероятно, тектоническое происхождение имеют секущие уступ фиорды Тельмана и Спартак – крутые склоны которых также отнесены к дизъюнктивному типу.

К тектонической группе на острове на восточном побережье острова Большевик отнесены крутые уступы в верховьях залива Ахматова, бухты Неудач.

К дизъюнктивному типу относится часть крутых уступов на полуострове Таймыр, созданных препарировкой тектонических нарушений, облик которых не был заметно изменён последующими процессами рельефообразования.

Наиболее ярко выраженные тектонические обрывы ограничивают северо-западный склон горы Забор, юго-восточный склон горы Ледовая, восточный и юго-восточный склоны горы Ферсмана. Протяжённость уступов составляет от 5 до 10 км, высота варьирует от 50 до 100 м.

Прерывистая цепь крутосклонных уступов протягивается вдоль долины реки Дорожная, высота их составляет 20 м, общая протяжённость около 20 км.

Простираение тектонических уступов п-ва Таймыр чаще всего северо-восточное, совпадающее с общим структурно-тектоническим планом территории. Крутизна склонов достигает 60°.

Заложение этих уступов следует отнести к позднему мезозою, когда в результате контрастных тектонических движений вырисовывались основные контуры морфоструктуры площади. Современный облик они приобрели на неотектоническом этапе рельефообразования.

ДЕНУДАЦИОННАЯ ГРУППА

Абразионный тип

Субгоризонтальные и пологонаклонные равнины абразионного типа не имеют широкого распространения на изученной площади. Они картируются у побережья п-ва Таймыр и вокруг островов на глубинах 0-10 и 10-25 м, граница между этими двумя подтипами неопределённая, фиксируется лишь по линии незначительного выпуклого перегиба морского дна. Углы наклона не превышают первых десятков минут. Поверхности сформированы в голоцене, абразионные процессы воздействуют на них и в настоящее время.

Эрозионно-денудационный тип

К данному типу отнесены склоны долинообразных понижений с выраженным уклоном тальвегов на поверхности мелководного плато, подводных равнин и низменностей. Долины имеют, как правило, пологие склоны, глубины, не превышающие 25-30 м при ширине до 1 км, и незначительный уклон тальвега. Долины субаэрального происхождения – речная сеть закладывалась в периоды регрес-

сии моря в голоценовое (на глубинах до 50 м) и позднеплейстоценовое (ниже 50 м) время.

На суше к этому типу поверхностей относятся склоны платообразных возвышенностей и абразионно-аккумулятивных равнин, сформированные под воздействием флювиальных потоков и денудационных процессов в позднеплейстоценовое и голоценовое время.

Эрозионный тип

К этому типу поверхностей относятся склоны речных долин на полуострове Таймыр и на островах арх. Северная Земля, глубоко врезуемые, практически нетеррасированные. Долины этого типа обладают большим разнообразием морфологического облика.

Большинство рек региона на своём протяжении от истоков до устья меняют характер долин в зависимости от состава эродируемых пород, величины уклона поверхности, тектоники района. Соответственно меняется тип речных долин от эрозионного до аллювиального с промежуточными стадиями в зависимости от преобладания рельефообразующих факторов.

Эрозионный тип склонов речных долин характерен для водотоков, разрезающих склоны возвышенностей, уклон их русел достигает 8-10 м на километр, врез может составлять 50-100 м, поперечный профиль V-образный и каньонообразный. В долинах этих рек преобладают процессы глубинной эрозии, происходит интенсивный вынос обломочного материала, аллювий либо отсутствует, либо не превышает 0,5 -1,0 м, локальные узкие террасы встречаются лишь в устьях притоков. Ниже по течению при выходе на равнину либо слабонаклонные поверхности долины рек расширяются, вырабатывается пойма и комплекс террас. Формирование этих речных долин происходило в послеказанцевское время и не исключено, по долинам более древнего заложения.

Подтип комплексной денудации

На акватории к поверхностям рельефа, сформированным комплексом денудационных процессов, отнесены склоны подводных поднятий и плато, в формировании которых принимали участие абразионные, флювиальные, оползневые процессы. Склоны этого типа подразделяются на фасы – поверхности, ограниченные сверху и снизу линиями выпуклого перегиба, и уступы, ограниченные сверху линией выпуклого, а снизу – вогнутого перегиба. Возникновение этих склонов синхронно времени возникновения ограничиваемых ими поверхностей, т.е. произошло в позднеплейстоцене-голоцене.

На суше к данному подтипу рельефа относятся водораздельные возвышенности (поверхности выравнивания), располагающиеся на высотах 200-250 (нижний ярус) и 300-350 м, а на острове Большевик до 400 м (верхний ярус). Эти поверх-

ности сформировались в результате блоковых движений земной коры и подверглись затем процессам комплексной денудации. На территории п-ва Таймыр они слагают открытые водораздельные пространства, на о. Большевик в значительной части перекрываются ледниками, на о. Октябрьской Революции лишь частично выступают из-под ледника.

Поверхности выравнивания имеют чаще всего изометричную, либо слабо вытянутую форму, однако контуры их извилисты вследствие эрозионного расчленения истоками рек; для них характерен центробежный рисунок гидросети.

Поверхности верхнего яруса либо полого опускаются до высот нижнего яруса, границей между которыми в этом случае является линия неявно выраженного вогнутого перегиба, либо оконтуриваются невысоким уступом. Поверхности выравнивания нижнего яруса ограничиваются снизу линией выпуклого перегиба, отделяющего их от пологонаклонной равнины уровня 150-200 м.

О возрасте поверхностей выравнивания можно судить лишь предположительно, вслед за другими исследователями [18,35,87]. Заложение верхнего яруса относим к позднемеловому времени, а завершение – к началу олигоцена. Формирование нижнего яруса отвечает более молодому времени, возможно, плиоцен-миоцену.

Конструктивно-денудационный тип

К данному типу денудационного рельефа отнесены поверхности, возникшие в результате препарировки интрузивных образований и палеозойских складчатых структур, а также разрывных нарушений.

На море почти повсеместно развитый плейстоценовый осадочный чехол маскирует выходы коренных пород, поэтому большинство поверхностей, морфологию которых определяет структура осадочного чехла либо фундамента, относятся к смешанному, денудационно-аккумулятивному типу.

К конструктивно-денудационному типу отнесены отдельные отпрепарированные выходы коренных пород – скальные выступы, структурные носы, небольшие платообразные возвышенности (банки), например, к югу от юго-восточной оконечности о. Октябрьской Революции.

К этому же типу на акватории отнесены борта шельфовых желобов (Ворони́на, Вилькицкого) на отдельных прямолинейных участках, где отчётливо прослеживается их тектоническая природа, несмотря на относительно небольшие углы наклона бортов (плоскости нарушений) до 5° уступов, 3-4° – фасов. Выполяживание склонов происходит за счёт последующих процессов денудации. Возраст формирования склонов соответствует времени заложения шельфовых желобов и относится к завершающей стадии раскрытия глубоководной котловины СЛЮ – олигоцен-миоценовому времени, а последующие денудационные процессы продолжают изменять морфологию бортов вплоть до настоящего времени.

К структурно-денудационному типу относится и поверхность уступа континентального склона, заложенного по зоне разрывных нарушений, предположительно, в поздне меловое-раннепалеогеновое время, и моделируемого комплексом процессов денудации в последующем временном интервале, вплоть до современного. В пределах описываемого листа уступ континентального склона протягивается почти на 100 км, а его крутизна достигает 5°.

На глубине 1100 м происходит сравнительное выполаживание склона. Поверхность, расположенная ниже линии вогнутого перегиба, можно было бы рассматривать как подножие континентального склона, но, выходя за рамки листа, видим, что подножие располагается ниже, на глубинах 2500-2000 м и отделено от описываемой поверхности тыловым швом. Поэтому данную поверхность относим к непосредственно склоновым, отличающуюся от вышерасположенной крутизной (менее 3°).

К данному типу рельефа отнесены склоны узких каньонообразных долин, заложенных по зонам тектонических нарушений поперёк склонов шельфовых желобов и континентального склона. Эти каньоны подразделяются на 2 генерации – более древние, устья которых располагаются на глубинах 400 м и ниже, по возрасту соответствующие начальным этапам неотектонической активности (эоцено-олигоцен) , и более молодые, устье которых располагается на глубинах 200-250 м, возникшие, вероятно, в последующие этапы неотектонической активности, в миоцен-плиоценовое время.

На суше к структурно-денудационному типу привершинные поверхности на высотах 400 м и более (максимальная высота – вершина с отметкой 848 м в верховьях реки Преградной). Расположены они в юго-восточном углу планшета, представляют собою комбинацию отдельных плосковершинных либо пологокупольных возвышенностей и гряд, протягивающихся в северо-восточном направлении согласно общему простиранию структур.

О возрасте описываемых поверхностей можно судить лишь предположительно. Заложение их, вероятно, происходило в меловое время, однако наиболее интенсивные процессы планации и корообразования проявились в палеогене, о чём свидетельствуют находки кор выветривания эоценового возраста. Нижняя граница этих поверхностей определяется бровкой склона (линией выпуклого перегиба) либо уступом.

Склоны структурно-денудационного генезиса обрамляют вершинные поверхности того же происхождения, крутизна этих склонов достигает 30°. Время формирования склонов – от раннего палеогена до современного.

Денудационно-аккумулятивная группа

К этой генетической группе относится значительная часть поверхностей суши и морского дна. Поскольку процессы денудации и аккумуляции тесно взаимосвя-

заны, часто перетекают друг в друга в зависимости от изменения фациальной обстановки – периодов трансгрессий и регрессий, эпейрогенических и эвстатических колебаний земной коры, к этой категории рельефа относятся многие поверхности, в которых трудно выделить основной рельефообразующий фактор.

Абразионно–аккумулятивная подгруппа

К этой подгруппе отнесены поверхности, располагающиеся вблизи современной береговой линии.

На море это мелководное плато уровня 25-50 м, представляющее собою пологонаклонную равнину, находящуюся в зоне волнового воздействия, хотя и ослабленного относительно береговой зоны, в которой преобладают процессы абразии и от которой она отделена не всегда отчётливо выраженной линией выпуклого перегиба. На глубинах около 50 м практически повсеместно прослеживается бровка плато, а ниже – фас либо уступ склона. Возраст этой поверхности голоценовый.

К поверхностям абразионно-аккумулятивного генезиса относятся останцы подводной равнины на глубине 100 м, отмечаемые в западной части листа. Это изолированные возвышенности приближённо изометричной формы, размером в первые десятки километров в поперечнике, по периметру ограничивающиеся невысоким абразионным уступом высотой до 20 м, на плосковершинной поверхности иногда наблюдаются локальные поднятия неуставленного генезиса. Сформированы эти поверхности, вероятно, во время позднего неоплейстоценового трансгрессивно-регрессивного цикла, а нивелирование морскими осадками продолжается до настоящего времени.

На суше к абразионно-аккумулятивной подгруппе относятся пологие террасированные поверхности уровня 50-100 м, 100-150 м и изолированные останцы террас уровня 50-100 м. Они занимают значительные площади как на полуострове Таймыр, так и на крупных островах арх. Северная Земля, а также в центральной части мелких островов арх. Норденшельда, отделённые от береговой черты узкой полосой современных аккумулятивных морских террас. Эти поверхности на прибрежных территориях слабо наклонены в сторону моря, на изолированных останцах они горизонтальны; в центральной части описываемой территории п-ва Таймыр окаймляют отдельные денудационные возвышенности. Террасированные поверхности покрыты чехлом песчано-гравийных отложений, из-под которых выступают отпрепарированные абразией останцы и гряды коренных пород. Поверхность террас пересекается долинами многочисленных рек, ручьёв, распадков, из-за чего контуры поверхностей приобретают извилистые очертания, а сами террасы – рельеф типа «бедленд».

Два высотных уровня поверхностей соответствуют крупным трансгрессивным циклам среднего и верхнего неоплейстоцена – казанцевскому (верхний) и каргинскому ингрессионному (нижний).

Подгруппа смешанного типа

К этой категории относятся поверхности, обязанные своим происхождением комплексу процессов денудации и аккумуляции, среди которых сложно выделить основной рельефообразующий фактор.

На море к данной подгруппе отнесены площадки (террасы), имеющие ограниченное распространение внутри склонов. Возможно, распространены эти террасы довольно широко, склоны подводных структур часто представляются террасированными, однако ширина их невелика, как правило, меньше террас на суше, и не выражается в масштабе карты, на что указывает А.Н. Ласточкин [30] и что подтверждается собственными наблюдениями при анализе сейсмоакустических профилей. Хорошо выраженные террасы, оконтуренные достаточно четко коррелируемыми по соседним профилям линиями выпуклого и вогнутого перегибов с плоской слабонаклонной площадкой, отмечены в бортах жёлоба Воронина и в южном борту жёлоба Вилькицкого. Ширина такой террасы в жёлобе Воронина достигает 15 км, перепад высот от бровки до тылового шва 100 м. В жёлобе Вилькицкого террасы прослеживаются на двух уровнях – 100-125 м и 150-175 м, ширина их составляет 5-7 км.

Значительная по площади террасовидная поверхность выделяется к северо-востоку от о-ва Большевик на глубине 200-250 м. Невозможность выделения в пределах этой площади более дробных морфологических единиц объясняется малой изученностью, в том числе и гидрографической, этой части площади.

К данной подгруппе отнесена полого-наклонная поверхность, примыкающая к бровке шельфа на всём протяжении в пределах картируемой площади. Ширина её 15-25 км, уклон не превышает 1°. Эта поверхность представляет собою переходную ступень от шельфа к континентальному склону, её морфологический облик складывается под воздействием как аккумулятивных, так и комплекса денудационных склоновых процессов.

Возраст террасы и склона определяется, предположительно, как позднеплейстоценовый. Террасы более древнего возраста, вероятно, были уничтожены в ходе последующих трансгрессий.

На суше к смешанной подгруппе аккумулятивно-денудационного генезиса отнесены пологонаклонные равнины уровня 150-200 м, обычно окаймляющие денудационные возвышенности. Они широко развиты в пределах Таймырского полуострова, в южной части о. Большевик и занимают значительную часть водораздельных пространств на о. Октябрьской Революции. От более молодых, гипсометрически ниже расположенных равнин уровня 100-150 м они отделяются

тыловым швом (на п-ове Таймыр), абразионным уступом высотой от 1,5 до 15 метров, либо пологим склоном (о. Большевик). На о. Октябрьской Революции, где описываемая поверхность представляет собой почти плоское водораздельное пространство, берущие здесь начало водотоки ещё не выработали значительных долин, а линия водораздела крайне извилистая и изменяющаяся со временем.

Поверхности данного типа образовались, предположительно, во время наиболее древней из фиксируемых на данной территории среднелепистоценовой (санчуговской?) трансгрессии.

Флювиальная подгруппа

К этой подгруппе в пределах акватории отнесён ряд отрицательных форм рельефа, придонная поверхность которых сформирована осадками текучих вод.

Днища окраинно-шельфовых желобов занимают значительную площадь листа. Располагаются они в интервале глубин 200-300 м – жёлоб Воронина, Шокальского, Вилькицкого и 300-500 м – приустьевая часть жёлоба Шокальского и безымянный жёлоб к северо-востоку от острова Большевик.

Начало формирования этих поверхностей синхронно времени заложения желобов, однако своим морфологическим обликом они обязаны позднейшим денудационным процессам, связанным с выносом рыхлого материала подводными потоками с шельфовых равнин к континентальному склону, а также процессам флювиальной, морской и ледово-морской аккумуляции позднелепистоценового возраста.

К этой же категории рельефа условно отнесены склоны крупных котловинообразных понижений среди шельфовых равнин северо-западной части листа, относительные глубины которых достигают 100 м. Центры этих котловин, как правило, фиксируются экстремальными точками максимальных глубин, бровки склонов выражены, чаще всего, нечётливо, уклоны поверхностей составляют десятки минут.

К данному типу отложений относятся долинообразные понижения в пределах мелководного плато и подводных равнин, возникшие в периоды регрессивного отступления моря до того уровня, когда соответствующие поверхности оказывались сушей, голоценового и позднелепистоценового времени. Максимальное понижение уровня моря в неоплейстоцене, по представлениям ряда исследователей [4, 52] достигало 200 м относительно современного. В ходе последующих трансгрессий эрозионные врезы долин были частично сnivelированы процессами аккумуляции.

На суше к флювиальной подгруппе поверхностей отнесены речные террасы п-ова Таймыр и островов архипелага Северная Земля. Из-за мелкого масштаба карты поймы и надпойменные речные террасы объединены в одну категорию. По

этой же причине не выделены террасированные долины рек, ширина которых не превышает одного километра

Речная сеть в регионе развита очень интенсивно. По рисунку гидросети, характеру долин, возрасту террас можно проследить всю историю развития рельефа. Облик речных долин отличается исключительным разнообразием как по морфологии, размерам, величине уклона, так и по возрасту заложения долин, причём все эти параметры могут меняться по течению одной реки от её истока до устья.

В долинах рек о-ва Октябрьской Революции насчитывается до 6-7 террас на высотах от 0,7 до 65-70 м, на о-ве Большевик такого количества террас в долинах рек не прослеживается. Вторая и более высокие цокольные террасы арх. Северная Земля часто развиты в пределах долин, которые были заложены в докаргинское время, это самые высокие террасы – 40-47 м и 65-70 м. Цоколь террас сложен как коренными дочетвертичными породами, так и средне- и верхнечетвертичными ледниковыми и ледниково-морскими отложениями. Мощность ледниково-галечного аллювия достигает 20 м, но на некоторых террасах его вообще нет. В террасах нижних уровней (до 27-36 м), как правило, цокольное основание не прослеживается, выделяются 1-2 пойменные террасы и до 4-5 надпойменных. Эти террасы сформировались в каргинское и послесартанское время.

Большинство крупных рек п-ова Таймыр относится к горно-равнинному типу. Формирование речной сети в её современном виде происходило на фоне неотектонических движений в позднеплейстоценовое время и связано с трансгрессивно-регрессивным циклом этого времени. Морфология речных долин в поперечном и продольном профиле меняется от истоков к устью, от глубоко врезанных нетеррасированных до хорошо разработанных долин с развитым комплексом террас. Наиболее широко террасовый комплекс у значительной части рек развит в их среднем течении, где наблюдается пойма высотой 0,5-2 м и серия надпойменных террас. В верхнем течении большинство речных долин врезано в коренные породы, в нижнем – растекается по приморской равнине, не имея явно выраженных террас.

Аккумулятивная группа

Поверхности, сформированные аккумулятивными процессами, широко развиты на площади листа. Они различаются по морфологическому облику, возрасту, происхождению. Объединяются они в несколько подгрупп по генетическим признакам.

Бассейново-морская подгруппа

В пределах акватории к данной подгруппе отнесена шельфовая равнина уровня 100-150 м и шельфовая низменность уровня 150-200 м, разделённые между собою линией вогнутого перегиба, не всегда отчетливо выраженной.

Поверхность шельфовой равнины сформирована, в основном, морскими и ледово-морскими осадками позднеплейстоцен-голоценового возраста, начало формирования, вероятно, каргинский ингрессионный цикл.

Начало формирования шельфовой низменности, по-видимому, относится к казанцевскому времени. Морское осадконакопление в пределах обеих поверхностей продолжается до настоящего времени.

К бассейново-морской подгруппе отнесены днища заливообразных понижений, примыкающих к областям замыкания окраинно-шельфовых желобов (ниже 100-метровой глубины), а также вытянутые в виде подводных проливов, реже – изометричной формы понижения в пределах мелководного плато и подводной равнины на глубине 50-100 м.

Образование этих структур происходило, возможно, на фоне неравномерных эпейрогенических колебаний при погружении морского дна в позднеплейстоценовое и голоценовое время. Современный облик эти поверхности приобрели благодаря морской седиментации и сноса рыхлого материала с окружающих батиметрически более высоких поверхностей.

Преимущественно под воздействием аккумулятивных процессов происходит формирование днищ большинства отрицательных форм рельефа. Днища окраинно-шельфовых желобов занимают значительную площадь листа. Располагаются они в интервале глубин 200-300 м – жёлоб Воронина, Шокальского, Вилькицкого и 300-500 м – приустьевая часть жёлоба Шокальского и безымянный жёлоб к северо-востоку от острова Большевик.

Начало формирования этих поверхностей синхронно времени заложения желобов, однако своим морфологическим обликом они обязаны позднейшим денудационным процессам, связанным с выносом рыхлого материала подводными потоками с шельфовых равнин к континентальному склону, а также процессам флювиальной, морской и ледово-морской аккумуляции позднеплейстоцен-голоценового возраста.

К этой же категории рельефа условно отнесены днища крупных котловинообразных понижений среди шельфовых равнин северо-западной части листа, относительные глубины которых достигают 100 м. Центры этих котловин, как правило, фиксируются экстремальными точками максимальных глубин, бровки склонов выражены, чаще всего, неочётливо, уклоны поверхностей составляют десятки минут.

На суше к этой категории рельефа относятся морские прибрежные равнины двух уровней – 0-10 м и 10-25 м. Нижний уровень – это пляжи, косы, морские низкие террасы голоценового возраста, второй уровень – это морские террасы

поздненеоплейстоцен-голоценового возраста. Разделить террасы этих уровней не всегда удаётся, площади, ими занимаемые, невелики, поэтому на данном листе они объединены в одну категорию.

Морские террасы развиты практически вдоль всей береговой линии полуостровов и островов, как крупных, так и мелких. От мелководной прибрежной поверхности морского дна они отделяются абразионным уступом высотой 2-3 м, но часто постепенно переходят в подводную равнину даже без линии перегиба. Верхняя граница прибрежных равнин на суше с террасированной поверхностью поздненеоплейстоценового возраста проходит либо по линии вогнутого перегиба, либо по невысокому абразионному уступу.

Гляциальная подгруппа

Наличие форм ледникового и водно-ледникового происхождения отмечали многие исследователи как на севере п-ова Таймыр, так и на островах арх. Северная Земля. Это основная морена, водно-ледниковые холмы и гряды, зандровые поля зырянского и сартанского оледенений на Таймыре, современные ледниковые и водно-ледниковые формы по периферии ледовых куполов на островах Октябрьской Революции и Большевик. Однако все эти формы рельефа разобщены в пространстве и не выражаются в масштабе карты.

Единственный полигон, который можно выделить как генетически однородную поверхность ледникового генезиса, картируется на п-ве Таймыр, в юго-восточной части листа, в верховьях рек Жданова и Ленинградская. Всхолмлённая моренная равнина располагается по склонам долины реки Жданова до высоты 50 м над урезом. Моренный материал мощностью в первые метры облекает сплошным чехлом абразионно-денудационную равнину казанцевского возраста. Мезорельеф моренной равнины пологоволнисто-грядовый, микрорельеф – мелкобугристый, со множеством западин и микроозёр. Возраст морены, вероятно, сартанский, устанавливаемый по соотношению с подстилающими породами.

На поверхности морского дна явных признаков древних оледенений не обнаружено. Видимо, следы деятельности ледников проявлялись на незначительных глубинах и были уничтожены последующими трансгрессиями.

Единственная форма подводного рельефа, которую с некоторой долей вероятности можно рассматривать как ледниковую – линейно вытянутая гряда с пологими склонами на северо-западе района, у самой рамки листа. Подошва её фиксируется на глубине 100 м, гребневая линия на глубине 60 м, ширина по подошве – 6-7 км. В колонках донных станций на склонах гряды отмечено присутствие микрита – материала, характерного для ледниковых отложений. Возможно, это конечно-моренная гряда ледника, сдвигавшегося с купола о. Октябрьской Революции в конце неоплейстоцена.

Особую подгруппу аккумулятивного рельефа составляют поверхности, созданные осадками атмосферной аккумуляции – ледниковые покровы и купола.

Оледенению арх. Северная Земля посвящён ряд специальных исследований [4,19,52], поэтому в данном разделе отметим лишь общие морфологические особенности ледниковых покровов. Ледники занимают значительную часть островов Большевик, Октябрьской Революции и Пионер. Ледники Северной Земли относятся к покровному типу. Основными морфологическими формами ледников являются купола и выводные ледники, в значительно меньшем количестве – шельфовые ледники.

На островах Октябрьской Революции и Пионер купола и щиты представляют собою близкие к изометричным караеобразные формы с мощностью льда до 600 м. На острове Большевик ледники залегают на высоких фрагментах поверхности выравнивания, вследствие чего их очертания приобретают более сложный многолопастной облик. Куполам свойственны ровные пологие склоны, крутизна которых в верхних частях составляет доли градуса, а в краевых зонах куполов и щитов крутизна их достигает 10-15°. Характерной чертой ледниковых щитов и куполов являются плавные очертания краёв. Выводные ледники характерны, в основном, лишь для восточного склона ледника Университетский (о. Октябрьской Революции), что говорит о значительном уклоне ложа ледника на данном участке.

Максимальная высота ледового купола зафиксирована на леднике Карпинского (о. Октябрьской Революции) – 965 м, эта абсолютная отметка является наивысшей точкой дневной поверхности для всего листа. Восточный склон ледника Карпинского имеет сложное строение, здесь наблюдается область развития каров, цирков, из-под льда выступают нунатаки, сложенные плотными коренными породами с обрывами и осыпями.

Шельфовые ледники развиты в фиордах о. Октябрьской Революции. Питание их осуществляется за счёт выводных ледников, в устьевой части они «наплывают» на открытые воды фиордовых заливов[19].

В настоящее время для ледников Северной Земли характерно убывание массы, они заметно уменьшаются и отступают, что отражается даже на топографических картах разных годов издания.

Гравитационно–флювиальная подгруппа

К этой подгруппе отнесены подножия плато и возвышенностей, поверхности которых ограничены сверху и снизу линиями вогнутого перегиба. Это области накопления осадочного материала, сползающего под действием сил гравитации с выше расположенных склоновых поверхностей, стекающего в виде мутьевых потоков, обваливающихся в виде отдельных оползней; кроме того, подножия

подвергаются воздействию морской седиментации. Возрастной диапазон формирования этих поверхностей определяется возрастом поверхностей – поставщиков материала и до настоящего времени, т.е. позднеплейстоцен-голоценовый.

Подгруппа смешанного типа

Значительная часть поверхности суши в прибрежной зоне, а также в поймах рек, далеко вдающихся вглубь материка, представляет собою *низменную равнину*, в формировании которой принимали участие морские, речные, озёрные, болотные отложения. Процессы различных типов рельефообразования разделялись по времени, но иногда проявлялись одновременно. Конкретное воздействие каждого из этих факторов проследить сложно, поэтому низменные равнины уровня 0-25 м, рассекаемые речными водотоками без явно выраженных долин, на поверхности которых расположено большое количество мелких озёр и заболоченных участков, отнесены к смешанной подгруппе аккумулятивного генезиса. Возраст их голоценовый.

К этой же подгруппе отнесены *днища эстуариев*, представляющие собою подтопленные морем низкие пойменные участки рек. Характерны они, в основном, для п-ова Челюскин. Наиболее выразительная из них – бухта Гафнер-Фиорд.

ПОВЕРХНОСТИ НЕВЫЯВЛЕННОГО ГЕНЕЗИСА

Рельеф морского дна, несмотря на выровненность его относительно поверхности суши, обладает сложным строением. Кроме тех объектов картирования, генезис и возраст которых можно определить по прямым или косвенным признакам, либо по аналогии с соседними площадями, на поверхности дна фиксируются локальные формы рельефа, происхождение которых и возраст установить не удалось. Это отдельные изометричные *возвышенности и впадины*, располагающиеся на поверхностях различного батиметрического уровня, с относительными превышениями не более 50 м, фиксируемые на сейсмоакустических профилях или картах более крупного масштаба. Как отдельный морфологический элемент выделяются *линейно вытянутые возвышенности* длиной в 10-15 км, шириною не более 3-5 км и высотой до 50 м, располагающиеся на различных батиметрических ступенях и, возможно, относящиеся к различным генетическим категориям в зависимости от своего положения.

В заключение следует заметить, что отнесение поверхности к той или иной генетической группе проводится в некоторой степени условно, по косвенным признакам либо литературным данным. То же можно сказать и о возрасте поверхностей и форм рельефа. Наиболее определённый признак для каждого структурного элемента – это его морфология.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Исследуемый регион находится на стыке трех надпорядковых тектонических структур: Карской плиты, Таймыро-Североземельской складчатой области, которая на определенных этапах развития входила в состав Сибирской платформы, и континентального склона котловины Нансена, региональной структуры Северного Ледовитого океана. Все это, несомненно, усложнило тектоническое строение района работ и формирование тектонических структур. После издания листов Т-45-47, 48-50 Госгеолкарты-1000/2 и объяснительной записки [18], в восточной части Карского моря в 2004-2007 г. ОАО «СМНГ» были проведены сейсмические профильные работы МОГТ, материалы которых позволили значительно уточнить глубинное геологическое и тектоническое строение акватории. Проведенные в рамках работ по подготовке к изданию листа Т-45-48 Госгеолкарты-1000/3 исследования по определению изотопного возраста цирконов из разновозрастных отложений (образований) и интрузивных пород полуострова Челюскин, островов архипелага Северная Земля, архипелага Норденшельда, островов Известий ЦИК и западного Таймыра позволили существенно уточнить геологическое строение региона и, соответственно, историю его геологического развития.

Каждая из вышеперечисленных геоструктур развивалась автономно, но на некоторых этапах режим их был схожим и достаточно тесно увязан друг с другом. В связи с этим описание истории развития региона приводится единым для всех геоструктур по возрастным интервалам.

АРХЕЙСКИЙ – ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ АКРОНЫ

Архейский - раннепротерозойский этап развития, связанный с проявлением беломорской и, возможно, с поздней фазой карельской эпохи складчатости, начался с развития протогеосинклинали (слаборасчлененного прогиба), в которой первично-осадочные и вулканогенные породы перекрывали еще не стабилизированные образования базальтово-андезитовой земной коры. На полуострове Челюскин в пределах Фаддеевского выступа происходит формирование первично-терригенных осадков, мощных толщ вулканитов и, в меньшей степени, первично-карбонатных пород с внедрением позднекарельских гранитоидов (?) и интрузий основного состава поперечнинского комплекса. Эти породы послужили впоследствии исходным материалом для формирования фаддеевского метаморфического комплекса.

На рубеже раннего-позднего карелия отмечается тектоническая активизация, связанная с началом карельской складчатости и, соответственно, усилением прогибания геосинклинали. Формируются первично-терригенные, терригенно-карбонатные и, возможно, вулканогенные породы верхнекарельской симсовской

толщи, превращенные впоследствии в процессе метаморфизма в кристаллические, слюдясто-кварц-карбонатные сланцы с пластами (интрузий?) темно-зеленых амфиболитов. Таким образом, в позднеархейский-раннепротерозойский этап развития сформировалась толща первично терригенных, вулканогенных, карбонатных пород, впоследствии метаморфизованных, мощностью до 4,0 км.

В Карской плите, по материалам сейсмических работ ОАО «СМНГ» по акватории, позднеархейские-раннепротерозойские кристаллические образования являются акустическим фундаментом со скоростями (V_p) 6.5-6.8 км/с [107]. Данных о составе пород кристаллического фундамента Карской плиты нет, но, очевидно, они соответствовали аналогичным образованиям фаддеевского метаморфического комплекса Таймырской складчатой системы. Возраст формирования кристаллического фундамента или, вернее, начальной стадии его консолидации определяется возрастом внедрения наиболее древних гранитоидов. Изотопный возраст древних детритовых цирконов из палеозойских отложений островов Октябрьской Революции и Комсомолец арх Северная Земля составляет 2540-2658 млн. лет (табл. 44), что соответствует ранней фазе проявления беломорской эпохи складчатости. Значительные содержания древних детритовых цирконов (до 32% от общего количества) с изотопным возрастом 2100-2800 млн. лет (поздний лопий-ранний карелий) отмечаются в нижнемеловых угленосных отложениях о. Исаченко и приустьевой части бухты Гафнер-Фиорд, что указывает на наличие в области сноса (современная акватория Карского моря) древних гранитоидов.

Рифейская эра характеризуется тектонической активностью, связанной с проявлением позднекарельской и, возможно, ранней фазы готской эпохи складчатости. В раннем рифее начинается формирование складчатого обрамления консолидированных блоков кристаллического фундамента. В Карской плите это наиболее отчетливо выражено на сейсмопрофилях по акватории, пройденных через Восточно-Карский мегапрогиб. Консолидированный архейский-раннепротерозойский кристаллический фундамент по дорифейским-раннерифейским нарушениям начал разбиваться на отдельные блоки. Формирование складчатого обрамления кристаллического фундамента было длительным и продолжалось всю рифейскую эру. В результате этих блоковых движений к позднему рифею была сформирована горная система с высотами 2-6 км (смещение кровли кристаллического фундамента). Межгорные котловины заполнялись рифейскими и, возможно, ранневендскими отложениями (образованиями), залегающими с угловым несогласием на метаморфических породах кристаллического фундамента. Мощность рифейских отложений (образований) изменчива и колеблется от 1,3-1,5 км на поднятиях (валах), увеличиваясь до 3,5-6,0 км во впадинах. Возможно, такие поднятия кристаллического фундамента существовали также на о. Пионер и в западной части о. Октябрьской Революции, поскольку в нижнедевонских красноцветных отложениях континентального генезиса уста-

Таблица 44

Изотопный возраст (U-Pb) детритовых цирконов палеозойских отложений о.о. Октябрьской Революции и Комсомолец

| Стратиграфическая шкала | | | Географ. положение | о. Комсомолец | о. Октябрьской революции | | | | | | | | | | |
|-------------------------|----------|-----------------|------------------------------|--------------------------------|--------------------------|----------|---------------------|------------------|----------|-------------------------------------|------------------|------------------|--------------------|------------------|-------------------|
| | | | | Зап. часть | Центральная часть | | | | | | | | | | Восточн. часть |
| Акрогема | Эоногема | Эратема | Возраст. интервал (млн. лет) | Верх. карбон-ниж. пермь | Девонская система | | Ордовикская система | | | Кембрийская система | | | | | |
| | | | | C ₂ -P ₁ | D _{1rs} | | O _{3sr} | O _{1kr} | | Є _{3kč} (→O ₁) | Є _{3kč} | Є _{2mr} | Є _{1pk} | Є _{1pk} | |
| | | | | 07-207-1 | G-99-04 | G-99-016 | G-99-014 | HL-03-008 | HL-03-13 | G-99-039 | G-99-040 | HL-02-25 | HL-02-024 | м.Некрасова | о.о.Сухой, Низкий |
| | | | | 18 зерен | 32 зерна | 40 зерен | 51 зерено | 48 зерен | 18 зерен | 55 зерен | 51 зерено | 20 зерен | 58 зерен | 117 зерен | 30 зерен |
| Прогерозой | Венд | Верхний | 570-535 | - | 3,1 | - | 15,7 | - | - | 5,5 | 3,2 | 10,0 | 25,6 | 15,4 | 6,6 |
| | | Нижний | 600-700 | 11,1 | 9,3 | 2,5 | 11,8 | - | - | - | 3,2 | - | 8,0 | 12,8 | 13,3 |
| | Рифей | Верхний | 1030-600 | 16,7 | 31,2 | 12,5 | 9,8 | 6,2 | 11,6 | 3,6 | 28,6 | 25,0 | 8,0 | 36,7 | 53,3 |
| | | Средний | 1350-1030 | 33,3 | 12,5 | 30,0 | 5,9 | 4,2 | 16,6 | 5,5 | 3,2 | 10,0 | 3,2 | 16,2 | 3,3 |
| | | Нижний | 1650-1350 | 22,2 | 12,5 | 25,0 | 9,8 | 10,4 | 5,5 | 5,5 | 25,5 | 15,0 | 4,8 | 7,7 | 3,3 |
| | нижний | Верхний карелий | 2100-1650 | - | 6,2 | 5,0 | - | 2,1 | - | - | 3,2 | - | - | - | 6,6 |
| | | Нижний карелий | 2500-2100 | - | 6,2 | 5,0 | - | 2,1 | - | - | 3,2 | - | - | - | 6,6 |
| Архей | | Верхний лопий | 2800-2500 | - | - | 10,0 | - | 2,1 | - | - | 4,8 | - | - | - | - |
| | | Средний лопий | 3000-2800 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Итого древние (AR-V): | | | | 94,4 | 99,8 | 90,0 | 66,7 | 29,2 | 33,2 | 21,9 | 86,2 | 70,0 | 49,6 | 100,0 | 99,7 |
| Литературные источники: | | | | ГДП-1000 | [64] | | | | | | | | ГДП-1000 (2007 г.) | | |

новлены детритовые цирконы с изотопным возрастом 1670-1830 и 1500-1576 млн. лет (поздний карелий-ранний рифей) [64].

На северо-восточном Таймыре (Фаддеевский выступ) в раннем рифее начинается интенсивное прогибание и заложение Таймырской эвгеосинклинали, формированию которой, по мнению А. И. Забияки, предшествовала деструктивная фаза, которая является необходимым условием зарождения геосинклиналей (В. Е. Хаин «Общая геотектоника», 1973 г.). В начальную стадию образования эвгеосинклинали формируются высоkozрелые терригенные отложения нижне-среднерифейских октябрьской и ждановской толщ. Осадконакопление в октябрьское время происходило в условиях мелководного морского бассейна, куда сносились устойчивые минералы эродируемых пород верхнекарельской симсовской толщи. К концу ждановского времени осадконакопление происходит в застойных лагунах или отрезанных от открытого моря застойных водоемах, где образуются доломиты и черные графитизированные (обогащенные органическим веществом) сланцы. Очевидно, с начальной фазой проявления готской эпохи складчатости связано внедрение ранне-среднерифейских интрузий гипербазитов становского комплекса и метагаббро, метагабброноритов лопаткинского комплекса. В позднюю фазу проявления готской складчатости произошло внедрение поздне-рифейских интрузий метагаббродолеритов, метагаббро, метадолеритов *северобыр-рангского комплекса*.

В поздне-рифейскую эру (период) продолжилось формирование Центрально-Таймырского синклинория, который начал постепенно расширяться к северу и западу от Фаддеевского выступа. На рубеже ранне-среднего рифея отмечается активизация тектонической деятельности, связанная с проявлением поздней фазы готской эпохи складчатости, и начинается медленное поднятие всей площади. Поднятие завершилось излиянием андезито-базальтов дорожнинской толщи на локальном участке среднего течения р. Дорожная. Излияния таких лав характерны для извержений центрального типа, в частности, стратовулканов. В раннюю фазу гренвиллской (исседонской) эпохи складчатости в юго-восточной части полуострова Челюскин произошло внедрение гранитоидов снежининского комплекса, абсолютный возраст которых составляет 827-840 млн. лет. Очевидно, что в середине поздне-рифейского периода вся юго-восточная часть полуострова Челюскин (включая Фаддеевский выступ) была поднятием и являлась областью сноса для соседних регионов.

В поздне-рифейский – вендский периоды в центральной и юго-восточной частях полуострова Челюскин в обрамлении Фаддеевского выступа кристаллического фундамента начинает формироваться прогиб, в котором происходит накопление терригенных осадков пестроцветной поздне-рифейской становской толщи. Наличие в основании разреза пачки мелкогалечных конгломератов, углового несогласия между метаморфическими породами фадде-

евского комплекса и отложениями становской свиты отчетливо свидетельствуют о проявлении позднериффейской гренвиллской эпохи складчатости. Формирование осадков происходило в мелководных прибрежно-морских условиях, реже в полужакрытых водоемах (заливах).

В колосовское время, в условиях стабильной тектонической обстановки, практически по всей площади центрального Таймыра от м. Щербина до среднего течения р. Ленинградская (руч. Степаново Ущелье) в мелководном бассейне с повышенной соленостью формировались доломиты и, реже, известняки колосовской свиты. Практически полное отсутствие терригенных пород в разрезах свиты указывает, что в области сноса располагались низменные приморские равнины, не имевшие водотоков (условия аридного климата). В послеколосовское время отмечаются локальные поднятия суши, на которых карбонатные отложения свиты были выведены на поверхность. Подтверждением этого являются проявления бобовых, петельчатых, коломорфных лимонитовых руд (своеобразные коры выветривания), развитые по известнякам свиты в среднем течении р. Воейкова. Для лимонитовых руд отмечается резко повышенные содержания окислов железа и повышенные содержания окислов алюминия и марганца. В послеколосовское время практически на этом же участке (среднее течение р. Григорьева) произошло внедрение очень своеобразных интрузий с шаровидной отдельностью – метагаббро, габбродолеритов, долеритов позднериффейского григорьевского комплекса.

В лаптевское время (завершение позднериффейского периода) проявление тектоно-магматической активности связано с ранней фазой байкальской эпохи складчатости. В центральной и северо-западной частях полуострова Челюскин (Северотаймыро-Североземельская складчатая система) происходит общее прогибание площади, заложение крупных разрывных нарушений, благодаря которым последовательно формировались вулканогенные породы нижней и верхней подсвит лаптевской свиты, характерные для начальной стадии развития геосинклинали. На завершающем этапе развития прогиба произошло внедрение интрузий метагаббро, метапироксенитов, амфиболитов позднериффейского папанинского комплекса. Внедрение даек ультрабазитов кунарского комплекса, характерных для доорогенных стадий развития геосинклиналей, очевидно, предшествовало общему поднятию площади, связанному с внедрением позднериффейских, позднериффейских-ранневендских гранитоидов вилькицкого и чукчинского комплексов.

На рубеже позднего рифея - раннего венда завершился этап геосинклинали развития Таймырской складчатой системы, и вся площадь полуострова Челюскин являлась поднятием, осадконакопление на котором не происходило. Исключением являлась только самая северная часть полуострова, где в чекинское время в узком локальном прогибе на м.

Щербина сформировалась пестроцветная толща крупногалечных, реже валунных, конгломератов, гравелитов, разнозернистых песчаников мощностью до 600-900 м. Возраст этой толщи крайне спорен, так как по результатам геологической съемки масштаба 1:1 000 000 в 1947 г. Б. Х. Егиазаров относил эти отложения к основанию нижнего кембрия, а А. И. Забияка относил ее к основанию разреза харитоновской серии (флишоидной толще пород, развитых на северо-западном побережье полуострова Челюскин) [23, 49]. Формирование отложений происходило в морских условиях в узком проливе (фиорде) с достаточно быстрым прогибанием.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА

В поздневендскую - раннекембрийскую эпоху для Таймырской складчатой системы отмечается общее поднятие всей площади, связанное с завершающими фазами байкальской складчатости. Осадконакопление происходило только в центральной части полуострова Челюскин от верхнего течения р. Гольцовая на юге до истоков р. Поперечная и нижнего течения р.р. Гольцовая, Ханневича, Унга на севере. В раннепродольнинское время с началом трансгрессии в условиях прибрежного мелководья формируются грубозернистые породы нижней части разреза продольнинской толщи. В позднепродольнинское время в условиях мелководного открытого моря, реже в засоленных лагунах и водоемах формировались известняки и доломиты. Характерной особенностью карбонатных пород продольнинской толщи является полное отсутствие органических остатков (онколитов, строматолитов), что указывает на неблагоприятные условия жизнедеятельности.

Очевидно, что в поздневендскую-раннекембрийскую эпоху произошел начальный этап разделения Карской плиты и Таймыро-Североземельской складчатой области, и началось формирование Северотаймыро-Североземельского прогиба. В позднюю фазу байкальской эпохи складчатости в условиях тектонической нестабильности в прогибе, включающем западное побережье полуострова Челюскин и о. Большевик, происходит формирование флишоидных отложений гольшевской, краснореченской и паландерской толщ. Формирование осадков происходило в условиях мелководного открытого моря, а наличие маломощных прослоев гравелитов указывает на достаточную близость области сноса.

Кембрийский период. В восточной части о. Октябрьской Революции в раннекембрийскую эпоху в прибрежно-морских условиях происходит формирование вулканогенно-осадочной некрасовской толщи. По смене литологического состава вулканитов с северо-запада на юго-восток на участке от бух. Собачья до м. Лагерный можно предполагать, что центр вулканизма находился между о.о. Октябрьской Революции и Большевик на северном окончании (в со-

временном плане) пролива Шокальского и на его месте было поднятие. Подтверждением тектонической активности и, соответственно, магматической деятельности в вендскую-реннекембрийскую эпохи является большое количество детритовых цирконов с изотопным возрастом от 600 до 509 млн. лет, установленных во флишоидных кембрийских отложениях от Западного Таймыра до о. Большевик (табл. 45)

Юго-восточная часть полуострова Челюскин в раннекембрийскую эпоху (томмотский век) являлась устойчивым поднятием и служила областью сноса для прилегающих районов, в первую очередь для северной и северо-западной частей полуострова. Только в начале атдабанского века в узком локальном прогибе, расширяющемся к юго-западу (среднее течение р. Ленинградская в современном плане), происходит накопление карбонатных пород гравийнореченской толщи. Осадконакопление происходило в условиях открытого морского бассейна с нормальной соленостью. Наличие только глинистого материала в известняках толщи указывает на то, что область сноса была низменной с ограничением поступления терригенного материала.

В средне-позднекембрийскую эпоху устойчивое осадконакопление продолжалось только в северной части региона в пределах Карской плиты (о. Октябрьской Революции с прилегающей акваторией Карского моря), на о. Большевик и в северо-западной и северной частях полуострова Таймыр (от м. Челюскин до арх. Норденшельда).

В среднекембрийскую эпоху здесь накапливаются флишевые и флишоидные отложения сложнинской, свердрупской, куйбышевской, мининской толщ и ритмичные осадки университетской свиты, формирование которых происходило в разных геологических условиях. Флишевые и флишоидные отложения приурочены к Северотаймыро-Североземельской складчатой системе, осадконакопление в которой проходило в мелководных морских, прибрежно-морских условиях (наличие прослоев гравелитов, грубозернистых песчаников) при неустойчивом тектоническом режиме. В восточной части о. Октябрьской Революции формирование алевроито-глинистых осадков университетской свиты происходило в относительно глубоководном прогибе, заложение которого произошло еще в позднеатдабанское время (маратовская свита). В южной и центральной частях о. Октябрьской Революции в университетское время (участки бух. Снежная, г. Базарная) происходит накопление карбонатно-терригенных, терригенных отложений. Характер смены литологического состава этих осадков с юга на север указывает на возможное наличие области сноса к северу или северо-западу от о. Октябрьской Революции.

На рубеже средней и позднекембрийской эпох на востоке о. Большевик и Октябрьской Революции произошли поднятия площади, связанные с начальной фазой проявления каледонской эпохи складчатости. Подтверждением этого на о.

Изотопный возраст (U-Pb) детритовых цирконов кембрийских отложений полуострова Таймыр и острова Большевик

| Стратиграфическая шкала | | | Географ. положение | Западный Таймыр | Острова к северу от полуострова Таймыр | | | | | | Север полуострова Таймыр | | | О.Большевик | | | |
|-------------------------|--------------------|-----------------|--------------------|-------------------------------------|--|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|------------------|
| Акротема (эратема) | Эонотема (система) | Эратема (отдел) | | | Возраст. интервал (млн. лет) | Є _{1-2mr} | Є _{1-2mr} | Є _{1-2mr} | Є _{1-2mr} | Є _{1-2mr} | Є _{1-2mr} | Є _{1gl} |
| | | | г.Минина (2 пр.) | о.Изв. ЦИК (2пр.) | | о.Русский (7 пр.) | арх.Норден-шельда | арх.Норден-шельда | арх.Норден-шельда | бух.Книповича | прол. Горло | р.Мелкая | м.Челюскин | скв.С-100 | G-98-018 | G-98-19 | |
| | | | | К е м б р и й с к а я с и с т е м а | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | 21 зерно | 39 зерен | 69 зерен | *247 зерен | **61 зерно | ***213 зерен | 89 зерен | 113 зерен | 41 зерно | 60 зерен | 240 зерен | 86 зерен | 48 зерен | |
| Палеозой | Ордовикская | | 443-490 | - | - | 1,4 | 2,0 | - | - | - | - | - | - | - | - | 2,1 | |
| | | Кембрийская | Верхний | 490-500 | 4,8 | - | - | 0,4 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| | Средний | | 500-509 | - | 7,7 | - | - | - | - | 0,5 | - | - | - | 1,7 | 0,4 | 2,3 | 2,1 |
| | Нижний | | 509-535 | 19,0 | 23,0 | 2,9 | 5,3 | 11,5 | 8,5 | 4,5 | 8,0 | 4,9 | 13,3 | 6,2 | 5,8 | 4,2 | |
| Прогерозой | Верхний | Венд | Верхний | 535-570 | 23,8 | 25,7 | 11,6 | 24,8 | 31,1 | 20,2 | 21,3 | 51,3 | 19,5 | 36,6 | 25,8 | 23,2 | 25,0 |
| | | | Нижний | 570-600 | 19,0 | 10,2 | - | 18,2 | 18,0 | 15,5 | 16,8 | 7,0 | 14,6 | 16,6 | 15,8 | 14,0 | 6,3 |
| | | Рифей | Верхний | 600-743 | 19,0 | 30,9 | 62,3 | 24,0 | 19,7 | 29,5 | 27,0 | 30,0 | 24,7 | 26,6 | 23,3 | 14,0 | 22,9 |
| | | | Средний | 743-1030 | 4,8 | - | 1,4 | 4,4 | - | 2,8 | 4,5 | - | 2,4 | - | 2,5 | 4,6 | 2,1 |
| | Нижний | Карелий | Верхний | 1050-1350 | - | - | 7,2 | 9,3 | 9,8 | 7,0 | 2,2 | 0,9 | 14,6 | 3,3 | 6,2 | 12,8 | 12,5 |
| | | | Средний | 1350-1650 | 4,8 | - | 1,4 | 4,8 | 6,5 | 8,4 | 6,7 | - | 9,7 | - | 8,3 | 12,8 | 10,4 |
| | | | Верхний | 1650-2100 | 4,8 | - | 7,2 | 6,0 | 3,3 | 6,6 | 10,1 | 1,8 | 9,7 | 1,7 | 8,3 | 9,4 | 12,5 |
| | | | Нижний | 2100-2500 | - | 2,5 | 2,9 | - | - | 0,9 | - | - | - | - | 0,4 | - | - |
| Архей | Верхний | Лопий | Верхний | 2500-2800 | - | - | 1,4 | 0,8 | - | - | 6,7 | - | - | - | 2,5 | - | - |
| | | | Средний | 2800-3000 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Литературные источники: | | | | Пробы В.Ф.Проскурнина | ГДП-1000 (2008 г.) | | | | | | | | | | [64] | | |

*Кристаллические сланцы

**Афибол-биотитовые сланцы

***Гранат-биотитовые сланцы

Октябрьской Революции является наличие углового несогласия между среднекембрийской университетской и верхнекембрийской курчавинской свитами. В восточной части о. Большевик аналогичное угловое несогласие установлено между ниже-среднекембрийской краснореченской толщей и среднекембрийской сложнинской. Косвенным подтверждением наличия поднятия и перерыва в осадконакоплении на указанном рубеже на о. Октябрьской Революции является отсутствие трилобитов верхней части майского яруса в разрезе университетской свиты [74].

В позднекембрийскую эпоху различие фациальных условий накопления осадков в разных районах площади сохранилось. На о. Большевик в центральной и западной частях формируется типичная флишевая пестроцветная тельмановская толща, а восточная часть острова оставалась низменным поднятием, но вряд ли оно служило активной областью сноса. На юге центральной части о. Октябрьской Революции формируется глубоководный прогиб (пролив), в котором накапливаются черноцветные глинистые осадки нижекурчавинской подсвиты, обогащенные органическим веществом и большим количеством фаунистических остатков. Седиментационный позднекембрийский цикл имел четкую регрессивную направленность с переходом от глинистых пород нижней подсвиты к мелководным песчаным отложениям верхнекурчавинской подсвиты.

Весь полуостров Челюскин в позднекембрийскую эпоху являлся областью сноса. Осадконакопление происходило только в его южной части, где в среднем течении р. Ленинградская (участок руч. Степаново Ущелье) с раннекембрийской эпохи продолжал существовать локальный прогиб (залив), открывающийся к югу. В среднекембрийскую эпоху в условиях открытого морского бассейна с нормальной соленостью формировались карбонатные осадки устремленновской толщи. В позднекембрийскую эпоху в связи с возможным общим поднятием суши и локализацией бассейна происходит накопление черноцветных известково-глинистых осадков степановской свиты, обогащенных органическим веществом.

О р д о в и к с к и й п е р и о д . В раннем ордовике (тремадокский век) отмечается усиление тектонической активности, связанной с каледонской складчатостью. Происходит общее поднятие суши, которое охватило практически всю площадь листа Т-45-48, и связанное, очевидно, с ранней фазой внедрения ордовикских гранитоидов восточно-октябрьского комплекса. Все острова арх. Северная Земля и полуостров Челюскин были единым поднятием и являлись областью сноса. Возможным исключением являлась западная часть о. Большевик, где в прибрежно-морских условиях формировались грубозернистые осадки предположительно ордовикской касаткинской толщи.

С аренигского века началась трансгрессия моря, которая наиболее отчетливо проявилась на о. Октябрьской Революции. В кружилихское время мелководном

прибрежном бассейне накапливались грубозернистые песчаные, реже известковистые осадки с маломощными прослоями туфов, туфогенно-осадочных пород. Кратковременная трансгрессия моря в ушаковское время сменилась медленной, неравномерно нарастающей регрессией и общим обмелением прибрежного бассейна. Осадконакопление происходило в условиях прибрежных лагун, застойных заливов, изолированных водоемов, где формировались красноцветные алеврито-песчаные осадки, доломиты, сульфаты и изредка каменная соль. К середине аренигского века (ушаковское время) центр вулканической деятельности сместился с пролива Шокальского на восточную и северную части о. Октябрьской Революции. Здесь на участках м. Свердлова, оз. Смутное, р. Ровная формируются субвулканические образования смутнинского комплекса и связанные с ним руды магнетитовых скарнов и гематит-магнетитовых руд. Все указанные центры вулканизма и локализаций руд приурочены к зоне Главного Северо-земельского разлома.

В средне-позднеордовикскую эпоху в южной части о. Октябрьской Революции регрессия сменилась трансгрессией моря, развитие которой имело сложный характер. Мелководные моря с нормальной и повышенной соленостью периодически сменялись лагунами и усыхающими водоемами, в которых формировались слабопестроцветные, темноцветные песчаные глинисто-алевритовые, известковистые и доломитовые осадки с прослоями сульфатов озернинской и стройнинской свит. К концу ордовикского периода регрессивная стадия развития бассейна на островах архипелага Северная Земля закончилась [18].

На полуострове Челюскин ордовикская регрессия проявилась не столь отчетливо. Практически с раннего кембрия (продольнинское время) центральная и северо-восточная части полуострова являлись устойчивым поднятием и служили областью сноса для прилегающих районов. В аренигский – ашгиллский века на отдельных участках (р.р. Пека, Широкая) начинается медленное опускание суши. В условиях застойных мелководных морских заливов формируются темноцветные, черноцветные глинистые, реже алевритовые и песчаные осадки пекинской свиты, обогащенные органическим веществом. Отмечается широтная зональность отложений, связанная, очевидно, с существующим на юге морским бассейном. Эта зональность выражена постепенным замещением с юга на север карбонатных (доломитовых, известковистых) осадков на глинисто-кремнистые. Каких-либо признаков вулканической деятельности, аналогичных о. Октябрьской Революции, в аренигский – ашгиллский века на полуострове Челюскин не установлено.

Силурийский период. На острове Октябрьской Революции после незначительного перерыва осадконакопления началась крупная трансгрессия лландоверийского века. В снежинское время осадконакопление происходи-

ло в условиях открытого шельфового моря, благоприятных для развития органической жизни. В позднелландоверийское – раннелудловское время начинается общая регрессия моря, периодически сменявшаяся кратковременными трансгрессиями. Регрессивные фазы в отложениях среднинской и самойловичской толщ зафиксированы образованием строматолитовых, строматопорово – водорослевых и водорослевых биогерм, характерных для отмелей литофаций.

В позднем силуре регрессивный характер осадконакопления выразился наиболее отчетливо. Осадконакопление в устьспокойнинское время происходило в мелководных застойных водоемах и засоленных лагунах, что подтверждается знаками волновой ряби, трещинами усыхания, наличием гипсолитов в известковистых, доломитистых, алевритистых красноцветных осадках. В пржидольском веке регрессия моря достигла максимума. Большая часть площади о. о. Пионер и Октябрьской Революции в это время являлась поднятием. Осадконакопление происходило только в прогибе, расположенном к западу от бухты Красная, где в опресненном закрытом бассейне формировались красноцветные терригенные и известково-глинистые осадки краснобухтинской свиты. Пржидольский возраст свиты определен по остаткам ихтиофауны.

Силурийский период на о.о. Октябрьской Революции и Пионер закончился перерывом в осадконакоплении и значительным размывом верхнесилурийских отложений в преддевонскую эпоху (рис. 16). По данным Р. Г. Матухина, литологические, палеонтологические, палеоклиматические условия выявляют тесную связь североземельского региона с бассейнами западного сектора Арктики и севера Европы (в первую очередь – Прибалтики) [56].

На север-северо-востоке п-ова Челюскин на рубеже среднего и позднего силура существовал открытый морской бассейн, подтверждением чему являются реликты фаунистически охарактеризованных сероцветных известняков, сохранившиеся в палеодепрессиях. Предположительно, открытый бассейн был отделен поднятием от располагавшихся южнее глубоководных застойных водоемов, где накапливались черноцветные алеврито-глинистые и доломитово-известковистые осадки каменской, двойнинской и миддендорфской свит, обогащенные органическим веществом.

Девонский период отличается общим поднятием площади Карской плиты, включая о.о. Пионер и Октябрьской Революции, связанным с завершающими фазами каледонской складчатости. По данным В. Г. Матухина и В. Вл. Меннера, красноцветные осадки девона накапливались в мелководных бассейнах, режим которых резко отличался от нормально-морских условий шельфа и был ближе к эпиконтинентальным водоемам. Вероятно, Карская плита входила в состав обширного континента на севере Европы и западе современной Арктики (арх. Шпицберген, Земля Франца-Иосифа), где после каледонской орогении накапливались фации красноцветных песчаников (Old Red). Поднятие и

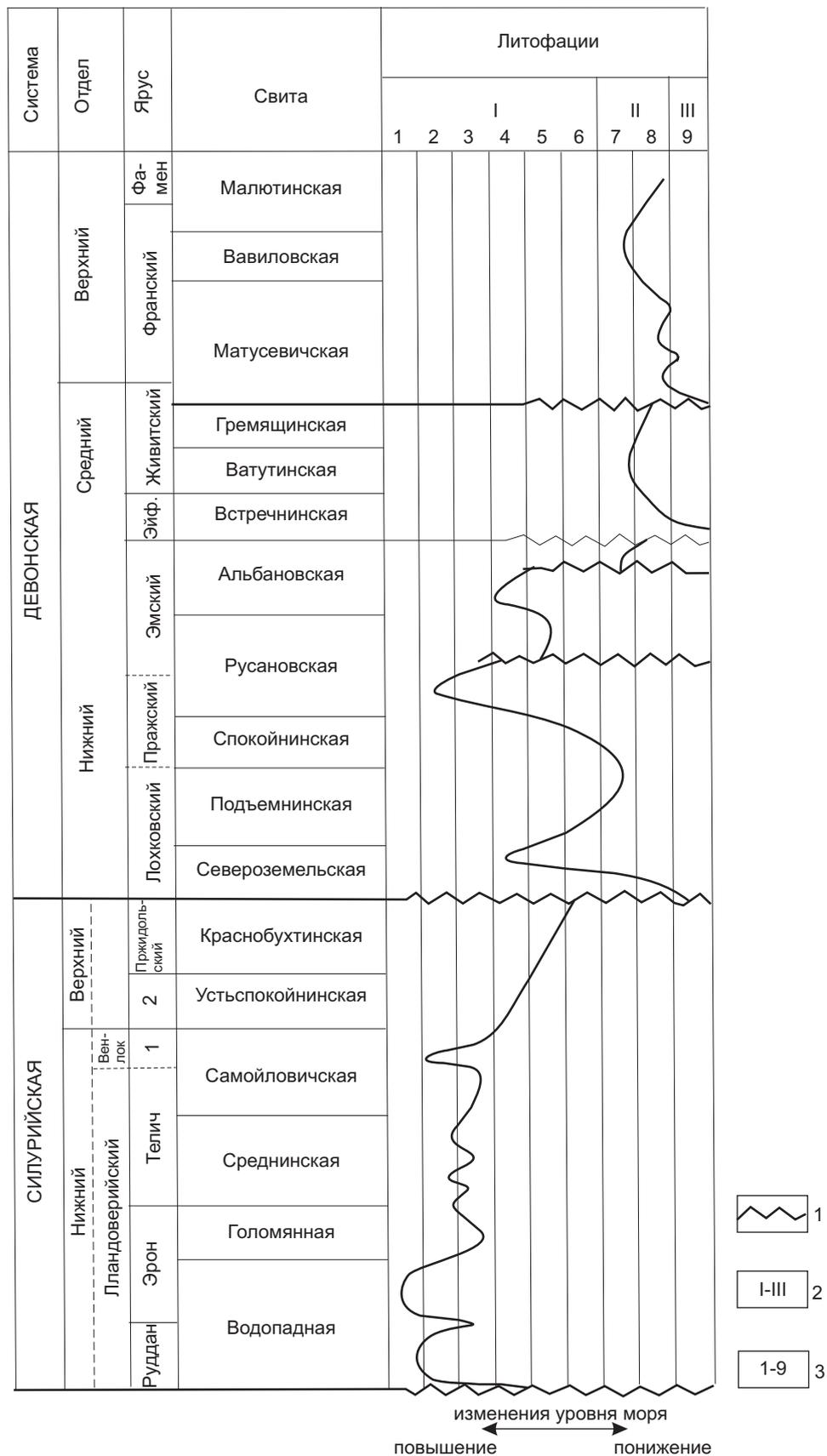


Рис.16 Литофации и характер изменения уровня североземельских бассейнов в силуре и девоне

1 - уровни стратиграфических перерывов и палеоразрывов; 2 - обстановки осадконакопления: I - шельфовые области, II - эпиконтинентальные бассейны, III - континентальные области; 3 - литофации: 1 - сероцветные карбонатные зоны открытого шельфа, 2 - карбонатные с биостромами и биогермами зоны отмелей, разделяющих зоны открытого и закрытого шельфа, 3 - сероцветные карбонатно-глинистые зоны закрытого шельфа, 4 - сероцветные и пестроцветные карбонатно-глинистые зоны закрытого шельфа с режимом, отличающимся от нормально-морского, 5 - сероцветные доломито-сульфатные зоны сильно засоленной части закрытого шельфа, 6 - красноцветные терригенные слабо карбонатные зоны сильно опресненной части закрытого шельфа, 7 - пестроцветные терригенные с многочисленными рыбами и остракодами опресненные, иногда слабо засоленные зоны эпиконтинентальных бассейнов, 8 - пестроцветные терригенные опресненные зоны эпиконтинентальных бассейнов, бедные остатками ископаемых, 9 - континентальные красноцветные (колосистые алевролиты и песчаники) зоны; ярусы: 1 - шейвуд, гомер, 2 - горсти, лудфод.

связанная с ним регрессия моря не были стабильными и в позднесевероземельское, спокойнинское, раннерусановское время сменялись кратковременными трансгрессиями (рис. 16). Формирование карбонатно-глинистых, известковистых, доломитовых, реже песчанистых осадков происходило в мелководных прибрежно-морских, реже засоленных, водоемах.

На рубеже раннего - среднего девона начался новый трансгрессивно – регрессивный цикл, приуроченный к альбановскому времени. Повышение уровня моря в зоне закрытого шельфа подчеркивается составом нижней, карбонатной части разреза свиты с прослоями черных битуминозных аргиллитов с крупными фрагментами позвоночных. В позднеальбановское (эмский век) время продолжилось поднятие суши, завершившееся перерывом в осадконакоплении и формированием каолиновых кор выветривания на отдельных осушенных участках. Верхняя часть альбановской свиты (бродовская толща) представляет собой железорудную литофацию, формирование которой происходило в сильно опресненных прибрежных бассейнах в условиях гумидного климата.

Средне - позднедевонская эпохи характеризуются общей регрессией морского бассейна и формированием преимущественно красноцветных терригенных литофаций в условиях эпиконтинентального бассейна. От предшествующих трансгрессивно-регрессивных циклов этот этап отличается значительным ускорением тектонических прогибаний. Суммарная мощность разреза средне-верхнедевонских отложений значительно превышает мощность нижнедевонских осадков. Осадконакопление в прогибах было компенсированным за счет интенсивного поступления песчано-алевритового и глинистого материала. По данным В. Г. Матухина и В. Вл. Меннера, наибольшее сходство со среднедевонскими отложениями о. Октябрьской Революции обнаруживают пестроцветные толщи верхнего эйфеля и живетского яруса Прибалтики, которые содержат и похожие комплексы позвоночных. В позднедевонскую эпоху положение североземельского бассейна не изменилось и он входил в обширную область распространения эпиконтинентальных пестроцветных литофаций, которая простиралась от Гренландии и Шпицбергена до Уэльса, склонов Балтийского щита и арх. Северная Земля. Связь бассейнов этой области подтверждается принадлежностью комплексов позвоночных, выявленных на арх. Северная Земля, к единой биогеографической провинции [56].

Девонский сейсмокомплекс имеет широкое развитие на акватории Карского моря, занимая практически всю площадь Восточно-Карского мегапрогиба. Очевидно, акватория северо-восточной части Карского моря также входила в указанную область распространения эпиконтинентальных пестроцветных литофаций. Практически для всего разреза девонских отложений характерны пачки и прослои медистых песчаников.

На о. Большевик к нерасчлененным позднедевонским – раннекаменноугольным отложениям условно отнесена алексеевская толща, локально развитая в среднем течении р. Сложная (район зал. Ахматова). Судя по литологическому составу толщи (черноцветные аргиллиты, алевролиты и глинистые известняки), формирование осадков происходило в условиях относительно глубоководного залива с ограниченным поступлением терригенного материала. В отложениях отмечается большое количество органического вещества и обрывки тканей высших растений, что указывает на гумидный характер климата.

Силурийско-девонские отложения в *Южно-Быррангском геологическом районе* резко отличаются от североземельских. По данным В. Г. Матухина и В. Вл. Меннера, в средне – позднедевонскую эпохи отсутствуют доказательства связи североземельского бассейна с бассейнами Таймыра и севера Сибирской платформы, где широко распространены глинисто-карбонатные литофации открытого и закрытого шельфа [56]. Отложения указанных литофаций распространены на крайнем юго-востоке нашей площади. Начиная с силура, осадконакопление происходило в условиях открытого мелкого моря с формированием известковистых отложений с разнообразными представителями фауны и коралловых построек. Одновременно существовали локальные прогибы на дне моря, в которых в миддендорфское время формировались относительно глубоководные черноцветные отложения глинистых известняков и аргиллитов. Породы сильно пиритизированы, что свидетельствует о застойных условиях формирования осадков. В п о з д н е с и л у р и й с к у ю – с р е д н е д е в о н с к у ю э п о х и осадконакопление происходит в условиях изолированных засоленных водоемов, где формируются преимущественно доломитовые и доломитисто-известковистые осадки пряминской и приморской свит. На отдельных участках отмечаются локальные поднятия (левобережье р. Каменная), где пряминская свита с размывом около 300 м отложений трансгрессивно залегает на двойнинской толще нижнего силура. Видимо, такие поднятия указывают на проявление поздних фаз каледонской складчатости в этом районе. В п о з д н е д е в о н с к у ю э п о х у , в фаддеевское время (франкский век) формирование осадков происходило в крайне неустойчивых тектонических условиях. Происходит резкая смена регрессивно-трансгрессивных циклов, что связано либо с завершением каледонской, либо с началом герцинской складчатости. Осадконакопление происходит в условиях застойных засоленных водоемов, а наличие внутриформационных конглобрекций говорит о возможных перерывах накопления осадков.

Каменноугольный период. В раннекаменноугольную эпоху вся площадь листа Т-45-48 являлась единым поднятием, связанным с проявлением герцинской эпохи складчатости. Интенсивный гранитоидный магматизм герцинской активизации последовательно охватил восточную часть арх. Северная Земля (о. Большевик), юго-восточную часть Карского моря и северное

побережье полуострова Таймыр, п-ов Челюскин. На указанных площадях сформировались, соответственно, солнечнинский, еремеевско-бирулинский, лодочниковский комплексы.

Осадконакопление происходило только на юго-востоке площади в пределах Быррангского геологического района, где на локальных участках (верхнее течение рек Городкова и Преградная) накапливались известняки вольнинской свиты с прослоями кремней, конгломератобрекчий и органогенных известняков, а затем – аргиллиты, алевролиты и песчаники турузовской свиты. По данным Ф. Г. Маркова, формирование нижнекаменноугольных отложений за пределами описываемой площади происходило со значительным стратиграфическим перерывом, к которому приурочено образование прослоев бокситов тиманского типа в корах выветривания. Осадконакопление в вольнинское и турузовское время происходило сначала в открытом мелководном бассейне с массой ракушняковых банок, а затем – в условиях относительно глубоководного прогиба со слабым сероводородным заражением, на что указывает малочисленные находки фаунистических остатков. В конце среднекаменноугольной эпохи произошла смена морских условий лагунно-континентальными, которые сопровождались расцветом растительности и формированием угленосных осадков.

Пермский период. Пермские континентальные угленосные отложения листе Т-45-48 представлены быррангской, соколинской, байкурской и чернойрской свитами Южно-Быррангского геологического района. Угленосные отложения формировались в межгорных впадинах с локальными бассейнами накопления. В позднепермскую – раннетриасовую эпохи происходили расколы осадочного чехла и фундамента, которые сопровождались излияниями лав базальтов и внедрением комагматичных им интрузий.

На островах арх. Северная Земля в позднекаменноугольную – раннепермскую эпохи формировались лагунно-континентальные угленосные песчаные, алевролитовые и глинистые отложения ахматовской толщи, сохранившиеся только в северной части о. Большевик и прилегающем к нему шельфе, и на юго-восточном берегу зал. Матусевича (о. Октябрьской Революции). На о. Большевик отложения дислоцированы с углами падения 30-35°, что указывает на проявление здесь поздних этапов герцинской складчатости. На о. Октябрьской Революции ахматовская толща залегает практически горизонтально.

На акватории Карского моря наличие позднепермских – раннетриасовых вулканогенно-осадочных образований предполагается в юго-западной части листа на участках поднятия Исаченко и Северо-Михайловской впадины.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

На рубеже палеозоя и мезозоя произошла резкая смена условий осадконакопления со сменой климата, в результате которых карбонатные и терригенно-карбонатные отложения палеозоя сменились преимущественно терригенными отложениями мезозоя.

Осадконакопление смещается в северную и центральную части Карского моря с преимущественной областью сноса в районе островов арх. Северная Земля. С востока на запад происходила смена фациальных условий осадконакопления от мелководных прибрежно-морских до умеренно глубоководных морских.

Образований т р и а с а на сухопутной части площади листа Т-45-48 практически не установлено, не считая мелких выходов раннетриасовых андезитобазальтов, базальтов и их туфов (зверинская свита) на крайнем юго-востоке района, а также маломощных реликтов континентальных отложений мамоновой свиты средне-позднетриасового возраста в среднем течении р. Жданова. С инверсией Южно-Таймырского прогиба, начавшейся после раннетриасового времени и продолжавшейся до замыкания этой структуры в позднем триасе, связано образование молассы, состоящей из продуктов размыва воздымающегося орогена [17].

Предположительно, практически вся площадь представляла собой единую структуру, где формировались коры выветривания площадного типа, а по зонам глубинных разломов – коры линейного типа. Происходили блоковые движения и некоторая активизация магматической деятельности, выразившееся во внедрении даек и интрузий основного состава ближнеостровского, угрюминского, быррангского комплексов ранне-позднетриасового возраста. В среднем – позднем триасе в условиях продолжающегося воздымания новый всплеск магматической активизации привел к внедрению даек лампрофиров на о. Большевик. На п-ове Челюскин в составе разновозрастных даек, кроме лампрофиров, присутствуют также гранит- и граносиенит-порфиры. В ходе корообразования высвобождалось рудное золото из разновозрастных и полигенетических образований, началась стадия формирования россыпей золота. Формирование кор выветривания продолжалось вплоть до начала юры. Верхний предел возраста кор выветривания определяется плинсбах-тоарским возрастом кунарской свиты на п-ове Челюскин, конгломераты которой перекрывают гидрослюдисто-каолинитовые коры химического выветривания по породам верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. На о. Октябрьской Революции и о. Пионер происходила пенепленизация. В юго-западной части Североземельского выступа, по геофизическим данным, выявлены тела с обратной намагниченностью, возможно, сходные с траппами западного Таймыра.

В северо-западной части акватории Карского моря позднетриасовые – раннеюрские отложения фиксируются как слабо литифицированные. Наличие отложений данного возраста подтверждается находками палиноформ позднетриасового и переходного к ранней юре возрастов.

Р а н н е ю р с к а я э п о х а ознаменовалась формированием аллювиально-морских и аллювиальных конгломератов (кунарская свита), сохранившихся в палеодепрессиях на п-ове Челюскин, на юге о. Большевик и на акватории зал. Толля вблизи м. Оскара. В эту эпоху начался переыв кор выветривания и обогащение россыпей золота.

В р а н н е - с р е д н е ю р с к у ю э п о х и формируются маломощные терригенно-глинистые осадки континентального и прибрежно-морского типа, выполнявшие систему депрессий, ориентированных в соответствии с простиранением главных структур складчатого основания. Отложения известны только на п-ове Челюскин.

В конце средней юры в северо-восточной части п-ова Челюскин и на прилегающей акватории формируются мелководные морские бассейны с неустойчивым гидрохимическим режимом, где происходило накопление карбонатно-терригенных осадков с остатками ракушников и обломками обугленной древесины. Отложения фациально изменчивы.

На акватории реликты среднеюрских осадков отмечены вдоль западного побережья п-ова Челюскин – от его северного окончания до м. Оскара. Очевидно, морской бассейн имел вытянутую форму и охватывал пролив Вилькицкого и зал. Толля. Обломки белемнитов зафиксированы в донных отложениях желоба Воронина, где в позднеюрский век располагался еще один бассейн седиментации.

В п о з д н е ю р с к и й – р а н н е м е л о в о й в е к а на территории нынешнего п-ова Челюскин существовало, как минимум, два морских бассейна с неустойчивым режимом седиментации, разобщенных низкой сушей. Один бассейн охватывал северо-запад п-ова Челюскин, прол. Вилькицкого и юг о. Большевик, а другой размещался в бассейне нынешних рек Ленинградская – Нижняя Таймыра, где установлены фрагменты прибрежно-морских отложений данного возраста. Отложения указанных палеобассейнов различаются литологически и фаунистически, а также по составу тяжелой фракции. Нужно отметить присутствие в осадках цирконов с изотопным возрастом, отвечающим перми и триасу, что говорит о поступлении в размыв интрузий указанного возраста. Для отложений в устье р. Жданова характерно преобладание цирконов позднеархейского и раннепротерозойского возраста, что указывает на поступление продуктов размыва преимущественно древних образований.

На акватории в северо-западной части листа, в желобе Воронина, установлены в коренном залегании глинистые отложения с позднеюрской-раннемеловой микрофауной, что указывает на существование морского бассейна. Одновременно с формированием отложений происходило накопление битумов и превращение осадков в нефтеносные. Подтверждением может являться присутствие реликтов фаунистически охарактеризованных позднеюрских-раннемеловых отложений на

севере о. Шмидта. В районе островов Сергея Кирова, очевидно, существовало поднятие, разделявшее два мелководных бассейна.

В раннемеловой век началась трансгрессия моря и на большей части листа существовал единый мелководный бассейн с низкими заболоченными островами, вокруг которых формировались угленосные отложения. На суше реликты раннемеловых отложений не установлены на арх. Северная Земля и северо-восточном побережье п-ова Челюскин. Либо отложения были размывы, либо эти участки оставались поднятием и в меловое время.

На акватории Карского моря нижнемеловой сейсмокомплекс является наиболее широко развитым, причем на тех участках, где развиты позднеюрские-раннемеловые отложения, наблюдается их согласное залегание. Подтверждением повсеместного развития раннемелового бассейна на площади современной акватории является изобилие обломков углей в донных отложениях и резкое преобладание палиноформ раннего мела в переотложенном спорово-пыльцевом комплексе. Апт-альбские споры и пыльца характерны также для большей части проб из донных отложений на акватории моря Лаптевых, охваченных опробованием в ходе ВШЭ «Арктика-2007».

Условия угленосного осадконакопления сохранялись до начала позднего мела (сеноман) включительно.

В позднемеловом – раннепалеогеновых веках происходило воздымание территории, зафиксированное реликтами кор химического выветривания мел-палеогенового возраста на западе п-ова Челюскин и юге о. Большевик.

На локальных участках выше кор выветривания залегают отложения каменского горизонта, генезис которых определен как инстративный аллювий. Присутствие речных отложений предположительно палеогенового возраста говорит о существовавших в это время континентальных условиях и быстром воздымании, приводившем к формированию глубоко врезуемых долин.

В корях выветривания и галечниках каменского горизонта происходило дальнейшее высвобождение и обогащение золота. В условиях химической коры выветривания происходила перекристаллизация тонкодисперсного золота с образованием мелких сростков, характерных для каолиновых кор выветривания на участках бухты Паландера и р. Унга.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА

Новейший этап развития структуры Карского шельфа связан с процессом океанообразования Евразийского бассейна. Начало раскола литосферы с образованием впадины Северного Ледовитого океана относится, вероятнее всего, к позднемеловому-раннепалеоценовому времени.

Активные дифференцированные движения земной коры обособили окраинные сводово-блоковые поднятия шельфа (Шпмцберген, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля), разделив их окраинно-шельфовыми желобами. Последние, в т.ч. жёлоб Воронина, являлись в это время путями транспортировки продуктов размыва суши в океанические бассейны с образованием довольно мощных конусов выноса.

Олигоценое время характеризуется контрастным изменением палеогеографической обстановки, вызванным очередной фазой воздымания шельфовых окраин. Падение уровня океана со второй половины олигоцена сопровождалось врезанием речных долин и формированием первых генераций палеоречной сети. Поздний миоцен-плиоцен характеризуется переходом от преимущественно регрессивного этапа развития региона к трансгрессивному. В эоплейстоцене продолжалось формирование основных морфоструктур в границах современной акватории. В неоплейстоцене трансгрессивные условия доминируют. Этап начинается с обширной трансгрессии, происходящей на фоне общего погружения территории примерно на 200 м. Отложения этого времени, сохранившиеся в ходе последующей денудации, прослеживаются на востоке площади, в проливе Вилькицкого. Во второй половине среднего неоплейстоцена произошло значительное сокращение морского бассейна и максимальное оледенение как суши, так и акватории (самаровско-тазовское). Центрами оледенения являлись архипелаги и п-в Таймыр. Следы этих оледенений в значительной степени уничтожены позднейшими экзарационными процессами. Казанцевская трансгрессия в начале позднего неоплейстоцена охватила не только акваторию, но и часть суши. Морские осадки казанцевского возраста установлены на п-ве Таймыр и островах архипелага Северная Земля на высотах до 200 м. На шельфе формировалась толща морских и ледово-морских осадков, частично уничтоженных последующими экзарационными процессами. В муруктинское время отмечается заметное похолодание климата, сопровождающееся регрессией океанического бассейна. Восстановились ледниковые массивы на архипелагах и наиболее возвышенных участках шельфа. В течение последующей каргинской трансгрессии происходило морское и ледово-морское осадконакопление в море и на суше на высотах до 100 м, следы которого сохранились на п-ве Таймыр и островах Большевик, Октябрьской Революции, Малый Таймыр до настоящего времени. Последняя регрессия позднейшего (сартанского) времени, в основном, гляцио-эвстатической природы, привела к осушению наиболее возвышенных участков шельфа. Уровень моря понизился до отметки 50-100 м, началась последняя стадия формирования современной подводной речной сети на этих глубинах. На суше возобновилось формирование ледников.

В границах Обь-Енисейского мелководья отсутствуют следы сартанского оледенения. Но здесь широко распространены посткриогенные явления, отражающиеся на сейсмоакустических профилях в виде зон потерь корреляции.

В результате экзарационной деятельности поздневалдайских ледников и эрозионно-аккумулятивной работы талых вод на стадии дегляциации на акватории в значительной степени денудированы более древние четвертичные образования. В ходе дегляциации и послеледниковой трансгрессии в конце позднего неоплейстоцена-голоцена происходило интенсивное ледово-морское осадконакопление, значительную роль в котором играло айсберговое вытаивание. В голоцене был сформирован прерывистый плащ современных осадков. Фиксируется значительное количество грубообломочного материала – продукта ледникового разноса, речного стока, а также донной абразии возвышенных участков морского дна.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Геолого-экономический и минерагенический потенциал севера п-ова Таймыр и арх. Северная Земля определяется россыпным и рудным золотом, железным, медным и олово-вольфрам-молибденовым оруденением, мусковит-бериллиеносными пегматитами, углями и другими полезными ископаемыми. Акватория Карского моря потенциально нефтегазоносна. До промышленных категорий разведаны лишь каменные угли, мусковит и золото.

Раздел составлен по материалам, приведенным в объяснительной записке к ГГК-1000/2 [18] и в металлогеническом блоке Легенды [91]. В отдельных случаях описание дополнено сведениями из первичных отчетов по разномасштабным геологосъемочным, поисково-разведочным, тематическим работам, а также новыми материалами, полученными в ходе геологического доизучения площади в 2008-2009 годах.

Всего на КПИ и в списке показано 20 месторождений (из них 19 – россыпные), 84 проявления (из них 8 – россыпные), 146 пунктов минерализации, 44 шлиховых, 2 вторичных геохимических ореола, 2 магнитометрических и одна радиометрическая аномалия.

При составлении карты полезных ископаемых проведена частичная разрядка объектов за счет пунктов минерализации и шлиховых ореолов на хорошо изученных площадях, а также объектов, не имеющих практического либо принципиального значения.

ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Нефть и газ

На описываемой территории установлено два нефтепроявления и ряд признаков, указывающих на возможность наличия залежей углеводородов.

Нефть.

Архипелаг Северная Земля и острова Карского моря

Коллекторские свойства палеозойских пород изучены крайне слабо (табл. 46). Открытая пористость колеблется от 0,2 до 21,9% (чаще всего от 2 до 5%); проницаемость обычно менее 1 мД или равна нулю, достигая в отдельных пластах значения от 43 до 722,6 мД (в одном случае 1025 мД). Снизу вверх по разрезу открытая пористость неравномерно возрастает и достигает максимума в нижне- и среднедевонских отложениях. На Северной Земле отмечена региональная приуроченность нефтепроявлений и битумов к нижнедевонским отложениям. Максимальное количество битумов и жидкокапельной нефти отмечается в отложениях

Коллекторские свойства пород в разрезе протерозойских и палеозойских отложений архипелага Северная Земля [74]

| Возраст(толща, свита) | Открытая пористость % | Проницаемость (мД) | Плотность г/см ³ |
|---|---|--|--------------------------------|
| <i>Острова Пионер и Октябрьской Революции</i> | | | |
| Д ₃ | Песчаники 2,1 – 8,3 (до 15) | <0,01 | 2,26-2,65 |
| | Аргиллиты, алевролиты, мергели 0,3 – 1,5 | непроницаемы | 2,26-2,65 |
| Д ₂ (о.Окт.Рев) (о.Пионер) | 11,8 – 15 0,4 – 20,7 | Низкая (ед.про- бы до 1000) | 2,22-2,27 2,07-2,35 |
| Д ₂ (о.Пионер) дельтовые песчаники | 15-25 | 1020 | |
| Д ₁₋₂ (о.Пионер) песчаники и конгломераты | | 17 пр. – 10-100 7 пр. – 100-500 8 пр. - >500 | |
| Д ₁₋₂ al ₁ | 0,2 – 7,4 (до 15,4) | 0 - 0,1 | 2,31-2,67 |
| S- известняки и доломиты органогенные известняки | 0,6-7,9 10-25 | <0,1 3-11 | 2,19-2,65 |
| O _{2oz} | 2,7-21,9 | 0-<0,1 | 2,07-2,83 |
| O _{1us} | 1,6-19 | | |
| O _{1kr} | 2,7-21,19 | | |
| Є | 0,5-3,7 | <0,1 | 2,5-2,7 |
| <i>Остров Большевик</i> | | | |
| Є | 0,2-3,0 | 0-<0,1 | 2,55-2,74 |

ях средней части русановской свиты (нижняя битумоидная толща). Выше по разрезу в нижней подсвите альбановской свиты (верхняя битумоидная толща) содержания битумов снижаются, и еще меньше их в верхнем девоне (табл. 47).

Нефтепроявления установлены в северо-восточной части о. Пионер. Проявление в нижнем течении **р. Бурная** (I-5-1) локализовано в отложениях русановской свиты, представленной глинистыми известняками с подчиненным количеством мергелей, аргиллитов и гипсов. Порода интенсивно насыщена рассеянными битумами, а в зонах трещиноватости – натеками и примазками полужидких коричневых битумов. Максимальное количество битумов приурочено к центральным частям вертикальных кальцитовых жил мощностью 8-10 см в нижней битумоидной толще (50 м) средней части русановской свиты. По данным горячей экстракции, содержание битумоида «А» составляет здесь 4,89 % на породу, а количество органического углерода в известковых алевролитах достигает 10,5 %. Битуминологическими исследованиями трех проб установлено:

- элементный состав (%): С – 72,29-81,04; Н – 9,35-11,21; N+S+O – 7,75-18,36;
- групповой состав (%): масла – 31,22; смолы бензолные – 14,15; смолы спирто-бензолные – 37,87-47,64; асфальтены – 7,2-16,66;
- в составе масел метаново-нафтеновые углеводороды составляют 68,51%, ароматические – 31,49%;
- инфракрасной-спектрометрией установлен нафтенный гетероциклический состав битумов;
- два образца относятся к нафтоидному асфальту, а один – к переходной стадии между тяжелыми асфальтовыми нефтями и асфальтами.

*Нефтепроявление в среднем течении **р. Пионерка** (I-5-4) локализовано в нижней половине русановской свиты мощностью около 200 м. На протяжении 300 м известняки и доломиты содержат прослой гипсов с кальцитовыми жилами, пропитанными битумами. В экстрагированном битумоиде «А» содержится: масла – 56,98 %; смолы – 46,22 %; метаново-нафтенная фракция – 36,24 %; ароматическая фракция – 63,76 % [18, 74].*

На острове Октябрьской Революции в породах русановской свиты содержится от 0,01 до 1,10 % битумоида «А». Твердые черные битумы заполняют мелкие поры, каверны, трещинки, образуют линзочки размером 1-2 см. Состав хлороформенного экстракта отличается низким содержанием водорода (8,2%) и высоким – асфальтенов (40,7%). В составе масляной фракции преобладают метаново-нафтенные углеводороды. Битумы по составу близки к асфальтам.

На о. Длинный, по данным Ю. Г. Самойловича (1977 г.), в нижнедевонских гипс-ангидрит-доломитовых брекчированных породах содержатся асфальтены в количестве 0,016% на породу. Групповой состав (%): масел – 29,93; смол бензолных – 7,65; спирто-бензолных – 48,49; асфальтенов – 13,9. Битумы окислены и относятся к структурам насыщенных алифатических эфиров [18].

Содержания органического вещества и битумов разрезе протерозойских и палеозойских отложений архипелага Северная Земля и полуострова Челюскин (ГГС-200)

| Возраст(толща, свита) | n | Сорг (%) | n | ХБА (%) |
|---|----|------------|------|---|
| Острова Пионер и Октябрьской Революции | | | | |
| Д ₃ | | следы | | следы |
| Д ₂ (о.Окт.Рев) (о.Пионер) | | 0,2–0,3 | | 0,008 – 0,23 |
| Д ₁₋₂ a ₁ | | 0,2–0,3 | | 0,008 – 0,23 |
| Д _{1rs} (о.Пионер) | | До 10,5 | | 4,89 Натёки, примазки, расс. битумы |
| Д _{1rs} (о.Окт.Рев.) доломиты известняки | | | | 0,01–1,1; 0,06-0,74 |
| Д _{1sv} (о.Окт.Рев.) | | | | 0,15 Пленки, гнезда |
| Д ₁ (о.Длинный) | | | | 0,016 |
| S ₁₋₂ (о. Длинный) | | 0,14-0,42 | | 0,08-0,28 (ГДП) |
| S ₁₋₂ | | | | следы-0,001 |
| S _{1sr} | | 0,03-5,37 | | 0,01-0,27 |
| S _{1sn} , в том числе орг.известняки | | 0,1-0,67 | | 0,0025- 0,01-0,62 Примазки, гнезда, пленки |
| O _{2oz} | | 0,11-0,38 | | 0,0025-0,8 Примазки, гнезда |
| O _{2us} | | 0,13-0,24 | | следы-0,34 |
| O _{1kr} | | 0,01-0,38 | | 0,000n-0,00n Ед.-0,01-0,6 |
| Є _{3kr} | | | | 0,1-0,2 |
| Є ₁₋₂ | | 0,1-0,37 | | 0,0006-0,2 |
| О.Большевик | | | | |
| O _{1(?)} ks | | 0,05-0,93 | | следы |
| Є _{2tl} | | | | |
| Є _{2sl} | | 0,16-0,34 | | 0,03-0,05 (ГДП) Порошк. битумы |
| Є _{2sl} | | | | Не обнаружено |
| Є _{1kr} | | 2,07-4,04 | | |
| Є _{1gl} | | 0,05-0,93 | | |
| П-ов Челюскин | | | | |
| | | От-до | ср | |
| J _{3-K} _{1mh} | 5 | 0,09-0,39 | 0,26 | 1 0,0025-0,01 |
| J _{2hn} | 5 | 0,07-0,48 | 0,26 | 4 0,00125 |
| J _{1kn} | 1 | | 0,23 | 1 1 проба 0,00063 9проб - не обн. |
| O ₁₋₂ pk | 27 | 0,54-8,58 | 2,42 | 11 Не обнаружено |
| Є _{2cb} + Є _{2sv} | 14 | 0,11-0,47 | 0,27 | 6 1 проба-следы 16 проб-не обн. |
| Є ₁ chl | 26 | 0,08-2,08 | 0,61 | 17 Не обнаружено |
| Є ₁ pl | 24 | 0,10-0,42 | 0,24 | 5 1 проба-0,00013 12 проб-не обн. |
| V _{2-Є} ₁ pr | 15 | 0,03-0,47 | 0,20 | 14 Не обнаружено |
| R ₃ lp | 4 | 0,23-0,41 | 0,30 | 4 Не обнаружено |
| R ₃ kl | 5 | 0,01-0,35 | 0,14 | 5 |
| Остров Кирова | | | | |
| K ₁ глины | 2 | 3,25-5,35 | | 2 0,16-0,20 |
| K ₁ песч. известняк | 2 | 0,01, 0,11 | | 2 0,1 и 1,52 |
| | | | | ГДП (2008 год) |

По данным ГДП-1000 (2009 г.), повышенные содержания битумов (0,16% хлороформенного битумоида «А») характерны также для органогенных силурийских серых известняков и доломитов, слагающих юго-западные обрывы о. Длинный (табл. 48). Битумы образуют гнезда, пленки, корки по трещинам и поверхностям отдельности в строматолитовых известняках и рассеянную вкрапленность в массивных карбонатных породах. По данным битуминологического анализа 11 образцов (аналитик – Е. В. Гарибьян), битумы сингенетичны вмещающим породам, относятся к классу асфальтов и смолистому типу.

О. Большевик. По данным ГГС-200 [74], в терригенных породах голышевской, краснореченской и сложнинской толщ нижнего-среднего палеозоя битумов не обнаружено, а в породах тельмановской и касаткинской толщ отмечены только их следы. Порошковатые битумы были обнаружены в керне скважины из пород сложнинской толщи в южной части о. Большевик (ГДП-1000, 2009 г.). Содержание ХБА, установленное люминесцентно-битуминологическими исследованиями, колеблется от 0,03 до 0,05% (табл. 47). Групповой состав битумов отвечает мальтам (табл. 48)

Острова Исаченко и Кирова сложены раннемеловыми угленосными отложениями, представленными известковистыми песчаниками, углистыми аргиллитами, углями, песками и глинами. Во время проведения ГДП в 2008 году были отобраны пробы известковистых песчаников и глин для проведения битуминологических исследований. Глины по сравнению с песчаниками оказались обогащенными битумоидами и органическим углеродом (табл. 48). Битумы в глинах относятся к классу мальт и типу смолистых.

Полуостров Челюскин

Данные по битуминозности пород п-ова Челюскин приведены в таблице 47. В большинстве проб из разновозрастных образований битумы либо не обнаружены, либо присутствуют только их следы. Относительно повышенные (до 0,01% ХБА) содержания битумов отмечаются только в известковистых песчаниках мухинской свиты позднеюрского – раннемелового возраста.

Акватория морей Карское и Лаптевых

В ходе ГДП-1000 (2008-2009 г.г.) выполнено регулярное опробование донных отложений восточной части Карского моря с отбором проб на битуминологические (294 пробы) и газово-геохимические (163 пробы) исследования. В пробах определялись содержания органического углерода, хлороформенного битумоида «А» и нерастворимый остаток. Для проб с высокими содержаниями битумов проводился анализ группового состава и определение класса и типа битумов. Газово-геохимический анализ включал определение макросостава поглощенных газов и количественные определения высоких гомологов метана. Исследования проводились во ВНИГРИ.

Таблица 48

Групповой состав битумов из донных отложений и литифицированных пород (по данным ГДП-1000)

| привязка | Порода, возраст | Выход ХБА % | Масла % | Бензол-ные смолы % | Спиртобен-зольные смолы % | Асфаль-Тены % | Асфаль-тогеновые кислоты % | Тип ХБА | Нераство-римый остаток % | Сорг на породу % |
|--|--|-------------|---|--------------------|---------------------------|---------------|----------------------------|------------|--------------------------|------------------|
| О.Большевик | Метаалевролит | 0,05 | 56,4 | 28,6 | 12,8 | 2,6 | | Мальты | 87,3 | 0,36 |
| Є ₂ sl | трещиноватый | 0,03 | 52,3 | 28,4 | 17,5 | 1,8 | | мальты | 87,1 | 0,16 |
| О.Длинный | Известняк S ₁₋₂ | 0,16 | 39,7 | 24,1 | 15,2 | 9,8 | 10,3 | асфальт | 1,52 | 0,03 |
| О.Кирова | Глины K ₁ | 0,09 | 41,9 | 20,1 | 34,2 | 2,9 | 1,0 | мальты | 84,1 | 3,4 - 3,6 |
| О.Продолговатый | K ₁ -песч. известк. | 0,015 | 62,8 | 7,7 | 20,8 | 0,1 | 7,7 | мальты | 46,3 | 0,2-0,26 |
| ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ | | | | | | | | | | |
| НЭС «Академик Федоров», 2007г. (три первые цифры – номер донной станции; т-трубка, к - ковш; индекс – номер образца в трубке) | | | | | | | | | | |
| АФ-118-т-2 | Алевропелиты (станции 118 и 121 располагаются к северо-востоку от о. Большевик; ст. 107-в желобе Воронина) | 0,02 | 50,7 | 27,6 | 18,1 | 3,6 | | мальты | 85,5 | 1,28 |
| АФ-118-т-3 | | 0,024 | 51,1 | 26,8 | 20,4 | 1,7 | | | 86,5 | 1,44 |
| АФ-121-т-2 | | 0,06 | 46,9 | 29,3 | 21,1 | 2,7 | | | 76,9 | 0,57 |
| АФ-121-т-3 | | 0,01 | 49,1 | 28,7 | 18,6 | 3,6 | | | 78,6 | 0,41 |
| АФ-107-т-2 | | 0,09 | 58,1 | 21,6 | 17,6 | 2,7 | | | 83,3 | 1,12 |
| АФ-107-т-3 | | 0,02 | 56,5 | 24,7 | 13,4 | 5,4 | | | 78,3 | 1,44 |
| АФ-115-т-2 | | 0,02 | 50,8 | 28,4 | 14,9 | 5,9 | | | 82,5 | 1,42 |
| АФ-115-т-3 | | 0,02 | 52,8 | 26,1 | 15,4 | 5,7 | | | 81,7 | 1,60 |
| НИС «Фритьоф Нансен», 2008-2009 г.г. (три первые цифры – номер донной станции; т-трубка, к - ковш; в скобках – интервал керна, см) | | | | | | | | | | |
| 209-т (40-45) | алевропелиты | 0,013 | 25,8 | 27,3 | 33,7 | 1,6 | 11,6 | асфальт | 82,6 | 1,10 |
| 120-т (100-105) | | 0,02 | 45,9 | 19,2 | 15,1 | 14,0 | 5,8 | мальты | 80,1 | 1,35 |
| 102-к (20-25) | | 0,05 | 32,4 | 25,8 | 29,2 | 4,9 | 7,7 | асфальт | 81,4 | 0,90 |
| 228-т (160-180) | | 0,04 | 34,1 | 24,9 | 30,3 | 3,5 | 7,2 | асфальт | 87,6 | 1,84 |
| 182-т (160-180) | | 0,03 | 45,1 | 31,1 | 12,9 | 4,2 | 6,7 | мальты | 82,8 | 1,24 |
| 67-т (25-30) | | 0,03 | 50,7 | 21,4 | 17,2 | 6,1 | 4,6 | мальты | 82,8 | 1,08 |
| 3-к (0,2-0,25) | пелит | 0,025 | Смолы, масла – не более 40%, асфальтены Битуминозность сингенетичная | | | | | Смолис-тый | 85,4 | 1,51 |
| 7-к (0,2-0,25) | | 0,025 | | | | | | | 86,8 | 1,30 |
| 116-т (80-85) | алевропелит | 0,03 | | | | | | | 75,2 | 1,22 |
| 129-к (0,2-0,25) | | 0,025 | | | | | | | 88,0 | 1,47 |
| 188-т (25-30) | | 0,03 | | | | | | | 94,4 | 1,05 |
| 238-т-(160-170) | | 0,04 | | | | | | | 71,0 | 1,13 |
| 239-т (50-60) | | 0,03 | | | | | | | 88,2 | 1,18 |

По данным люминесцентно-битуминологических исследований (табл. 48), содержания $C_{орг}$ колеблются от 0,1 до 2,1 %. Максимальные содержания зафиксированы в районе жолоба Воронина и между островами арх. Норденшельда и островом Воронина. Содержания хлороформенного битумоида «А» колеблются от менее 0,001 до 0,06%. Наиболее высокие значения сконцентрированы на северо-западе акватории Карского моря, на бортах желоба Воронина и по периферии островов Пионер и Октябрьской Революции, образуя отчетливый ореол от мегавала Наливкина до о. Пионер. Битумы преимущественно относятся к классу мальт и смолисту типу. В северо-западной части акватории битумы относятся к классам мальт и асфальтов. В донных отложениях прол. Вилькицкого битумы относятся к мальтам.

Результаты газово-геохимических анализов показывают, что в составе поглощенных газов преобладают азот и углекислый газ. Существенно азотный состав газов характерен практически для всей акватории, в то время как газы существенно углекислого состава сконцентрированы вокруг плато островов Сергея Кирова, где происходит интенсивный размыв угленосных раннемеловых отложений. Угледородные газы представлены преимущественно метаном (от <0,05 до 50%), причем площадь отложений с его высокими содержаниями (более 0,2%) строго соответствует площадям тех же угленосных раннемеловых отложений. Гомологи метана представлены, в основном, этаном в количестве от <0,0001 до 0,7%. Наиболее высокие содержания этана сконцентрированы на крайнем северо-западе района и в полосе северо-западного простираия вдоль арх. Северная Земля, подчеркивая границы распространения девонских и юрских (как совместно, так и по отдельности) отложений. Более высокие гомологи в заметных количествах (0,01-0,1%) отмечены в 14 пробах, располагающихся в центральной и юго-восточной частях акватории. Самое высокое содержание (3,55%) гомологов метана зафиксировано в донных отложениях в 60 км к западу от о. Воронина (донная станция Н-179), где этан составляет 2%, пропан – 0,3%, бутан – 0,2%, пентан – 0,35% и гексан – 0,7%. В южной части пролива Вилькицкого пробы с пропаном и бутаном образуют локальный ореол северо-восточного простираия.

Ореолы распространения донных отложений с высокими содержаниями битумов, присутствием высоких гомологов метана, а также границы распространения нижнедевонского и юрского НГК показаны на схеме прогноза на нефть и газ.

На акватории моря Лаптевых в пределах нашей площади во время проведения ВШЭ «Арктика-2007» были отобраны несколько проб из донных отложений к северо-востоку от о. Большевик. В алевропелитах, по данным битуминологических исследований, содержится от 0,02 до 0,06% ХБА, по групповому составу отвечающих мальтам. Других данных по характеристике донных отложений и подстилающих коренных пород не имеется.

Твердые горючие полезные ископаемые

На описываемой площади установлено одно проявление каменных углей, 7 проявлений бурых углей и 2 проявления торфа.

УГЛИ

У г о л ь к а м е н н ы й . На площади листа Т-45-48 выявлены единичные пласты каменных углей в верхнепермских отложениях гор Бырранга. В верховьях р. Преградная (VI-12-6) в аржиллитах средней части черной свиты вскрыта линзовидная залежь мощностью 1,2 м и несколько маломощных прослоев антрацитов. Угленосность постепенно увеличивается к юго-западу – за пределы рассматриваемой территории [18].

У г о л ь б у р ы й . В пределах площади работ пласты бурого угля, локализованные в шренковской свите апт-альбского возраста, известны к юго-западу от п-ова Челюскин в районе Гафнер-Фиорда и нижнего течения р. Ленинградская [18, 91]. Проявления бурых углей раннемелового возраста установлены в ходе ГДП-1000 (2008 год) на островах Сергея Кирова.

Проявления *Гафнер-Фиорд и р. Красноярская (Широкая)* на южном берегу бухты Угольная (VI-9-2, VI-9-3, VI-9-4). На указанных участках обнажается до 12-14 пластов бурых углей мощностью от 1,2 до 2,5 м суммарной мощностью до 28,5 м, прослеженных на расстоянии 600-800 м.

Угли относятся к сапропелевым (богхеды) и гумусовым углям. Петрографические исследования показали, что богхеды сложены колониями водорослей, включенных в красно-бурюю основную массу с линзочками витрена. Угли в верховьях р. Широкая гумусо-сапропелевые и гумусовые, переполненные остатками растений. В пластах углей отмечаются прослой глины и глинистого известняка.

Характеристики богхедов: $W^a-2,9$; $A^c-1,8$; $S^c-1,3$; $V^r-84,2$; $C^r-77,3$; $H^r-9,5$; $(N+O+S)^r-13,2$; Q^r_6-8850 ккал/кг; смола-55%. Характеристики гумусовых углей: $W^a-14,3$; $A^c-10,3$; $S^c-1,3$; V^r-47 ; C^r-73 ; $H^r-9,5$; $(N+O+S)^r-22,2$; Q^r_6-6300 ккал/кг. Сапропелевые угли, имеющие высокий выход летучих (V^r), могут использоваться для получения жидкого топлива. Угли отнесены к бурым марки Б, технологической группы 2Б или 3Б.

Запасы угля категории C_2 на южном берегу Гафнер-Фиорда (бухта Угольная и участок к югу от нее площадью 189 кв. км) составляют 730 млн. т. [18, 91].

В береговом обрыве *р. Ленинградская* (VI-10-6) и бурением вблизи оз. *Цыганское Сердце* (VI-10-7) вскрыты 5 не выдержанных пластов бурого угля мощностью от 1 до 5,15 м средней суммарной мощностью 8,3 м [18].

Угленепроявления островов Сергея Кирова. Наличие пластов углей в составе меловых отложений отмечалось всеми исследователями островов Сергея Кирова [12]. В 2008 году в южной части о. Исаченко (V-3-1) нами установлено 4 пласта

углей общей мощностью до 4 м (рис. 17), расположенных на гипсометрических уровнях от 20 до 40 м и слабо погружающихся к северу. Разрез угленосных отложений сходен с верхней частью нижнемеловых отложений на участке бухты Угольная. На юге о. Кирова (IV-5-1) в нижней части берегового обрыва установлен пласт углей мощностью около 8 м. По данным проведенных нами электро-разведочных работ, выше возможно наличие как минимум еще одного пласта. Площадь развития угленосных отложений достигает нескольких квадратных километров на каждом из островов.

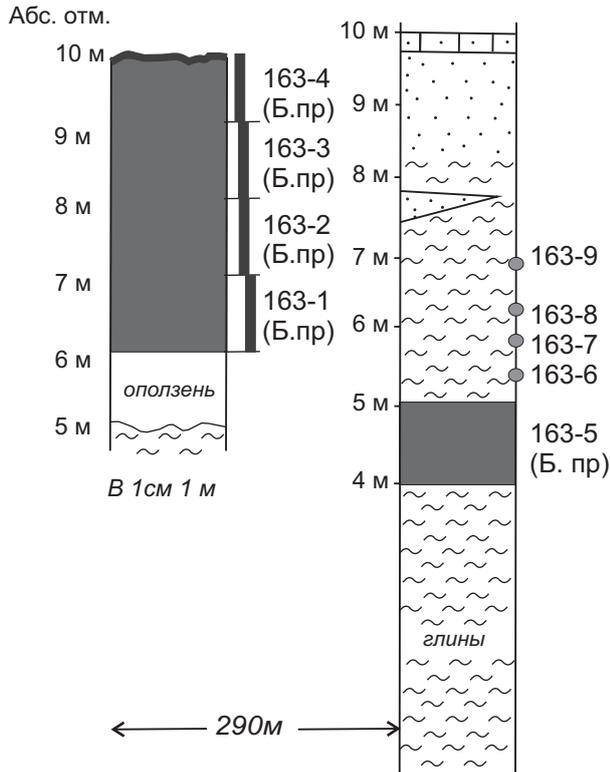
В ходе проведения ГДП-1000 в 2008 году были проведены дополнительные исследования на участке бухты Угольная (VI-9-2), а также на островах Исаченко (V-3-1) и Кирова (IV-5-1), где были составлены разрезы (рис. 17) угленосных отложений, проведено точечное и бороздочное опробование угольных пластов, а также опытно-методические электроразведочные работы. Отобранные бороздочные пробы были переданы в отдел геологии горючих ископаемых ФГУП «ВСЕГЕИ», где выполнены углепетрографические исследования (табл. 49). Технический анализ углей был выполнен во ВНИГРИУголь (табл. 49), а технологические испытания объединенных проб – в ОАО «Южгеология» (табл. 50), куда пробы были переданы сотрудниками ВСЕГЕИ. Содержания микропримесей в золе углей определены в лаборатории ВСЕГЕИ.

По данным углепетрографических исследований, подавляющее большинство углей относится к классу гелитолитов. Минеральная составляющая представлена карбонатами, глинистым веществом, кварцем, сидеритом. По показателю отражения витринита угли из бороздочных проб с островов Исаченко, Кирова и с участка бухты Угольная могут относиться как к буроугольной, так и к каменноугольной стадии. Характер петрографического состава углей (наличие витринита, а не гуминита), преимущественно I стадия метаморфизма углей по ГОСТ 21489-76, низкий выход смолы полукоксования и высокий выход летучих могут указывать, по заключению В. И. Вялова и Г. М. Волковой, на принадлежность углей как на островах Сергея Кирова, так и в бухте Угольная, к каменноугольной формации (марка Д, подгруппа ДВ).

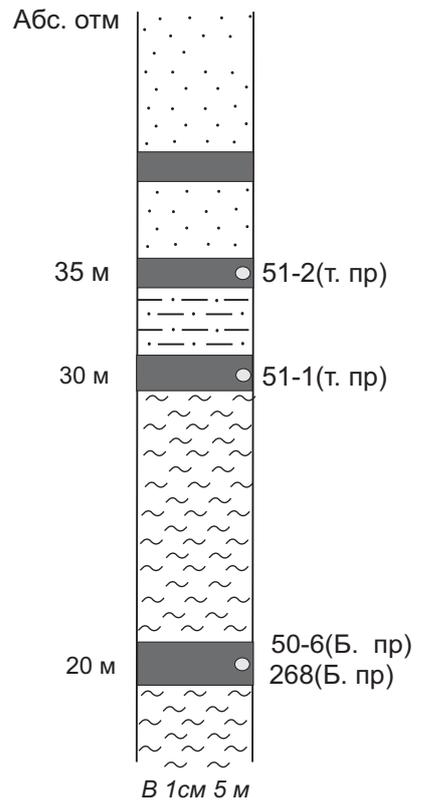
Нужно отметить, что, по данным технологических испытаний (табл. 50), выполненных в ОАО «Южгеология» для двух объединенных проб, показатель Q_s^{af} (удельная теплота сгорания на влажное беззольное состояние) не достигает 24 Мдж/кг, что не позволяет отнести угли к каменным (ГОСТ 25543-88). Учитывая неоднозначность показателя отражения витринита (полученные значения могут иметь как каменные, так и бурые угли), в настоящей работе мы относим проявления к *буроугольной формации*, как это и считалось ранее, а сами угли – к марке ЗБВ (табл. 51).

В качестве попутных компонентов можно указать TiO_2 и Sc, содержания которых в золе углей достигают 4-5 кг/т и 5-15 г/т, соответственно. В одной из 7

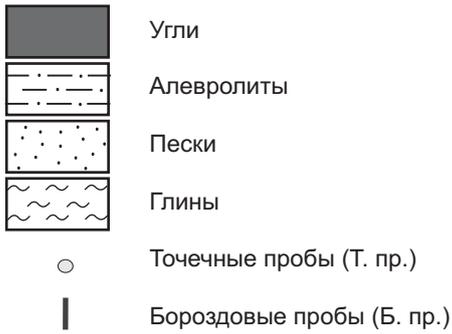
о. Кирова
т.н. 163 (IV-5-1)



о. Исаченко
т.н. 50,51 (V-3-1)



Условные обозначения



Бухта Угольная
т. н. 136 (VI-9-2)
В 1 см 2 м

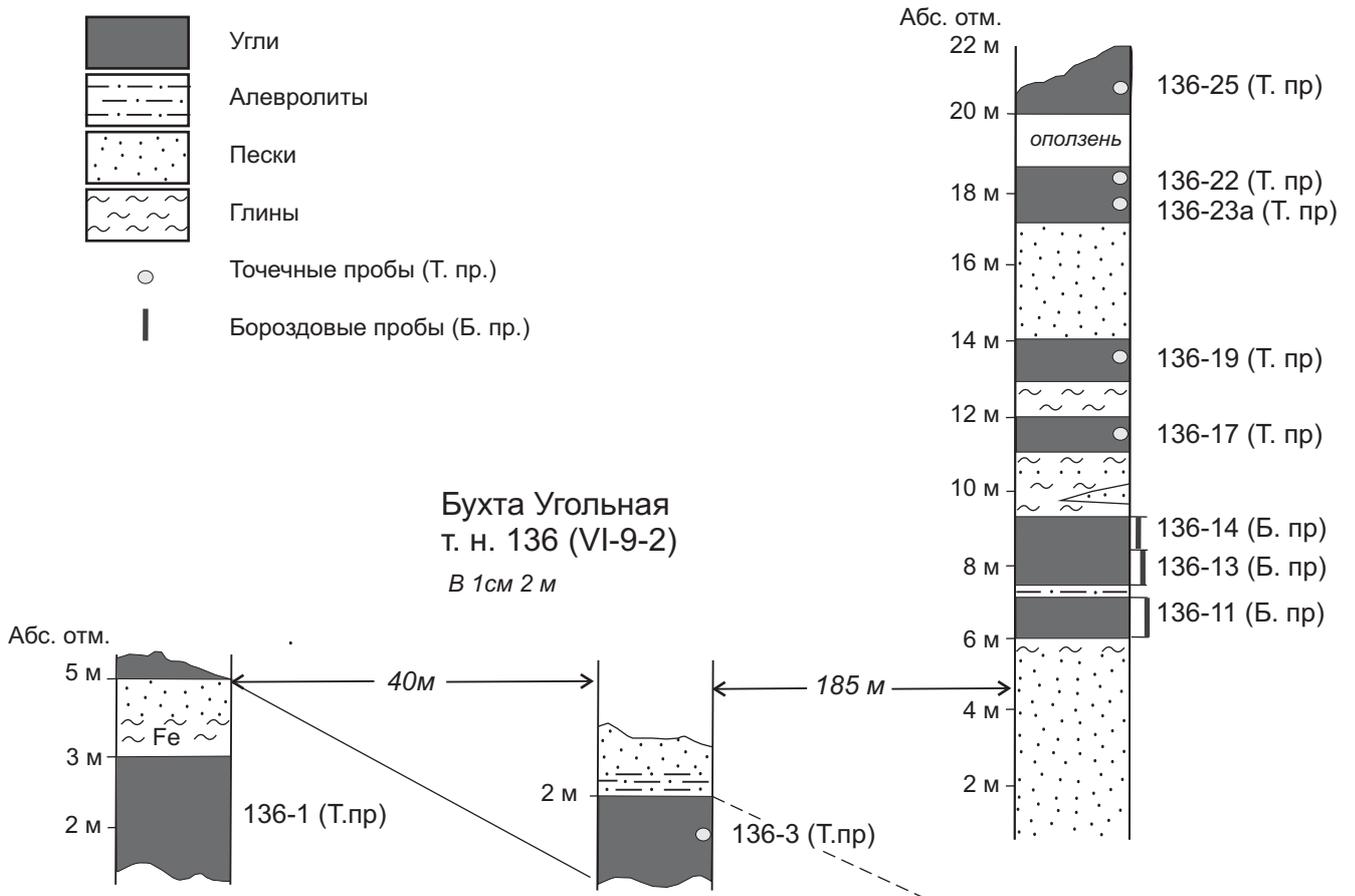


Рис. 17. Разрезы угленосных отложений

Результаты углепетрографических исследований (ВСЕГЕИ) и технического анализа углей (ВНИГРИуголь)

| № п/п | № пробы | Тип угля | ΣОК | Ro ср, % | W ^a , % | A ^d , % | V ^{daf} , % | привязка |
|-------|-----------|--------------------------|-----|-------------|-----------------------|-----------------------|-------------------------|-------------------------|
| 1. | БП-50-6 | Липоидо-фюзинито-гелит | 12 | 0,46 | 10,6 | 32,9 | 48,76 | О. Иса-Ченко (V-3-1) |
| 2. | БП-136-11 | Гелито-фюзитит | 57 | 0,47 | 12,2 | 6,9 | 37,22 | Бухта Угольная (VI-9-2) |
| 3. | БП-136-13 | Липоидо-гелит | 2 | 0,48 | 12,7 | 12,1 | 45,87 | |
| 4. | БП-136-14 | Фюзинито-гелитит | 29 | 0,48 | 11,6 | 14,4 | 40,12 | |
| 5. | БП-163-1 | Липоидо-фюзинито-гелитит | 13 | 0,51 | 13,6 | 12,5 | 55,69 | О.Кирова (IV-5-1) |
| 6. | БП-163-2 | Липоидо-фюзинито-гелит | 8 | 0,50 | 13,8 | 9,2 | 47,94 | |
| 7. | БП-163-3 | Липоидо-фюзинито-гелитит | 12 | 0,49 | 13,8 | 10,8 | 60,93 | |
| 8. | БП-163-4 | Липоидо-фюзинито-гелит | 11 | 0,49 | 13,5 | 10,9 | 46,18 | |
| 9. | БП-163-5 | Липоидо-фюзинито-гелит | 6 | 0,46 | 13,3 | 8,7 | 48,20 | |

Результаты технологических испытаний углей островов Сергея Кирова и
южного побережья Гафнер-фиорда (бухта Угольная)

| № пп | Показатель Качества угля | Шифр методики ГОСТ (ИСО) | Содержание в пробе | |
|---------|---|-----------------------------|---|--|
| | | | БП-163-(2+3+4) О. Кирова (IV-5-1) | БП-136-(11+13+14) Б. Угольная (VI-9-2) |
| 1 | Влага аналитическая W_a , % | 11014 – 2001 (589-81) | 13,69 | 13,48 |
| 2 | Влага общая рабочего топлива W_t^r , % | 11014 – 2001 | | |
| 3 | Зольность A^d , % | 11022 – 95 (1171-81) | 7,74 | 10,09 |
| 4 | Выход летучих V^{daf} , % | 6382 – 2001 (562-98) | 46,99 | 44,26 |
| 5 | Общая сера S_t^d , % | 8606-93 (334-92) | 0,86 | 0,34 |
| 6 | Теплота сгорания Рабочего топлива (общая) Q_i^r , Мдж/кг (ккал/кг) | 147-95 (1928-76) | 18,99 (4536) | 18,67 (4459) |
| 7 | Теплота сгорания на влажное беззольное состояние Q_s^{af} , Мдж/кг (ккал/кг) | 147-95 (1928-76) | 19,98 (4772) | 20,33 (4856) |
| 8 | Смола полукоксования T_{sk}^{daf} , % | | 2,6 | 2,8 |

Испытания проведены в ОАО «Южгеология»

Кодификация и маркировка углей по ГОСТ 25543-88

| № п/п | № бороздочной пробы | R _o , % | ΣОК, % | W ^a , % | T _{sk} ^{daf} , % | Код | Марка | Группа | Подгруппа | привязка |
|-------|---------------------|--------------------|--------|--------------------|------------------------------------|---------|-------|--------|-----------|-------------------------|
| 1. | БП-50-6 | 0,46 | 12 | 10,6 | Нет данных | 0411005 | Б | ЗБ | ЗБВ | О. Иса-Ченко (V-3-1) |
| 2. | БП-136-11 | 0,47 | 57 | 12,2 | 2,8 | 0451005 | Б | ЗБ | ЗБФ | Бухта Угольная (VI-9-2) |
| 3. | БП-136-13 | 0,48 | 2 | 12,7 | | 0401005 | Б | ЗБ | ЗБВ | |
| 4. | БП-136-14 | 0,48 | 29 | 11,6 | | 0421005 | Б | ЗБ | ЗБВ | |
| 5. | БП-163-1 | 0,51 | 13 | 13,6 | Нет данных | 0511005 | Б | ЗБ | ЗБВ | О.Кирова (IV-5-1) |
| 6. | БП-163-2 | 0,50 | 8 | 13,8 | 2,6 | 0501005 | Б | ЗБ | ЗБВ | |
| 7. | БП-163-3 | 0,49 | 12 | 13,8 | | 0411005 | Б | ЗБ | ЗБВ | |
| 8. | БП-163-4 | 0,49 | 11 | 13,5 | | 0411005 | Б | ЗБ | ЗБВ | |
| 9. | БП-163-5 | 0,46 | 6 | 13,3 | Нет данных | 0401005 | Б | ЗБ | ЗБВ | |

проб углей о. Исаченко, а также в двух пробах углей участка бухты Угольная установлено 100 г/т германия. Содержания прочих возможных попутных компонентов интереса не представляют (табл. 52 и 53).

Угли марки ЗБВ, в соответствии с ГОСТ 25543-88, пригодны для использования в качестве топлива для бытовых и коммунальных нужд, сжигания в топках паровозов, энергопоездов, а также для полукоксования, производства синтетического жидкого топлива и стройматериалов (извести).

ТОРФ

Несмотря на очевидную практическую бесполезность, необходимо отметить широкое развитие торфяников по берегам Гафнер-фиорда (VI-9-5) и в нижнем течении р. Ленинградская (VI-10-5). По самым скромным подсчетам, площадь торфяников составляет 5х60 км, а мощность – не менее метра. Торфяники смешанного типа, буро-коричневые, сфагновые, слабопреобразованные.

Интересно отметить пространственную приуроченность современного накопления органического растительного материала к площади раннемелового угленакпления.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Подгруппа представлена проявлениями и пунктами минерализации железа и марганца.

ЖЕЛЕЗО

На описываемой площади установлены 9 проявлений и 5 пунктов минерализации железа. Наиболее крупными являются проявления железистых кварцитов на полуострове Челюскин и проявления магнетитовых скарнов в бассейне р. Ровная на острове Октябрьской Революции. Имеются также проявления и пункты минерализации бурожелезняковой, кремнисто-гематит-магнетитовой и колчеданной формаций. Широкое распространение на о. Октябрьской Революции имеют кварц-гематитовые, кварц-сидеритовые и сидеритовые жилы, не имеющие самостоятельного промышленного значения и не показанные на карте.

Формация железистых кварцитов.

Проявления и пункты минерализации метаморфогенной формации железистых кварцитов на полуострове Челюскин, установленные в ходе ГГС-200 [75],

Содержания (г/т) элементов-примесей в золе раннемеловых бурых углей островов Сергея Кирова (по данным ГДП-1000, 2008 г)

| элемент | Мин. про-мышл содер-жание | О. Кирова (IV-5-1) | | | | | О. Исаченко (V-3-1) | | | |
|-----------------------------------|---------------------------|-------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------------|----------------|-------------|-------------|
| | | Высота над уровнем моря | | | | | | | | |
| | | 6 - 10 м | | | 4-5 м | пляж | 20 м | 30 м | 35 м | |
| | | Номера проб | | | | | | | | |
| | | <i>163-1</i> | <i>163-2</i> | <i>163-3</i> | <i>163-4</i> | <i>163-5</i> | <i>162-1</i> | <i>50-6</i> | <i>51-1</i> | <i>51-2</i> |
| <i>Ba</i> | | 2500 | 3000 | 3000 | 1500 | 1500 | 100 | 1200 | 1500 | 300 |
| <i>Be</i> | 36 | 1 | 0,8 | 0,8 | 1 | 2 | 3 | 3 | 2 | - |
| <i>P₂O₅</i> | | - | - | - | - | - | 9000 | - | - | - |
| <i>TiO₂</i> | 1944 (Ti) | 4000 | 1000 | 2000 | 2000 | 3000 | 2000 | 4000 | 80 | 20 |
| <i>MnO</i> | | 1200 | 400 | 600 | 800 | 600 | 400 | 400 | 30 | 10 |
| <i>Pb</i> | | 15 | 25 | 25 | 40 | 40 | 20 | 500 | - | - |
| <i>Cr</i> | | 30 | 12 | 12 | 12 | 10 | 133 | 10 | 15 | - |
| <i>Ga</i> | 19-54 | 20 | 5 | 5 | 4 | 4 | 13 | 40 | 6 | - |
| <i>Nb</i> | 70 | 10 | - | - | - | - | 60 | 15 | 10 | - |
| <i>Sn</i> | 200 | 2 | 2 | 2,5 | 3 | 2,5 | - | 3 | - | - |
| <i>Ge</i> | 50 | 2,5 | 2,5 | 2,5 | 2,5 | 2,5 | 90 | >100 | - | - |
| <i>Ni</i> | | 20 | 6 | 10 | 10 | 15 | 100 | 3 | 20 | 4 |
| <i>V</i> | 224 | 50 | 10 | 15 | 15 | 20 | 400 | 25 | 15 | - |
| <i>Cu</i> | 100 | 30 | 8 | 8 | 10 | 20 | 12 | 15 | 12 | 5 |
| <i>Ag</i> | 0,2 | 0,04 | 0,05 | 0,08 | 0,08 | 0,06 | 0,9 | 0,6 | - | - |
| <i>Bi</i> | | - | 3 | 3 | - | 4 | - | 3 | - | - |
| <i>As</i> | | - | - | - | - | - | 220 | - | - | - |
| <i>Sb</i> | | - | - | - | - | - | - | 50 | - | - |
| <i>La</i> | | 45 | 50 | - | - | - | 30 | - | 30 | - |
| <i>Y</i> | | 15 | 10 | 10 | 15 | 20 | 30 | - | 25 | 6 |
| <i>Yb</i> | | 1,5 | 1 | 1 | 1,5 | 2 | 4 | 4 | 3 | - |
| <i>Ce</i> | | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| <i>TR</i> | 340 | 61,2 | | 11 | | 22 | 284 | 54 | 58 | 6 |
| <i>Zn</i> | 500 | 30 | 30 | 40 | 40 | 30 | 12 | 80 | - | - |
| <i>Zr</i> | 670 | 80 | 50 | 35 | 20 | 50 | 200 | 400 | 200 | - |
| <i>Co</i> | | 40 | 6 | 40 | 40 | 50 | 35 | 2,5 | 60 | 12 |
| <i>Sr</i> | | 300 | 800 | 800 | 400 | 500 | 800 | 150 | 400 | 500 |
| <i>Sc</i> | 2-9 | 4 | 4 | 1,2 | 1,2 | 8 | 12 | 12 | 8 | 1,5 |
| <i>Li</i> | | 15 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| <i>Mo</i> | 100 | 3 | 1,5 | 1,5 | 1,2 | 1,2 | 30 | - | 3 | - |
| <i>Th</i> | | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| <i>U</i> | | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| зольность | | 12,5 | 9,2 | 10,8 | 10,9 | 8,7 | 10,5 | 32,9 | - | - |

Примечание: пробы проанализированы в 2009гг. в лаборатории ВСЕГЕИ

Пробы 162-1, 51-1, 51-2 – точечные; прочие – бороздовые (по 1 м).

Минимально-промышленные содержания приведены по разработкам ВСЕГЕИ

Жирным шрифтом выделены повышенные содержания элементов

Содержания (г/т) элементов-примесей в золе раннемеловых бурых углей с участка бухты Угольная (VI-9-2) - ГДП-1000, 2008 г

| элемент | Мин. про-мышл содержание в золе | Высота над уровнем моря | | | | | | | | |
|-----------------------------------|---------------------------------|-------------------------|--------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|----------------|
| | | 2 м | 5 м | 6 м | 8 м | 9 м | 11 м | 13 м | 18 м | 20 м |
| | | Номера проб | | | | | | | | |
| | | <i>136-1</i> | <i>136-3</i> | <i>136-11</i> | <i>136-13</i> | <i>136-14</i> | <i>136-17</i> | <i>136-19</i> | <i>136-22</i> | <i>136-25a</i> |
| <i>Ba</i> | | 100 | 400 | 1500 | 1500 | 1200 | 1200 | 1000 | 2000 | 500 |
| <i>Be</i> | 36 | - | 1,5 | 1 | 1,2 | 2,5 | 2,5 | 2,5 | 2 | 3 |
| <i>P₂O₅</i> | | 1200 | 1200 | - | - | - | 800 | 800 | - | - |
| <i>TiO₂</i> | 1944 (Ti) | 20 | 50 | 3000 | 3000 | 5000 | 3000 | 3000 | 3000 | 800 |
| <i>MnO</i> | | 10 | 60 | 500 | 800 | 400 | 400 | 200 | 400 | 600 |
| <i>Pb</i> | | - | - | 50 | 40 | 80 | 40 | 50 | 150 | 60 |
| <i>Cr</i> | | 10 | 10 | 10 | 15 | 50 | 40 | 20 | 25 | 10 |
| <i>Ga</i> | 19-54 | - | 2 | 25 | 20 | 60 | 40 | 50 | 30 | 60 |
| <i>Nb</i> | 70 | 10 | - | - | 10 | 10 | 10 | 10 | - | - |
| <i>Sn</i> | 200 | - | - | 3 | 3 | 6 | 5 | 5 | 4 | - |
| <i>Ge</i> | 50 | - | - | 4 | 4 | 5 | 4 | 4 | 20 | 100 |
| <i>Ni</i> | | 4 | 8 | 8 | 10 | 40 | 30 | 12 | 10 | 6 |
| <i>V</i> | 224 | - | - | - | 10 | 40 | 30 | 40 | 80 | 15 |
| <i>Cu</i> | 100 | 5 | 8 | 30 | 60 | 50 | 50 | 60 | 4 | 12 |
| <i>Ag</i> | 0,2 | - | - | 0,15 | 0,1 | 0,08 | 0,08 | 0,1 | 0,15 | 0,15 |
| <i>Bi</i> | | - | - | 8 | 1,5 | - | 2 | 3 | 5 | - |
| <i>As</i> | | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| <i>Sb</i> | | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| <i>La</i> | | - | - | - | - | 30 | 30 | - | - | 30 |
| <i>Y</i> | | - | 12 | 12 | 15 | 20 | 20 | 12 | 80 | 50 |
| <i>Yb</i> | | - | 1 | 1 | 1,5 | 1,5 | 1,5 | 1,2 | 8 | 5 |
| <i>Ce</i> | | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| <i>TR</i> | 340 | - | 13 | 13 | 16,5 | 51,5 | 51,5 | 13,2 | 88 | 85 |
| <i>Zn</i> | 500 | - | - | - | 40 | - | 30 | 50 | 50 | 30 |
| <i>Zr</i> | 670 | - | 15 | 40 | 150 | 150 | 80 | 60 | 60 | 20 |
| <i>Co</i> | | 8 | 20 | 10 | 6 | 12 | 15 | 6 | 8 | 5 |
| <i>Sr</i> | | 100 | 500 | 300 | 400 | 400 | 400 | 400 | 200 | 400 |
| <i>Sc</i> | 2-9 | - | 5 | 5 | 2,5 | 6 | 6 | 5 | 15 | 15 |
| <i>Li</i> | | - | - | - | - | 20 | 20 | - | - | - |
| <i>Mo</i> | 100 | 1 | - | 1 | - | 1 | 1,5 | 1,5 | 2 | 1,2 |
| <i>W</i> | | | | | 10 | 12 | - | 10 | - | 12 |
| <i>Th</i> | | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| <i>U</i> | | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| зольность | | | | 6,9 | 12,1 | 14,4 | | | | |

Примечание: пробы проанализированы в 2009гг. в лаборатории ВСЕГЕИ

Пробы 136-11, 136-13, 136-14 – бороздовые (по 1 м); прочие – точечные.

Минимально-промышленные содержания приведены по разработкам ВСЕГЕИ

Жирным шрифтом выделены повышенные содержания элементов

локализованы в метавулканитах лаптевской свиты и в кварцитах продольнинской толщи.

Вкрапленное магнетитовое оруденение зафиксировано в пределах полосы северо-восточного простириания от верховьев рек Ханневича и Кунар до истоков рек Серебрянка и Клязьма, где установлены проявления и пункты минерализации железистых кварцитов. Ширина полосы от 2 до 10 км, протяженность около 30 км. Наиболее представительным является *проявление в истоках р. Серебрянка* (V-10-7). Вкрапленность чистых идиоморфных кристаллов магнетита размером 0,5-2 мм приурочена к пачкам кварцитовидных песчаников и гравелитов продольнинской свиты. Содержание магнетита в среднем составляет 15%. Мощность магнетитсодержащей пачки около 40 м, по простирианию с перерывами прослежена на 4 км.

В пределах указанной полосы отмечено еще несколько более мелких участков с железистыми кварцитами, выделенными в ранге пунктов минерализации. В устье правого притока р. Серебрянка, вытекающего из оз. Путевое (V-10-4), на протяжении 150 м прослежены магнетит-карбонат-слюдисто-хлоритовые сланцы по туфам основного состава мощностью 30 м с содержанием магнетита от 10 до 20%. В истоках левых притоков р. Ханневича (IV-11-19) в пачке кварцевых гравелитов и конгломератов продольнинской свиты мощностью 3-4 м, прослеженной к восток-северо-востоку на 800 м, содержится до 15 % магнетита. На водоразделе рек Ханневича, Серебрянка и верховьев р. Кунар (IV-11-17) магнетитовое оруденение приурочено к альбит-хлоритовым сланцам по андезитобазальтам, прослеженным по простирианию на 100-200 м в пачках мощностью от 10 до 30 м с содержанием магнетита около 10 %.

Проявление железистых кварцитов на р. Борзова (V-10-22) приурочено к сланцам по диабазам, андезитам, туфам, туфогравелитам лаптевской толщи и алевролитам, песчаникам и гравелитам продольнинской толщи. Текстуры руд вкрапленные, реже полосчатые, структуры – гранобластовые, идиоморфно- и гипидиоморфнозернистые. Магнетит ранней генерации образует агрегаты размером до 0,2 мм. Магнетит второй генерации представлен гнездами и идиоморфными кристаллоблоками размером до 3 мм. Мощность продуктивной пачки около 50 м при насыщенности магнетитовыми сланцами около 30% (15 м). Пачка с перерывами прослежена по простирианию на 5 км. Содержание магнетита – от 5 до 20 % (в среднем 10%). Других рудных элементов в связи с магнетитовыми сланцами не отмечается.

На полуострове Соревнований (V-12-8) в хлорит-серицитовых сланцах по метаалевролитам из верхов лаптевской свиты установлена вкрапленность тонкозернистого магнетита с содержанием последнего от 10 до 20 %. На отдельных участках магнетит перекристаллизован в октаэдрические кристаллы размером до 2 мм. Мощность продуктивной пачки 10-15 м, по простирианию не прослежена.

Глыбы и валуны железистых кварцитов с содержанием магнетита до 20% присутствуют на южном водоразделе Гафнер-фиорда и залива Толля (VI-9-1).

Магнетитсодержащие разности пород отличаются резко повышенными значениями магнитной восприимчивости и с ними могут быть связаны линейные магнитные аномалии, характерные, например, для р. Борзова и западного побережья Гафнер-фиорда.

Магнетитовая вкрапленность образовалась в процессе формирования зеленых сланцев за счет сингенетичных железистых минералов. Породы лаптевской и нижней части продольнинской толщ можно рассматривать как вулканогенно-осадочную железисто-кремнисто-метабазитовую рудоносную позднепротерозойскую формацию, сформированную на геосинклинальном этапе развития. Участки, обогащенные магнетитом, являются типичными проявлениями железистых кварцитов, связанных с вышеуказанной формацией.

Формация магнетитовая скарновая

Проявление р. Ровная установлено в 1975 году К.С. Агеевым и А. Ф. Хапилиным в ходе проведения групповой геологической съемки масштаба 1:200 000. В 1976 году в рамках тех же работ на площади 160 км² проводились горно-геологические и геофизические работы (поисковые маршруты, проходка канав, штуфное и бороздвое опробование, электроразведка и магниторазведка) под руководством В. А. Сальникова. Оруденение локализовано на двух участках – Северном (I-8-1) и Южном (I-8-2)

В геологическом строении проявления принимают участие вулканогенно-осадочные образования нижнего ордовика, последовательно прорванные гранитоидами восточно – октябрьского комплекса, субвулканическими телами смутнинского комплекса и габбро-долеритами ближнеостровского комплекса. На контакте с гранитоидами ордовикские породы превращены в альбититовые метасоматиты с прожилково-вкрапленными гематит-магнетитовыми и массивными сплошными магнетитовыми рудами. Маломощные магнетитовые прожилки отмечены также в гранитоидах. Отмечается незначительное по масштабам наложенное медное оруденение гидротермального генезиса.

Большая часть рудных тел сосредоточена на Северном участке (I-8-1) в среднем течении р. Ровная (рис. 18). Рудовмещающая толща представлена сильно ожелезненными песчаниками и алевролитами с телами согласных альбититов. Породы имеют северо-западное падение под углом 45-55°. Рудные тела, обычно приуроченные к перекристаллизованным альбититам, близки к пластообразным жилам и линзам, которые часто соединены тонкими прожилками магнетита и гематита. По простиранию серия маломощных жил прослежена на расстояние до 1 км, а вкрест – около 500 м. Мощность залежи превышает 220 м. В строении рудных тел участвуют сплошные и вкрапленные магнетитовые и гематитовые

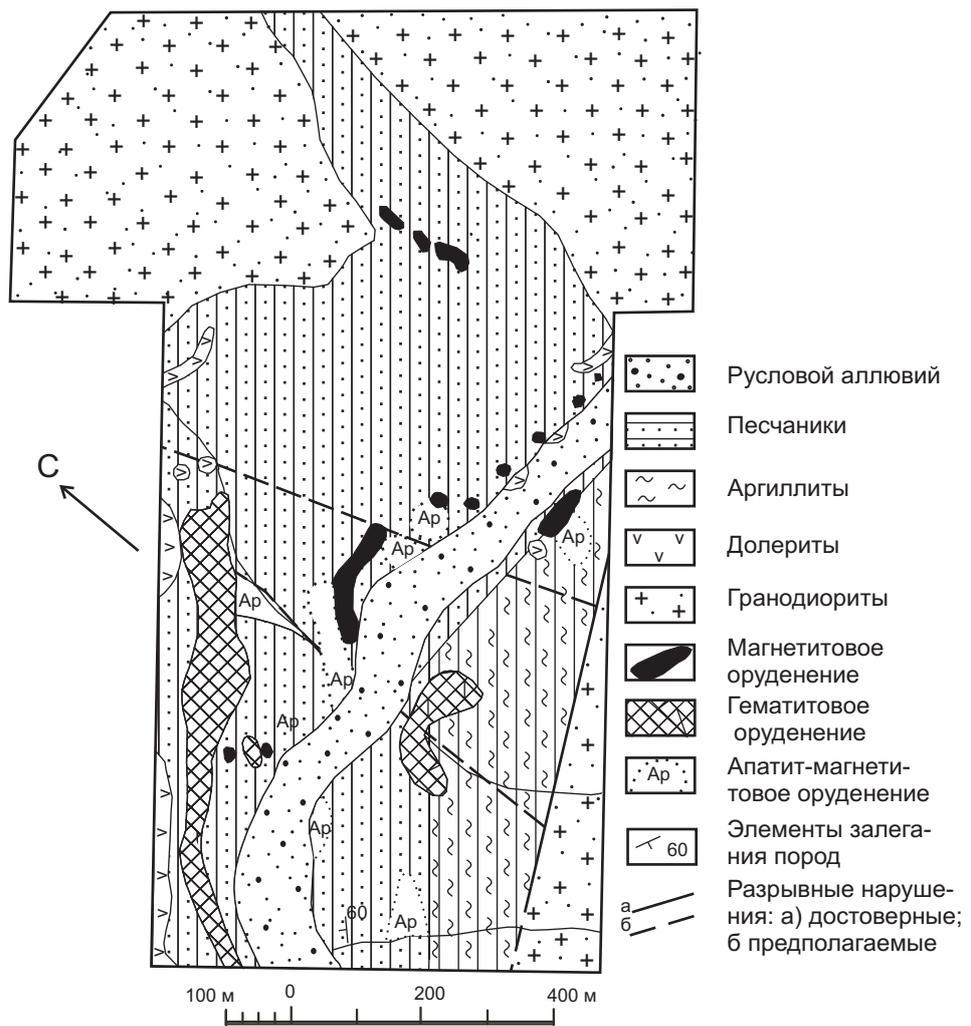


Рис. 18. Схема геологического строения северного участка (I-8-1) проявления р. Ровная [74]

руды. Локальное распространение имеет апатит-магнетитовый тип вкрапленных руд. Для альбититов характерно полосчатое строение, подчеркнутое переслаиванием безрудных и сильно оруденелых участков. Содержание магнетита меняется от 3 до 40%. По полевошпатовым прожилкам с оторочкой магнетита интенсивно развиваются крупные (до 3-5 см) кристаллы буро-коричневого апатита (типоморфный апатит железорудных скарнов), содержащего до 1,2% иттрия, 0,2% иттербия, до 1% лантана и 0,3% церия [52]. Сведений о содержании апатита не приводится. Среди альбититов отмечены многочисленные жилы сплошных магнетитовых руд мощностью от 0,1 до 0,7 м. Химическим анализом установлены следующие содержания Fe_2O_3 (%) в неизмененных и оруденелых породах: вмещающие аргиллиты – 4,92; аргиллиты с гематитовым оруденением – от 27 до 45; ожелезненные песчаники – от 32 до 48; альбититы – от 13 до 24; гранит-порфиры – от 7 до 10; ожелезненные граносиенит-порфиры – 42; долериты – от 4 до 28%. В гематитовых рудах содержится от 52 до 62%, а в сплошных магнетитовых – 63% Fe_2O_3 . По данным электроразведки (МЗТ), хорошо проводящие сплошные рудные тела значительной мощности на участке отсутствуют [74].

Штокверковое магнетитовое оруденение установлено у северного края ледника Карпинского (I-8-2), где в малой интрузии долеритов ближнеостровского (?) комплекса выделена рудная зона протяженностью 500 м при ширине 60 м. Рудные тела представлены магнетитовыми и магнетит-карбонат-кварцевыми жилами с содержанием железа до 45,2%. На проявлении выполнено бороздовое опробование [18].

В 2007 году в ходе проведения высокоширотной экспедиции «Арктика-2007» геологами Лайбой А. А. и Дымовым В. А. на проявлении р. Ровная (I-8-1) были проведены двухдневные геологические работы. В ходе исследований были опробованы штуфами руды и вмещающие породы, а также проведено профильное литогеохимическое опробование по вторичным ореолам на закрытой части территории проявления. В отдельных литогеохимических пробах полуколичественным спектральным анализом установлены резко повышенные содержания Мо (3000 г/т) и незначительно повышенные концентрации олова (до 100 г/т) и редких земель (300 г/т иттрия).

По данным аналитических исследований проб, отобранных при посещении проявления р. Ровная, в рудах содержится от 15 до 77% $Fe_2O_{3\text{общ}}$. В качестве попутных компонентов могут выступать V (от 100 до 300 г/т) и Sc (от 1 до 30 г/т), концентрации которых достигают рудных.

Железорудные проявления р. Ровная сопровождаются интенсивной аэромагнитной аномалией (I-8-3), охватывающей восточное побережье фиорда Матусевича.

Проявления и пункты минерализации контактово-метасоматических железных руд формации *магнетитовых скарнов* отмечены на востоке полуострова Че-

люскин во время проведения ГГС-200 [75]. Проявление *р. Песцовая* (V-12-7), расположенное на левом берегу в верхнем течении р. Песцовая, локализовано на контакте гранитоидов песцовского комплекса с мраморами и кварцитами симсовской толщи. Элювиальные глыбовые развалы (глыбы составляют 15% всего элювия) халькопирит-гематит-магнетитовых руд присутствуют среди элювия и коренных выходов кварц-хлорит-сланцевых и амфибол-хлорит-эпидотовых сланцев симсовской толщи. Размер обломков колеблется от 0,1 до 0,5 м. Основными рудными минералами являются гематит и магнетит. Халькопирит распределен в рудах неравномерно, содержания его колеблются от долей до 10%. Геологическая ситуация очень сложная в связи с приуроченностью участка к зоне долгоживущего Дорожнинского разлома, вдоль которого последовательно происходило внедрение гранитоидов песцовского комплекса, затем протерозойских габброидов – и, наконец, даек и мелких субвулканических интрузий пестрого состава триасового возраста.

Пункт минерализации установлен на восточном склоне г. Ледовая (V-12-10), где на площади около 100 м² в поле развития катаклазированных гранитов снежинского комплекса, в элювии мраморов и эпидот-хлорит-амфиболовых сланцев октябрьской толщи присутствуют глыбы сплошных пирит-магнетитовых руд. Размер глыб от 0,5 до 0,8 м в диаметре. Содержание магнетита от 10 до 100%. Генезис руд, предположительно, контактово-метасоматический. На побережье бухты Открытая в развалах эпидот-хлорит-амфиболовых сланцев также найдены обломки магнетитовых руд до 0,4 м в поперечнике.

Описанные выше магнетитовые руды относятся к скарново-железородной формации, связанной, скорее всего, с интрузиями ранне- и позднепротерозойского возраста, прорывающими породы симсовской и октябрьской толщ, соответственно. Рудовмещающие породы являются экскарнами хлорит-амфибол-эпидотового и эпидотового состава и относятся к гематит-магнетит-водносиликатым.

Бурожелезняковая формация

Проявление окисленных железных руд *бурожелезняковой* формации кор выветривания, локализованное в брекчированных вулканогенно-осадочных породах, выявлено в среднем течении *р. Курчавая* (II-8-4) на о. Октябрьской Революции. Руды представлены землистыми массами красного железняка, гетитом, гидрогетитом и лимонитом. Параметры проявления не указаны [52, 90].

Проявления железных руд *бурожелезняковой* формации кор выветривания установлены в бассейне рек Григорьева и Воейкова на юго-востоке полуострова Челюскин при выполнении ГГС-200 [75]. Проявление в среднем течении *р. Григорьева* (V-11-9) локализовано в полосе окварцованных и интенсивно лимонитизированных (вплоть до образования шлаковидных лимонитовых руд) известня-

ков среди онколитовых доломитов колосовской толщи. Ширина полосы около 70 м. По простиранию полоса прослеживается на 2 км, совпадая с мощной тектонической зоной север-северо-восточного направления, трассируемой гематитизацией колосовских доломитов и субвулканическими телами основного состава. Содержание Fe_2O_3 в лимонитизированных известняках достигает 12%. В шлаковидных лимонитовых рудах содержится 0,06% кобальта, 0,08% никеля, 0,04% цинка. Проявление, очевидно, является линейной корой выветривания.

Проявление лимонитовых и сидерит-лимонитовых руд в среднем течении *р. Воейкова* (V-11-8) локализовано в мраморах октябрьской толщи и доломитах колосовской свиты. Участок представляет собой каньон длиной 600 м с высотой обрывов от 5 до 30 м, понижающихся в средней части каньона по его левому борту. Характерной особенностью является закарстованность и трещиноватость, приуроченная к границе мраморов и доломитов. Карбонатные породы на закарстованных участках сидеритизированы и по трещинам лимонитизированы с образованием шлаковидных лимонитовых руд. В правом борту прослеживается полоса шириной 40 м желваков лимонит-сидеритовых и лимонит-гематитовых руд северо-восточного направления. Полоса трассируется на левый борт, где прослеживается впадина, днище которой выполнено охристыми суглинками с развалами бурых железняков и кварцевых жил с пиритом и халькопиритом. В рудах установлено от 14 до 54 % Fe_2O_3 , от 5 до 7% Al_2O_3 и 0,8-1,5% MnO , а также 0,03 % никеля, 0,02% меди, от 0,02 до 0,06% цинка. Сходные по всем характеристикам руды в верхней части разреза мраморов октябрьской толщи отмечены в 2 км вниз по течению реки.

В целом формирование лимонит-сидеритовых руд, обогащенных цветными металлами, приурочено к горизонтам внутри- и межформационных осадочных брекчий в карбонатных породах, а также к тектоническим брекчиям, благоприятным для миграции рудных элементов. При выводе указанных горизонтов карбонатных пород на поверхность по ним сформировались линейные и линейно-площадные проявления бурых железняков, которые можно рассматривать как фрагменты единой коры выветривания позднепротерозойского (?) возраста. По совокупности признаков описанные проявления можно отнести к смешанному инфильтрационно-остаточному типу природно-легированных железных руд [75].

Мелкие участки лимонит-сидеритовой минерализации приурочены также к кварц-гематит-карбонатным брекчиям на контактах колосовской и лаптевской свит, реже – к кварц-лимонит-сидеритовым брекчиям на контакте с перекрывающими отложениями пекинской свиты. Как и в рудах, приуроченных к верхам октябрьской толщи, лимонит-сидеритовые образования обогащены медью, кобальтом, цинком и марганцем.

Медно-серно-колчеданная формация

Проявление пирит-марказитовых руд *колчеданной формации* протяженностью 0,4 км при ширине 30 м установлено на о. Октябрьской Революции в нижнем течении *р. Книжная* (I-7-7). Прожилково-вкрапленные и массивные пирит-марказитовые руды приурочены к эндоконтакту малой интрузии габбро-долеритов, прорывающей нижеордовикские вулканиты. В подчиненном количестве в рудах отмечаются пирротин, халькопирит, арсенопирит, борнит, валлериит и мелкие интерстициальные зерна золота. По данным спектрального анализа, в рудах содержится 0,4-5% меди. Содержание золота – 0,15 г/т. По данным поисковых работ 1991 года [90], в рудах установлено 0,2-0,3 г/т платины и 0,3-0,4 г/т палладия.

Кремнисто-гематит-магнетитовая формация

Проявление оз. Смутное (II-8-2), представленное гематит-магнетитовыми рудами, локализовано в вулканогенно-осадочной толще ордовика и сопровождается пирит-халькопиритовой минерализацией вулканогенной *медно-серно-колчеданной* формации. Массивные гематит-магнетитовые руды расположены среди агломератовых лав и брекчий жерловой фации, которые они метасоматически замещают. Рудное тело протяженностью 20 м и мощностью от 1 до 3 м имеет в плане подковообразную форму и уходит под ледник. Содержание железа в массивных рудах колеблется от 44 до 74%. В прожилково-вкрапленных рудах содержится до 6% меди и до 0,9% – редких земель. Встречаются также гематит-гетит-лимонитовые окисленные руды *бурожелезняковой* формации, содержащие золото в количестве 3 г/т. На площади проявления выполнено литогеохимическое и бороздовое опробование, пройдены неглубокие (10-20 м) скважины колонкового бурения [52]. В отчете о поисковых работах [90] отмечается повышенное содержание платиноидов в гематит-магнетитовых рудах и вмещающих породах (суммарное содержание – от 0,2 до 1,5 г/т), отвечающее бедным и средним рудным концентрациям. Непосредственно в гематит-магнетитовых рудах содержится до 1,17 г/т палладия.

Проявление сопровождается интенсивной аэромагнитной аномалией субмеридионального направления вдоль западной кромки ледника Университетский (II-8-3).

МАРГАНЕЦ

На площади листов Т-45-48 установлены два проявления и один пункт минерализации марганценовой терригенной формации. В донных отложениях акватории установлены железо-марганцевые конкреции (44 пункта минерализации).

Марганценовая терригенная формация

Два проявления марганца осадочного генезиса установлены на о. Пионер [74]. Проявление марганца площадью около 8 км² в северо-восточной части острова на побережье *пролива Юный* (1-5-3) представлено гидроокислами марганца и железа в цементе пласта песчаников нижнего девона. Мощность продуктивного горизонта в среднем 30 м при содержании марганца 4-10%. Аналогичное рудопроявление установлено в среднем течении *р. Коленчатая* (1-4-1). Протяженность оруденелой части пласта достигает 1 км при мощности 5 м и содержании марганца в рудах 10%. Ширина проявления не указана.

На северо-восточном побережье о. Октябрьской Революции, в районе м. Камень (I-8-4), в алевролитах верхнего кембрия установлена минерализация марганца с примесью меди. Содержания Mn – 10%, Cu – 0,4-2%. Генезис руд осадочный.

Формация железо-марганцевых конкреций

Заметные количества железо-марганцевых конкреций в верхнем слое донных отложений были установлены в ходе ГДП (2008-2009 г.г) ковшовым опробованием на крайнем юге и юго-западе площади и к северо-западу от п-ова Челюскин. Присутствие в современных отложениях Карского моря ЖМК, содержащих до 15% марганца, отмечалось и ранее [12]. Конкреции представлены уплощенными формами (рис. 19) размером от 2-4 до 10-15 см, реже – полыми трубчатыми диаметром 1-1,5 см и длиной 4-10 см. На первых стадиях вокруг обломков горных пород или вокруг раковин образуются железо-марганцевые корки, причем обрастание идет по ребру уплощенных обломков. Далее происходит либо полное замещение, либо освобождение конкреции от исходного обломка, после чего и остаются конкреции уплощенно-вогнутой формы. Содержания ЖМК в современных осадках достигают 1,4 кг/м². По данным приближенно-количественного спектрального анализа (табл. 54), рудных концентраций достигают содержания V, Mo, As, и Tl. По всем характеристикам ЖМК нашего района отвечают диагнетическим современным шельфовым мелководно-морским марганцево-железистым конкрециям арктических морей [1].

Участок развития ЖМК между островами Известий ЦИК и Сергея Кирова, объединяющей 8 донных станций (V-1-1, V-1-2, V-1-3, V-1-4, V-1-5, V-1-6, VI-1-1, VI-1-2, VI-1-3), является лишь небольшой частью обширного поля, прослеженного к юго-западу вдоль побережья п-ова Таймыр на площадь листов S-44-46 [17]. В пределах листа T-45-48 поле имеет следующие характеристики:

- средняя ширина составляет 37 км, а длина – 85 км;
- содержания ЖМК по 8 станциям колеблются от 0,2 кг/м² до 1,4 кг/м²; в среднем составляя 0,6 кг/м² (0,6 тыс. тонн/км²);



Рис. 19. Железо-марганцевые конкреции северо-восточной части Карского моря. Донные станции H-65 и H-127 (IV-11-1 и V-1-5 на КПИ)

Содержания элементов-примесей в железо-марганцевых конкрециях восточной части
Карского моря (приближенно-количественный анализ)

| Эле- мент | Статистические параметры | | | | |
|--------------|----------------------------|--------|--------|-------|-----|
| | min | max | Средн. | S | v |
| Mn | 3000 | 100000 | 35500 | 30038 | 0,8 |
| Ni | 30 | 300 | 92 | 60 | 0,6 |
| Co | 15 | 100 | 59 | 20 | 0,4 |
| Ti | <100 | 3000 | 1490 | 1140 | 0,8 |
| V | 30 | 200 | 139 | 51 | 0,4 |
| Cr | <10 | 70 | 26 | 15 | 0,6 |
| Mo | 20 | 500 | 129 | 109 | 0,8 |
| W | | | <10 | | |
| Zr | <30 | 1000 | 251 | 261 | 1,0 |
| Nb | <10 | 10 | | | |
| Cu | <20 | 50 | 22 | 110,5 | |
| Pb | <10 | 30 | 17 | 5 | 0,3 |
| Ag | | | <0,05 | | |
| As | - | 500 | 200 | 106 | 0,5 |
| Bi | | | <1 | | |
| Cd | - | <10 | | | |
| Zn | 30 | 150 | 70 | 28 | 0,4 |
| Sn | | | <10 | | |
| Ge | <1 | 3 | 1 | 0,7 | 0,7 |
| Ga | <3 | 15 | 5 | 3 | 0,6 |
| Be | | | <2 | | |
| Sc | <10 | 10 | | | |
| Ce | | | <500 | | |
| La | | | <500 | | |
| Y | <10 | 30 | 16 | 11 | 0,7 |
| Yb | | | <10 | | |
| P | 1500 | 10000 | 3840 | 1890 | 0,5 |
| Li | <10 | 300 | 73 | 75 | 1,0 |
| Sr | | | <200 | | |
| Ba | <200 | 700 | 257 | 122 | 0,5 |
| Tl | В 15 пробах от 1 до 15 г/г | | | | |

- содержание MnO (табл. 55) в конкрециях северной части поля составляет около 7%, а Fe_2O_3 общ. – около 36%; в южной части в конкрециях установлено 18,8% MnO и 18,1% Fe_2O_3 общ.

- преобладают уплощенные округлые конкреции размером от 3-4 до 10-12 см, реже встречаются трубчатые тонкостенные конкреции;

- ЖМК развиваются как по периферии раковин (в южной части поля), так и по основанию обломков различных горных пород (в северной части поля), но при этом остатки тех и других встречаются редко.

Второй участок развития ЖМК, выделенный по 8 донным станциям (IV-8-1, IV-9-1, IV-9-2, IV-9-3, IV-9-4, IV-10-1, V-8-2, V-9-1), располагается в южной части пролива Вилькицкого, вдоль северо-западного побережья п-ова Челюскин. Поле имеет ширину 45 км и длину 100 км при содержаниях ЖМК от 0,2 до 0,8 $\text{кг}/\text{м}^2$ (в среднем 0,4 $\text{кг}/\text{м}^2$, или 0,4 тыс. тонн/ км^2). В половине проб конкреции незрелые и содержат обломки пород, по периферии окаймленные Fe-Mn корками. Преобладают уплощенные конкреции, а трубчатые отмечены только в одной пробе. Содержание MnO (табл. 55) в сходных конкрециях из пробы, не входящей в поле и расположенной несколько восточнее (IV-11-1), составляет 12,42%, а Fe_2O_3 общ 20,39%.

В единичных разобщенных станциях на юго-западе (IV-2-1, V-2-1, V-3-2, V-4-1, VI-2-1, VI-3-1, VI-3-2, VI-4-1) присутствует не более 200 $\text{г}/\text{м}^2$ ЖМК (за исключением самой западной станции, где содержится 800 $\text{г}/\text{м}^2$ ЖМК). Конкреции мелкие, обычно зрелые, уплощенные, реже – корки по периферии обломков пород.

На юге площади, от острова Белуха до южной части пролива Матисена ЖМК развиты на локальных участках (VI-4-4, VI-4-5, VI-4-6, VI-5-1, VI-5-2, VI-5-3, VI-5-4) при содержаниях от 400 до 800 $\text{г}/\text{м}^2$. Встречаются как чистые зрелые конкреции, так и содержащие обломки пород и раковины. В одной из станций отмечены трубчатые разновидности.

Между островами Самойловича и Воронина, но западнее их, отмечаются два небольших участка развития существенно лимонитовых конкреций. Незначительные (0,2 и 0,4 $\text{кг}/\text{м}^2$) количества мелких ЖМК установлены в донных осадках к юг-юго-западу от о. Самойловича (II-3-1, II-4-2, II-4-3, II-5-2), где они формируются по сидеритовым конкрециям. В донных осадках к западу от о. Воронина (III-4-1, III-4-2, III-4-3) обнаружены уплощенные ЖМК размером 3-10 см с концентрацией от 0,4 до 0,5 $\text{кг}/\text{м}^2$. Конкреции формируются за счет меловых (?) песчаников с железистым цементом и сидеритовых конкреций. Исключением является станция 179 (III-4-3), где крупные конкреции разной степени зрелости составляют 1,4 $\text{кг}/\text{м}^2$. Существенно лимонитовые мелкие конкреции отмечены в донных отложениях к юго-востоку от о. Воронина (IV-6-1) и к западу от о. Пионер (I-3-1), где их содержание не превышает 0,08 $\text{кг}/\text{м}^2$.

Химический состав железо-марганцевых конкреций восточной части Карского моря

| Окислы и элементы | Индекс на КПИ | | | |
|------------------------------------|-------------------|--------|-------|-------------------------|
| | VI-1-1 | V-1-3 | V-1-5 | IV-11-1 |
| | №№ донных станций | | | |
| | Н-10 | Н-85 | Н-127 | Н-65 |
| Содержания (%) | | | | |
| SiO ₂ | 33,6 | 26,2 | 31,1 | 37,4 |
| Al ₂ O ₃ | 5,36 | 4,99 | 6,22 | 7,11 |
| Fe ₂ O ₃ | 17,9 | 39,0 | 33,1 | 20,9 |
| FeO | <0,25 | <0,25 | <0,25 | <0,25 |
| MnO | 18,8 | 6,57 | 7,19 | 12,4 |
| MgO | 1,49 | 1,22 | 1,3 | 2,06 |
| CaO | 1,91 | 1,59 | 2,78 | 1,71 |
| Na ₂ O | 2,65 | 1,70 | 1,79 | 1,99 |
| K ₂ O | 1,60 | 1,41 | 1,42 | 1,26 |
| P ₂ O ₅ | 2,32 | 3,03 | 2,51 | 1,65 |
| TiO ₂ | 0,30 | 0,30 | 0,38 | 0,46 |
| mn | 13,7 | 14,3 | 12,3 | 11,83 |
| Σ | 99,63 | 100,24 | 99,98 | 98,77 |
| SO ₃ | Не определялись | | | 0,24 |
| H ₂ O | Не определялись | | | 7,11 |
| Fe ₂ O ₃ общ | 18,1 | 39,1 | 33,2 | 20,23 |
| V | 0,024 | 0,034 | 0,020 | Не опреде- лялись |
| Cr | 0,09 | 0,01 | 0,009 | |
| Ba | 0,082 | 0,066 | 0,072 | |

Примечание: пробы Н-10, Н-85, Н-127 – из поля ЖМК с юго-запада (анализировались во ВСЕГЕИ); проба Н-65 – из пролива Вилькицкого (анализировалась в «Севзапгеология»)

На северо-западе площади листа ЖМК отмечены всего в двух станциях, но в заметных количествах (1 кг/м^2). В одном случае (I-1-1) это крупные зрелые уплощенные конкреции, в другом (II-1-1) – конкреции с обломками сидерита.

В целом отчетливо прослеживается пространственная связь формирования ЖМК в современных осадках с близостью коренных выходов метаморфических и интрузивных пород складчатого основания, а также их приуроченность к прибрежной части полуострова Таймыр, где происходит смешение морских и опресненных вод.

ХРОМ, ТИТАН, ВАНАДИЙ

Х р о м. Убогая вкрапленность (0,02-0,05% на породу) мелкого *хромита*, замещенного по периферии магнетитом, установлена на полуострове Челюскин в серпентинизированных ультрамафитах кунарского комплекса и в раннеюрских кварцевых конгломератах. В шлихах на участках размыва указанных образований и в палеогеновых корах выветривания содержится от 10 до 650 г/м^3 хромита. Содержания хрома в коренных породах не превышают 0,06%. [75].

В описаниях гипербазитов по р. Становая имеются сведения о присутствии в них хромитов с содержаниями хромита до 50%. К сожалению, конкретные пункты минерализации не указаны, в связи с чем эти интересные объекты отсутствуют на карте полезных ископаемых.

Т и т а н. Шлиховой ореол ильменита выявлен в прибрежно-морских и донных отложениях среднего плейстоцена – голоцена у западного побережья п-ова Челюскин – от Таймырской губы и залива Толля до бухты Паландера. Содержания ильменита не превышают $1-2 \text{ кг/м}^3$ [99]. Рудных концентраций титана в коренных породах на площади листа не отмечено [74, 75].

В связи с отсутствием минимально-промышленных рудных и россыпных концентраций хрома и титана приводившиеся ранее [18] пункты минерализации и шлиховые ореолы хромита и титана на карте полезных ископаемых не показаны.

В а н а д и й в качестве попутного компонента в содержаниях 100-300 г/т присутствует в железных рудах проявления р. Ровная и в железо-марганцевых конкрециях на акватории (раздел «Железные руды»).

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Подгруппа представлена проявлениями, пунктами минерализации, шлиховыми и вторичными геохимическими ореолами меди, свинца, цинка, молибдена, олова и мышьяка.

МЕДЬ

На описываемой площади установлены 7 проявлений медистых песчаников, а также 2 проявления и 10 пунктов минерализации медно-кварц-сульфидной формации. В донных отложениях акватории выявлен один вторичный геохимический ореол меди.

Формация медистых песчаников и сланцев

Проявления медистых песчаников установлены на острове Пионер и на северо-западе о. Октябрьской Революции.

Проявления приурочены к терригенно-карбонатным и терригенным пестроцветным толщам девона. Сингенетические накопления меди осуществлялись в субаэральных прибрежно-морских дельтовых и лагунных обстановках. Проявления характеризуются многоярусностью оруденения при мощности меденосных горизонтов от 1 до 8 м и протяженности – от 0,5 до 3 км (до 20 км в районе бухты Красная).

На острове Пионер установлены проявления в истоках р. Коленчатая (I-5-2) и на р. Пионерка (I-5-5). Еще одно проявление располагается на м. Тонкий острова Крупской (I-4-2), в непосредственной близости от южного побережья о. Пионер. Наиболее крупным является *проявление на р. Пионерка*, где медная минерализация локализована в 30-метровой пачке известковистых алевролитов с рудным цементом, залегающей среди песчаников нижнего девона. В породах установлена вкрапленность, петельчатые и сгустковые скопления пирита, халькопирита, борнита и халькозина. Ниже по разрезу присутствует еще один рудный горизонт, состоящий из 2-3 сближенных маломощных (0,5-1,0 м) слабо оруденелых прослоев, выклинивающихся по простиранию. Содержание меди в обоих горизонтах низкое – от 0,1 до 0,5%, иногда достигают 10%.

На острове Октябрьской Революции проявления медистых песчаников, локализованные в среднедевонских отложениях, установлены в бассейнах рек Песчаная (I-6-1), Большая (I-6-2), Ушакова (I-7-4). На берегу бухты Красная (I-7-3) проявление приурочено к нижнедевонским красноцветным песчаникам. На всех участках, кроме р. Ушакова, проявления вскрыты канавами и опробованы бороздами. Содержания меди колеблются от 0,1-0,5% до 10%. Наиболее представительным считается *проявление бухты Красной*, где в терригенных отложениях нижнего девона выявлены три горизонта медистых песчаников мощностью 0,1-7,0 м при протяженности рудных интервалов 3-5-20 км. Содержание меди, по данным химического и количественного спектрального анализа бороздовых проб, колеблются от 0,2-0,3 до 2-10%. Медная минерализация представлена халькозином, борнитом, ковеллином, халькопиритом и гидрокарбонатами меди. В мономинеральной фракции халькозина атомно-абсорбционным методом уста-

новлено присутствие серебра 10,9 г/т, платиноидов 1,25 г/т и рения – 2,5 г/т (отвечает промышленным рудам для медного концентрата).

Прогнозные ресурсы обоих проявлений могут быть оценены как соответствующие мелким месторождениям [52, 58, 74]. Остальные проявления медистых песчаников по масштабам оруденения гораздо мельче.

Рудные концентрации меди в связи с вулканогенными проявлениями *колчеданной* формации охарактеризованы в разделе «Железные руды».

Медно-кварц-сульфидная формация

Проявления и пункты минерализации меди данной формации широко распространены на всей площади, но самостоятельного практического значения не имеют. Наиболее крупное проявление меди гидротермального генезиса установлено *на оз. Глубокое* (I-7-1), где среди аргиллитов верхнего кембрия выделена зона дробления протяженностью 400 и мощностью 30 м, залеченная кварц-карбонатными жилами и прожилками с пиритом и халькопиритом. Содержание меди в жилах колеблется от 0,3 до 3% [18].

Проявление в нижнем течении *р. Курчавая* (II-8-6) локализовано в зоне разлома, сопровождаемой кварц-сидеритовым прожилкованием и дроблением пород курчавинской свиты. Зона прослеживается по простиранию на 500 м при общей ширине около 80 м. Характерны интенсивная сульфидизация, лимонитизация, гематитизация вплоть до образования сплошных руд. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, борнитом, марказитом, арсенопиритом. По данным бороздового опробования, в рудах содержится более 10% железа, до 6% марганца, от 0,4 до 4% меди. Во вмещающих сульфидизированных породах присутствуют 0,2-0,4 г/т платины и 0,3-0,5 г/т палладия [90].

Кварцевожильные пункты минерализации с содержаниями меди, достигающими рудных концентраций (0,3-5%, иногда до 10%), широко распространены среди раннепалеозойских дислоцированных образований в центральной и восточной частях о. Октябрьской Революции (I-7-2, II-7-1, II-7-2, II-7-3, II-8-1). В северной части о. Большевик отмечаются кварц-сульфидные жилы с содержаниями меди 2-4% и мышьяка 0,2-0,4% (II-9-1, II-9-3), а в отдельных жилах, кроме меди и мышьяка, присутствует еще и сурьма в количестве до 0,2% (II-9-4, II-10-5, II-10-6).

На территории полуострова Челюскин повышенные содержания (0,2-0,5%) меди и убогая вкрапленность халькопирита отмечены в кварцевых жилах, в сульфидизированных сланцах по терригенным и вулканогенным породам, а также в интрузиях основного и ультраосновного состава. Пункты минерализации на полуострове Челюскин не имеют промышленных концентраций меди и на карте полезных ископаемых не показаны.

В донных отложениях акватории к юго-западу от островов Средний и Самойловича оконтурен вторичный геохимический ореол меди (П-4-1) с содержаниями до 100 г/т, что в 2-3 раза выше фоновых.

СВИНЕЦ И ЦИНК

На площади листов Т-45-48 установлено одно проявление полиметаллической колчеданной формации, три пункта минерализации свинца и цинка и два шлиховых ореола галенита и сфалерита.

Полиметаллически-колчеданная формация

Наиболее перспективное *проявление* свинцово-цинковых руд располагается в юго-восточной части листа Т-45-48, в истоках р. Гольцовая, на восточном берегу оз. Трех Сестер («*Незабудка*»). Проявление локализовано в брекчированных карбонатных породах верхнего рифея, ассоциирующих с метасоматитами листовит-березитового типа (VI-11-7), сформированными по терригенным и вулканогенно-осадочным образованиям ждановской, дорожнинской и становской толщ. Участки (тела) с полиметаллическим оруденением по простиранию достигают 1000 м при ширине до 50 м. По данным бурения, мощность зоны с глубиной возрастает до 65-80 м при общем падении ее на северо-восток. Рудоносная зона протягивается на 10-12 км. Полиметаллическая минерализация представлена галенитом, сфалеритом, теннантитом, халькопиритом, пиритом, бурнонитом, герсдорфитом, ковеллином. Отмечаются вкрапленные, прожилковые, гнездовые и массивные руды. Во вкрапленных рудах содержится: свинца до 22%, цинка до 2%, серебра до 100 г/т, золота 0,7-0,8 г/т (пробирный анализ), меди 0,04%, кадмия до 0,005%, висмута до 0,03%, сурьмы до 0,02% [18, 91]. Концентрации всех металлов, кроме меди и сурьмы, являются рудными.

Прогнозные ресурсы категории Р₃ составляют: Pb – 1360 тыс.т., Zn – 390 тыс.т., Au – 13,6 т, Ag – 970 т, Cu – 19,4 тыс.т, Cd – 0,6 тыс.т, Bi-3,8 тыс. тонн при суммарных по всем типам руд средних содержаниях (%) Pb-7,0; Zn-2,0; Cu-0,1; Cd-0,003; Bi-0,02; Au-0,7; Ag-50,0 [103].

Приведенные цифры прогнозных ресурсов и содержаний указывают на возможность прогнозирования крупного месторождения богатых руд свинца и среднего месторождения бедных руд цинка, а также в качестве попутных компонентов – крупного месторождения кадмия с высокими содержаниями и средних месторождений золота, серебра и висмута.

Здесь же в зонах разлома присутствуют многочисленные кварц-карбонатные жилы с пиритом, галенитом, сфалеритом и сульфидами меди. По содержаниям свинца, цинка, золота, серебра жильные руды близки к вкрапленным, но отличаются высокой концентрацией мышьяка – до 0,08%. Общая площадь возможного развития оруденения составляет около 50 км².

Многочисленные пункты минерализации свинца и цинка на о. Большевик и полуострове Челюскин, связанные с кварцевыми жилами, практического значения не имеют в связи с малыми масштабами и низкими содержаниями полиметаллов, которые в подавляющем большинстве случаев не превышают десятых долей процента. Наиболее значимым является пункт минерализации в нижнем течении р. Голышева на о. Большевик (Ш-11-15), где отмечена жила массивного галенита с кварцевой оторочкой, содержащая более 10% свинца и от 0,2 до 1% цинка. Протяженность жилы около 15 м, мощность – 11-15 см. На полуострове Челюскин можно отметить кварцевую жилу с содержанием от 10 до 100% галенита в верховьях р. Тессема (V-10-13), а также кварцевые жилы в среднем течении р. Фонтанки (V-10-21), где галенит составляет до 10% объема. Возраст галенита из жилы на р. Фонтанка, по данным изотопного анализа (отношение Pb-207 и Pb-204), составляет 300 млн. лет (поздний карбон). Протяженность жил до 10 м, мощность 0,2 м, содержание свинца более 1%, цинка – около 1% [18, 74].

По данным ГДП-1000 (2009 г.), шлиховой ореол галенита в современных донных отложениях зафиксирован к юго-западу от арх. Седова и о. Самойловича (I-4-3). Галенит и сфалерит присутствуют в шлихах из пляжевых отложений на юго-западном берегу о. Самойловича (II-5-1).

МОЛИБДЕН

На описываемой площади установлены два проявления и один пункт минерализации молибденовой кварцевой грейзеновой формации, одно проявление молибденовой порфировой формации, а также 8 пунктов минерализации.

Молибденовая кварцевая грейзеновая формация

Руды данной формации представлены *проявлением мыса Палец* на севере о. Большевик (II-10-2). Проявление расположено в экзоконтакте малой интрузии, сложенной гранодиоритами и аплитами и представлено прожилково-жильно-кварцевым штокверком. Оруденение локализовано в жилах гранулированного кварца. Мощность жил 0,1-1 м, протяженность – 10-15 м. Вмещающие породы интенсивно пиритизированы. Содержания молибдена в кварцевых жилах наиболее минерализованных участков достигают 0,2-8%, а во вмещающих породах не превышают 0,01-0,05%. Молибденит отмечается в виде вкрапленности и тонких прожилков, а также образует тонкочешуйчатые (до 0,5 см) агрегаты, иногда с полосчато-вкрапленной текстурой. Рудопроявление вскрыто канавами, опробовано бороздами, но из-за небольшого объема рудной массы не имеет промышленного значения [18].

В южной части острова пункт минерализации молибдена выявлен на склоне горы Пологая (III-10-9), где в экзоконтактовой зоне гранитоидного массива Сол-

нечный установлено прожилковое окварцевание с молибденитом. Содержание молибдена в штуфах достигает 5%.

Несколько иной минерализацией характеризуется *проявление на м. Таймыра* (III-10-16), где среди мелкозернистых биотитовых гранитов установлены прожилково-жильно-кварцевые штокверковые зоны и пирит-серицит-кварцевые метасоматиты с молибденитом, шеелитом, халькопиритом и галенитом. На проявлении выполнено бороздовое опробование и опробование керна трех скважин, показавшие содержание молибдена от 0,007 до 0,03-0,3% и, реже, вольфрама до 0,01-0,2% (полуколичественный спектральный анализ). Прогнозные ресурсы молибдена по категории P₂ оценены в 2855 тонн, что позволяет рассчитывать не более чем на мелкое месторождение [58].

На полуострове Челюскин пункты минерализации молибденита отмечены в эндо- и экзоконтакте гранитоидов лодочниковского комплекса в истоках р. Тессема (V-10-16 и V-10-17, соответственно), а также в брекчированных окварцованных гранитоидах пекинского комплекса на р. Пека (V-11-13, V-12-11). Повышенные содержания молибдена (0,01-0,2%) характерны для гранитоидов на р. Гольцовая (V-11-5) и р. Песцовая (V-12-9). Во вмещающих черных сланцах пекинской свиты содержания молибдена достигают 0,005–0,01% [75].

Молибденовая порфировая формация

Проявления и пункты минерализации руд *молибденовой порфировой формации* на юге п-ова Челюскин связаны с гранит-порфирами пекинского комплекса. Наиболее значительным является *проявление «Порфировое»* на р. Широкая (VI-11-2). Вкрапленность мелкочешуйчатого молибденита локализована в эндоконтактовых гранит-порфирах и контактовых брекчиях среди кварц-серицитовых сланцев становской толщи и известняков колосовской свиты. Содержания молибдена колеблются от 0,03 до 1%. Бурением оруденение прослежено до глубины 100 м. Площадь проявления составляет 0,3 км². Прогнозные ресурсы категории P₃ составляют: Mo – 25,5 тыс.т.; Cu – 45,0 тыс.т.; Au – 0,3 т при содержании – Mo – 0,085%, Cu – 0,15%, Au – 0,01 г/т и объеме руды 30 млн.т. [103]. Указанные ресурсы отвечают среднему месторождению молибдена, а меди и золота – не достигают даже ранга мелких месторождений. По периферии молибденоносных контактовых брекчий располагаются кварцевые прожилки, содержащие молибденит, блеклую руду, халькопирит, магнетит. Содержание золота в кварцевых и кварц-сульфидных жилах – 0,1-0,5 г/т.

К золотосодержащей *молибден-порфировой* формации относится пункт минерализации в верховьях р. Каменная (VI-10-2). В кварцево-турмалиновых жилах, прожилках и штокверке (1х2 км) с пиритом, пирротинном и молибденитом в сланцах и доломитах ордовика, расположенных в экзоконтакте гранитов верхнего палеозоя, содержание золота колеблется от 0,1 до 3,8 г/т [18, 103].

ВОЛЬФРАМ, МОЛИБДЕН

Три проявления комплексных руд *вольфрам-молибден-кварцево-грейзеновой* формации установлены в юго-западной части о. Большевик на г. Восьмого Марта (Ш-9-10), мысах Никитина (Ш-9-11) и Мордовина (Ш-10-15). На указанных участках проведен комплекс поисковых работ, включающий проходку канав, бурение скважин и бороздвое опробование. Все три проявления сходны между собой и в них присутствуют три типа жильных образований (кварц-пиритовый, альбит-калишпат-мусковит-кварцевый и арсенопирит-полисульфидно-кварцевый с касситеритом и станнином). Оруденение локализовано в альбит-калишпат-мусковит-кварцевых жилах в экзо- и эндоконтакте слабоэродированных грейзенизированных позднепалеозойских гранитоидов. В жилах отмечаются кристаллы вольфрамита длиной до 4 см в ассоциации с более поздними гнездами шеелита. Изредка отмечаются арсенопирит, пирит, халькопирит, касситерит. В слюдястых зальбандах жил присутствует чешуйчатый молибденит первой генерации, тогда как более поздний образует розетки в кварце и ассоциирует с минералами висмута. В бороздовых пробах второго и третьего типов жильных образований установлены рудные концентрации вольфрама, молибдена, олова, висмута, серебра и золота (табл. 56). Судя по приведенным данным, руды относятся к бедным. По данным ЦАГРЭ, прогнозные ресурсы вольфрама Мартовского и Мордовинского проявлений, оцененные по категории P_2 , составляют, соответственно, 7,7 и 2,3 тыс. тонн, что указывает на возможное обнаружение мелких месторождений. Ресурсы (P_2) олова на Мартовском проявлении оценены в 2,3 тыс. тонн, золота – в 7,5 тонн, серебра – в 147 тонн [58]. Данных по прогнозным ресурсам висмута и молибдена не приводится, хотя даже приблизительная оценка позволяет предположить наличие мелкого месторождения этих металлов. Проявления на юге о. Большевик подробно описаны в сборнике «Северная Земля» [52].

На полуострове Челюскин рудных концентраций вольфрама и видимой вольфрамовой минерализации в коренных породах не установлено. Обширный шлиховой ореол шеелита (V-10-11) в междуречье Гольцовая и Клязьма выделен по 85 пробам с содержанием от единичных до 30 знаков. Единичные знаки шеелита отмечены в аллювии среднего течения р. Гольцовая, верхнего течения р. Пека и ручьев на междуречье Карпинского-Песцовая.

ОЛОВО

На площади листов Т-45-48 установлено три проявления, один пункт минерализации, два шлиховых ореола и один вторичный геохимический ореол олова. Проявления сосредоточены в восточной части о. Октябрьской Революции и западной части о. Большевик и связаны с оловорудной кварцево-грейзеновой, оло-

Содержания основных рудных компонентов в рудах проявлений Мартовское, Никитинское, Мордовинское [52]

| проявления | W% | Mo% | Sn% | Bi% | Au, г/т | Ag, г/т |
|---------------------------|--------------------|---------------------|-----------|---------------------|------------------------|------------------|
| Мартовское (Ш-9-10) | 0,01-0,3 До 1,0 | 0,01-0,1 До 5 | До 0,3 | 0,02-0,2 | 0,4-0,6 До 1,5-2,5 | 20-100 До 400 |
| Никитинское (Ш-9-11) | 0,04-0,1 | 0,1-0,4 | 0,01-0,08 | 0,02-0,05 До 0,8 | 0,05-0,5 До 1,0-2,0 | 5-100 До 400 |
| Мордовинское (Ш-10-15) | 0,1-0,3 | 0,01-0,08 До 1,0 | До 0,07 | 0,02-0,1 До 1,0 | 0,2-1,3 | 20-200 |

ворудной силикатно-сульфидной и олово-серебро-полиметаллической формациями.

Проявления на о. Октябрьской Революции локализованы в гранитоидах восточно – октябрьского комплекса ордовикского возраста, а на о. Большевик – в экзоконтакте нескрытого гранитоидного массива, предположительно, того же комплекса.

Проявление м. Оловянный (II-8-5), относящееся к *оловорудной кварцево-грейзеновой* формации, приурочено к зоне неравномерной грейзенизации северо-западного направления среди биотитовых гранитов. Ширина зоны достигает 200 м, а по простиранию она прослежена на 500 м. В центральной части зоны наблюдаются кварц-турмалиновые жилы с мелким касситеритом, молибденитом и висмутином, а также жилы с обильным арсенопиритом. Отдельные жилы достигают мощности 1 м при протяженности до 150 м. На трех участках среди грейзенов отмечены скопления линзовидных прожилков кварц-касситеритового состава мощностью 3-4 см и длиной 10-15 см.

Пункт оловорудной минерализации отмечен на нунатаках гор Туманные (I-8-5), где среди грейзенизированных гранитов присутствуют кварц – турмалиновые жилы с касситеритом.

Проявление м. Массивный (II-8-7), относящееся к *оловорудной силикатно-сульфидной* формации, приурочено к зоне дробления северо-западного простирания в гранитах, залеченных жилами турмалин-кварцевого состава с арсенопиритом. Зона имеет ширину около 200 м и длину от 1 до 2 км. Отмечены четыре субпараллельных жилы мощностью от 7 до 15 м, в которых выделены массивные, прожилковые и вкрапленные руды, содержащие следующие минералы: арсенопирит (до 45%), лёллингит (до 48%), пирит, скородит, висмутин, халькопирит и касситерит. Среди развалов присутствуют редкие обломки кварцевых жил с кристаллами вольфрамита размером до 5 см и гнездами шеелита [74].

Перспективы обоих проявлений неясны в связи с малым объемом опробования и крайне неблагоприятным расположением их на изолированных ледником мысах малой площади [58]. Судя по приведенным в первоисточниках содержаниям рудных элементов (табл. 57), проявления специализированы скорее на мышьяк, промышленные концентрации которого характерны для всех разновидностей пород. Попутным компонентом является висмут, концентрации которого также достигают рудных значений во всех жилах обоих проявлений, а на м. Массивный еще и во всех разновидностях гранитов. По данным поисковых работ 1991 года [90], установлены повышенные содержания платины и палладия в роговиках (0,44 и 0,56 г/т), кварц-турмалиновых (0,66 и 0,83 г/т) и кварц-сульфидных (0,46 и 0,57 г/т) жилах на м. Оловянный.

Проявление **«Студенинское»**, относимое к *олово-серебро-полиметаллической* формации, установлено в истоках р. Студеная (III-9-1) на западе о. Большевик.

Содержания рудных элементов в породах проявлений мысов Массивный (П-8-6) и Оловянный (П-8-4) [52]

| Полезные компоненты | Минимально-промышленное содержание (%) | проявление | породы | | | | |
|---------------------|--|-----------------|-----------------------|------------------------|---------------------------------------|-------------------------|-----------------------|
| | | | Граниты порфировидные | Граниты мелкозернистые | Граниты грейзенизированные и грейзены | Жилы кварц-турмалиновые | Жилы кварц-сульфидные |
| | | Количество проб | | | | | |
| | | Масс. | 2 | 5 | 3 | - | 6 |
| | | Олов. | 11 | 5 | 15 | 15 | 3 |
| | | Содержания (%) | | | | | |
| Sn | 0,3 | Масс. | 0,01-0,05 | 0,01 | 0,04 | | 0,1-0,5 |
| | | Олов. | 0,004-0,04 | 0,01 | 0,01-0,04 | 0,01-0,04 | 0,04 |
| As | 0,01 | Масс. | 0,4 | 0,04-0,4 | 0,2-1,0 | | 0,4-1,0 |
| | | Олов. | 0,02-0,2 | 0,02 | 0,02-0,2 | 0,04-0,4 | 0,04-0,4 |
| Bi | 0,05 | Масс. | 0,1 | 0,002-0,4 | 0,02-0,1 | | 0,01-0,5 |
| | | Олов. | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001-0,1 | 0,001-0,1 |
| Cu | 0,7 | Масс. | 0,04 | 0,04 | | | 0,01-2,0 |
| | | Олов. | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02-0,05 | 0,01 |

Примечание: в кварц-сульфидных жилах м. Оловянный содержится 3 г/т золота [52] и 150 г/т серебра [90]

Оруденение приурочено к кварцево-прожилково-жильным зонам с интенсивной полисульфидной минерализацией среди брекчированных флишоидных пород. Содержание металлов: Sn – 0,1-0,3% (до 7%), Ag – 100-400 г/т (до 2000 г/т), Zn – 0,1-1% (до 11%). К основным рудным минералам относятся арсенопирит, пирит, сфалерит, халькопирит, пирротин. К второстепенным – станнин, галенит, касситерит, самородное серебро. Реже отмечаются блеклые руды, шеелит, висмутин и самородный висмут [52, 58].

Все проявления сопровождаются шлиховыми ореолами с высокими содержаниями касситерита и сульфидов. Касситерит в качестве акцессорного минерала содержится в гранитоидах бухты Солнечная. В пляжевых отложениях на островах Входные (III-10-17) содержится до 500 г/м³ касситерита (пробы отобраны Ю. Г. Rogozovым в 1978 г, но в отчет по ГГС-200 результаты не помещены), что отвечает уже промышленным концентрациям.

В современных донных отложениях у южного побережья о. Большевик между бухтой Солнечная и мысом Никитина в ходе ГДП в 2008 году установлен вторичный геохимический ореол олова (III-9-13).

На п-ове Челюскин проявлений или пунктов минерализации касситерита не выявлено. В шлихах из аллювия в западной части полуострова повсеместно присутствует касситерит в количестве единичных знаков, реже – десятков знаков. Отмечается увеличение содержания касситерита в сторону акватории, в связи с чем высказывалось предположение о разносе касситерита с островов архипелага Северная Земля [75].

Ореол знаковых содержания касситерита зафиксирован на юге площади (от островов Белуха, Продолговатый до побережья залива Вальтера) в шлихах из современных донных отложений акватории и из пляжевых отложений на суше (VI-4-3). Источником касситерита, возможно, являются пегматитовые жилы, связанные с гранитами еремеевско-бирулинского комплекса.

МЫШЬЯК, ВИСМУТ

Пункты минерализации арсенопирита и геохимические аномалии (всего 5 штук) м ы ш ь я к а (от 0,2 до 2,5%) отмечаются в кварцевых жилах, локализованных среди гранитоидов или в их экзоконтакте (V-11-10, V-12-4, VI-11-14). В черных сланцах пекинской свиты на р. Унга (IV-11-12) содержится 2% мышьяка, а на р. Мелкая (V-9-13) – 0,4% [75]. В проявлении оловорудной силикатно-сульфидной формации содержания арсенопирита достигают 45–70% (мыс Масивный на о. Октябрьской Революции), а содержания мышьяка повсеместно являются промышленными и он вполне может рассматриваться в качестве сопутствующего или даже ведущего компонента (см. раздел «Олово»).

В и с м у т является попутным компонентом проявлений полиметаллов, вольфрама, олова, серебра и золота, достигая иногда концентраций, отвечающих

богатым рудам, и ресурсов, отвечающих мелким месторождениям (см. соответствующие разделы).

РЕДКИЕ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Подгруппа представлена проявлениями и пунктами минерализации мусковит-бериллиеносных пегматитов, а также пунктами минерализации и шлиховыми ореолами редких земель.

БЕРИЛЛИЙ

На побережье п-ова Еремеева и залива Бирули, а также на прилегающих островах архипелага Норденшельда установлено 5 проявлений и один пункт минерализации *берилл-мусковитоносных пегматитов*, связанных с поздней фазой еремеевско-бирулинского комплекса гранитоидов.

В конце 40-х и начале 50-х годов прошлого столетия в кутовой части зал. Бирули существовал лагерный поселок, созданный для определения масштабов развития пегматитов. В 60-70-ые годы изучение пегматитов проводилось в ходе тематических исследований НИИГА Ю. И. Захаровым [82]. Пегматиты попутно изучались при проведении ГГС-200 в начале 80-х годов [110] и в ходе региональных геолого-геофизических работ, охвативших юго-восточную часть Карского моря в конце 80-х годов [99]. В 2008-2009 годах в ходе ГДП-1000 нами был проведен небольшой объем штучного и бороздового опробования на проявлении Бирули, на северном берегу п-ова Еремеева и на южном берегу о. Нансена.

На побережье залива Бирули и п-ова Еремеева на площади 50 км² зафиксировано около 200 пегматитовых жил, которые приурочены к региональным разломам субмеридионального и северо-восточного простирания. Мощность жил изменяется от 0,1 до 30 м, длина – от 100 м до 1,5 км. На о. Нансена площадью 49 км² обнаружено 376 пегматитовых жил при мощности более 0,5 м. На о. Таймыр выявлено 260 пегматитовых жил, сконцентрированных на юго-западе острова. Бериллы обнаружены в половине жильных тел. Размеры прозрачных кристаллов колеблются от долей до первых сантиметров. Встречаются также крупные (5x15 см), но непрозрачные кристаллы светло-белесо-зеленоватого цвета. Обнаружены единичные кристаллы берилла диаметром 20-25 см и длиной до 1,5 м. В процессе разведки и валового опробования в период с 1947 по 1949 год на побережье зал Бирули попутно с мусковитом было извлечено 350 кг берилла [99]. Мощные жилы с бериллами разведывались штольнями, остатки которых до сих пор сохранились в береговых обрывах зал. Бирули.

Наиболее богатые содержания выявлены в пределах полуострова Еремеева и на побережье залива Бирули (VI-6-4, VI-6-5, VI-6-6), где в кварц-микроклиновых пегматитовых жилах содержится около 5 кг/т (до 21,8 кг/т) берилла. На островах

Таймыр и Нансена (VI-6-2, VI-6-3) аналогичные жилы содержат до 0,05 кг/т берилла [91].

Целенаправленным изучением акцессорных минералов в пегматитах занимался Ю. И. Захаров. По его данным, распределение берилла в жилах крайне неравномерное. Скопления чаще всего приурочены к границе пегматоидных зон с кварцевыми ядрами, а в альбитизированных пегматитовых телах – по всей их мощности. Бериллы имеют метасоматическую природу, являются более поздними по отношению к мусковиту и сопряжены с альбитизацией. Формы выделения – как изолированные кристаллы различного облика, так и субпараллельные либо лучистые агрегаты. Бериллы зафиксированы и в приконтактных частях альбитизированных гранитов, вмещающих некоторые пегматитовые жилы. Среди акцессорных минералов в пегматитовых жилах присутствуют также гранат, турмалин, апатит, шпинель, магнетит, гематит, хризоберилл, гердерит, касситерит, колумбит, стрюверит, сподумен, монацит, ксенотим, циркон, молибденит, висмутин [82].

По данным региональных геолого-геофизических работ 1986-1989 годов, только в единичных пробах пегматитов и аплитов содержания BeO превышают 0,01%, достигая 0,41%. В ходе указанных работ на островах арх. Норденшельда было выявлено широкое развитие гидротермально-метасоматических процессов с образованием грейзеновых тел как в экзоконтакте пегматитовых жил, так и в виде самостоятельных образований. Наиболее изучены жильные мусковит-кварцевые грейзены на южном берегу о. Пилота Махоткина, локализованные среди кристаллических сланцев, мигматитов, аплитовидных и мусковитизированных биотитовых гранитов. Мощность грейзенов здесь составляет первые десятки сантиметров. Бериллиевая минерализация приурочена к центральным частям тел, слагая до 15-20% их объема. Отмечаются секущие тонкие прожилки с кристаллами бериллов. Размер кристаллов – от долей сантиметра до 10 см. Цвет – желтый, желто-зеленый, бутылочно-зеленый. Содержания BeO в единичных пробах достигают 0,17% [99].

В ходе ГДП (2008-2009гг) был дополнительно отмечен пункт минерализации мелких прозрачных голубовато-зеленых бериллов в маломощных пегматитовых жилах на южном побережье залива Волчий (VI-5-5). Продуктивными на бериллиеносные пегматиты являются тела мелкозернистых светло-серых и розовых, частично грейзенизированных гранитов, хорошо отслеживаемые электроразведкой, небольшой объем которой также был проведен в рамках ГДП в 2008 году на проявлении Бирули. Для определения содержаний Be в пегматитовых жилах в 2008 году нами были отобраны 80 валовых проб из отвалов сохранившихся канав на проявлении Бирули (VI-6-6). В 2009 году было проведено бороздовое опробование мощных пегматитовых жил на о. Нансена (VI-6-3) и побережье п-ова Еремеева (VI-6-4) – 6 проб и 21 проба, соответственно. По данным приближенно-

количественного спектрального анализа, выполненного в лаборатории ВСЕГЕИ, содержания Ве колеблются от 0,5 до 7 г/т. Повышенные (30 и 50 г/т) содержания отмечены только в двух пробах проявления Бирули.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

На описываемой площади нет самостоятельных проявлений редкоземельных элементов, которые представлены только пунктами минерализации (8 шт) и одним шлиховым ореолом.

Повышенные содержания иттрия (0,02-0,03%) отмечены в кварцевых жилах в верховьях р. Серебрянка (V-10-6), в аплитах на р. Тессема совместно с молибденом (V-10-16) и в песчаниках у оз. Линька (V-11-12).

Содержания лантана и церия от 0,05 до 0,1 % и до 0,01% иттрия установлены в нескольких пунктах на юго-востоке площади в районе зал. Фаддея (VI-12-1, VI-12-2) и рек Становая (VI-12-5), Преградная (VI-12-3), Жданова (VI-11-8, VI-11-16), где развиты метасоматиты биотит-альбитового состава по различным древним породам в контакте с докембрийскими гранитоидами [75].

Шлиховой ореол монацита с содержаниями последнего в десятки знаков, по данным ГГС-200 [75], оконтурен в бассейне р. Пека (V-12-13).

Высокие содержания редких земель установлены на о. Октябрьской Революции в железорудных проявлениях р. Ровная и оз. Смутное (см. раздел «Железо»).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Группа представлена месторождениями, проявлениями и пунктами минерализации золота, шлиховыми ореолами платиноидов и пунктами минерализации серебра.

ЗОЛОТО

Россыпная золотоносность района была установлена при производстве ГГС-200 и попутных поисковых работ [74, 75]. По результатам геолого-съемочных работ были проведены (и ведутся до сих пор) поисково-разведочные и добычные работы, в ходе которых была выявлена золотоносность и коренных пород.

Наиболее полные сведения о золотоносности района представлены в отчете В. Ф. Проскурнина «Оценка перспектив выявления месторождений благородных металлов на территории Таймырской складчатой области» завершеном в 2008 году [103]. Материалы по золотоносности архипелага Северная земля обобщены также в работе «Твердые полезные ископаемые архипелагов и островов арктической континентальной окраины Евразии», опубликованной во ВНИИОкеангеология в 2010 году [58].

Геологическая ситуация, набор золоторудных и золотороссыпных объектов по масштабам, генезису, возрасту существенно различаются для разных островов и материковой суши, в связи с чем характеристика золотоносности в ряде случаев приводится раздельно для островов архипелага Северная Земля и для Северного Таймыра (полуострова Челюскин).

Золото рудное

На площади листов Т-45-48 установлен ряд перспективных коренных источников, причем один из них, в юго-восточной части о. Большевик (Нижнелиткинское) – в ранге мелкого месторождения с запасами категории С₂ и ресурсами Р₁. На территории листов известны также 18 проявлений и 56 пунктов минерализации рудного золота.

Проявления рудного золота преимущественно связаны с золоторудно-кварцевой и золото-кварцевой малосульфидной формациями в углеродистых терригенных и карбонатно-терригенных комплексах. Реже отмечаются объекты золоторудной березит-лиственитовой, золотоносной черносланцевой формации и формации разновозрастных золотоносных конгломератов. Кроме собственно золоторудных, присутствуют золотосодержащие формации, с которыми связаны проявления черных, цветных и радиоактивных металлов.

Остров Октябрьской Революции наиболее скромнен по масштабам золотоносности. Коренные источники золота здесь связаны с медно-серно-колчеданной формацией (раздел «Железо») и позднепалеозойскими кварцевыми конгломератами, реликты которых со знаковыми содержаниями мелкого кластогенного золота установлены на водоразделе рек Северная и Южная Ледниковая (I-7-8). В колчеданных и окисленных железных рудах содержится до 3 г/т золота. Тонкое интерстициальное золото отмечено в протолочках из колчеданных железных руд в среднем течении р. Книжная (I-7-7). Здесь же в слабосцементированных конгломерках пестроцветных ордовикских пород ушаковской свиты, приуроченных к экзоконтакту малой интрузии долеритов, содержатся знаковые количества золота размером до 2-3 мм [100]. Морфологически золото сходно с россыпным из аллювия р. Книжная. В кварц-сульфидных жилах оловорудного проявления Оловянное содержится 3 г/т золота.

Масштабы золотоносности о. Большевик и полуострова Челюскин весьма значительны, а формационная принадлежность рудного золота охватывает все перечисленные выше для района золоторудные формации. На о. Большевик золоторудная минерализация локализована среди флишоидных раннепалеозойских дислоцированных отложений, метаморфизованных до зеленосланцевой фации. Реже отмечается золоторудная минерализация в экзоконтакте интрузий гранитоидов. На полуострове Челюскин золото связано как с черносланцевыми флишоидными отложениями, сходными с породами о. Большевик, так и с метасоматически измененными терригенными и вулканогенными породами.

Золоторудная кварцевая формация

Проявления и пункты минерализации данной формации широко развиты как на о. Большевик, так и на полуострове Челюскин.

Остров Большевик. В бассейне р. Последняя, на участке слияния притоков Верхняя и Нижняя Литке, установлено мелкое месторождение **Нижнелиткинское** (Ш-11-12), локализованное в секущих и субсогласных карбонат-кварцевых и кварцево-серицитовых жилах с примесью пирита и арсенопирита. Зона прожилкования приурочена к осевой части антиклинальной складки, прослежена на 2,3 км при ширине 140-300 м, разбурена скважинами до 150 м, вскрыта канавами. В жилах среднее содержание золота 20-30 г/т (до 266 г/т), серебра – 4,0 г/т. В бороздовых пробах и керне скважин отмечается примесь As, Cu, Pb, Bi. Проба золота **956 ‰**, примеси – Ag, Cu, Hg. Рудные тела представляют собой крутопадающие жилы мощностью 0,3-0,4 м и вмещающие их хлоритизированные алевролиты и сланцы. Мощность рудного тела 1,0 м, запас руды в подсчетном блоке (до глубины 20 м) 48,0 тыс.т, среднее содержание золота 110,0 г/т, запасы золота по категории С₂ – 5,3 т [78].

По данным Федерального фонда эталонов руд (ТулНИГП), золото свободное, крупное, класс более 3 мм составляет 70%, руда легко обогащается гравитационным способом при дроблении до 0,1 мм. Прогнозные ресурсы на глубину до 100 м по категории Р₁: мощность рудного тела 1,1 м, запас руды в подсчетном блоке 330,0 тыс.т, среднее содержание золота 98,6 г/т, ресурс 32,6 т. В сланцах голышевской толщи содержание золота в отдельных пробах достигает 1200 г/т, а также присутствуют платина (0,04-0,13 г/т) и палладий (0,37 г/т) [103].

В нижнем течении р. **Лагерная** (Ш-10-10) золоторудная минерализация приурочена к антиклинальной складке, разбитой нарушениями. В ядре складки локализуются карбонат-кварцевые и кварцевые жилы и прожилки мощностью 0,2-0,5 м, длиной до 200 м и содержанием рудных минералов до 5%. Содержание золота изменяется от 0,2 до 242,3 г/т (штуфы), Cu – до 0,4%, Bi – до 0.04% [78].

Проявление **Грозненское**, приуроченное к зоне разлома, располагается на побережье моря Лаптевых к востоку от ручья Грозный (Ш-11-9). Кварц-карбонат-хлоритовые жилы мощностью 0,1-1,5 м образуют жильные зоны шириной 10-30 м, длиной 0,1-2,0 км среди сульфидизированных пород голышевской толщи. Содержание золота в штуфах, по данным химического анализа, до 14,0 г/т [78].

В междуречье рек Последняя и Тихая выявлено **проявление Васильевское** (Ш-11-11), приуроченное к зоне трещиноватости, выполненной линейным штокверком размером 100 на 750 м. Мощность кварц-карбонат-хлоритовых жил колеблется от 0,02 до 0,4 м, редко 1-2 м. Содержание золота в бороздовых пробах из канав и керн скважин достигает 46 г/т [78].

В нижнем течении р. Голышева (**проявление Пальчиковское**, Ш-11-13) выявлены гидротермально-метаморфогенные жилы хлорит-карбонат-кварцевого со-

става, образующие линейные и изометричные прожилково-жильные зоны, в которых содержание золота, по данным бороздового опробования, составляет 0,4-4,9 г/т, до 60 г/т [78].

В сближенных рудопроявлениях *Приморское и Фокинское*, располагающихся в приустьевой части рек Гольшева и Последняя (Ш-11-14), седловидные хлорит-карбонат-кварцевые жилы мощностью до 1 м и крутопадающие прожилки локализованы в песчаниках в ядрах антиклинальных складок. Мощность рудных тел – 2 м и 6 м. Размер зоны (15-150) x 1200 м. Содержание Au в жилах – до 153,6 г/т, Ag – 20,0 г/т, Cu, Pb, Zn – сотые доли %. Проба золота **980 ‰**.

Проявление *Сергеевское* (Ш-11-16) представлено сложными согласными седловидными и секущими кварц-карбонат-хлоритовыми жилами мощностью 0,1-0,5 м, приуроченными к зоне разлома на площади 0,3 x 1,2 км. Висячем боку жил наблюдается зона гидротермальной проработки пород до 5 м. Рудные минералы (менее 1%) представлены преимущественно пиритом, в меньшем количестве содержится арсенопирит, галенит, золото. Содержание золота в бороздовых пробах достигает 89 г/т [78].

Пункты минерализации золото-кварцевой формации в кварцевых, кварц-карбонатных, малосульфидных хлорит-кварц-карбонатных жилах в зонах разломов и смятия установлены на северо-западе (II-9-2, II-10-3, II-10-7), юго-западе (III-9-8) и юго-востоке (III-10-2, III-10-11, III-11-1, III-11-2, III-11-4) острова Большевик. Содержания золота в штуфах колеблются от 1 до 20 г/т. На юго-востоке в протолочках из жил часто отмечается видимое золото. На водоразделе ручьев Логинова и Ковалева (III-11-2), в кварц-карбонатной жиле содержится 116,1 г/т золота [76, 78, 88].

На полуострове Челюскин проявления золото-кварцевой формации сосредоточены в районе *бухты Паландера* (V-9-5, V-9-9, V-9-10, V-9-12) [75, 17]. Соскладчатые линзовидные жилы серицит-карбонат-сидеритового состава локализованы в метапесчаниках и метаалевролитах флишоидных отложений раннепалеозойского возраста. Мощность отдельных жил и линз колеблется от первых сантиметров до 1,2-1,5 м при прослеженной длине в первые метры и до 15-20 м. В черносланцевых сульфидсодержащих пачках отмечаются зоны штокверкового типа с обилием согласных и секущих кварцевых прожилков мощностью от 1-2 мм до 10-15 см. Все жильные образования являются малосульфидными. В основном это вкрапленность и линзовидные обособления пирита, максимально развитые на зальбандах. Из других сульфидов изредка присутствует халькопирит, мелкие выделения галенита в сростании со сфалеритом, в единичных случаях отмечается арсенопирит. Пробирным анализом установлено содержание золота в жилах от 1 до 10 г/т [17, 75]. В жилах в сростании с галенитом обнаружены зерна и пластины высокопробного золота (**проба 955‰**) размером 3-10 мм. Содержание основных сопутствующих элементов составляют: Cu – 0,1%, Co – 0,05%, Ni –

0,06%, Zn – 0,06%, Pb – 0,03%, иногда As – 0,15%, Ti до 1,5%. Пункты минерализации (V-9-2, V-9-3, V-9-14) золота в кварцевых жилах отмечены на побережье к югу и северу от бухты Паландера.

Пункты минерализации золото-кварцевой формации в зонах трещиноватости среди нижнепалеозойских флишоидных отложений зафиксированы на северо-западе полуострова Челюскин (IV-10-2, IV-11-2, V-10-1, V-10-2, V-10-5). Протяженность кварцево-жильных зон колеблется от первых сотен метров до 10-20 км, ширина – от 70 до 170 м. Кварцевые жилы составляют 7-12% от суммарной ширины зон. Мощность кварцевых жил варьирует в широких пределах – от десятков сантиметров до 10 м. Соскладчатые жилы имеют седловидную, корытовидную форму, с ними обычно ассоциируют линзовидные, четковидные, флексурные и S-образные жилы. Встречаются плитообразные жилы, как согласные, так и секущие по отношению к вмещающим породам. По составу жилы преимущественно мономинеральные кварцевые с незначительной примесью слюды, альбита, железистого карбоната, кальцита. Рудная минерализация представлена незначительной вкрапленностью и линзовидными обособлениями пирита, максимально развитыми на зальбандах. Из других сульфидов изредка присутствуют халькопирит, пирротин, галенит, арсенопирит. Отмечаются гематит, тонко рассеянные гидроокислы железа, малахит, азурит. Около 30% проб, отобранных на отдельных локальных участках из кварцевожильных образований, показали присутствие в них золота от 0,26 до 0,56 г/т [75], максимальное содержание составляет от 2,4 до 9,3 г/т [18].

Пункт минерализации (VI-7-1) золото-кварцевой формации установлен на м. Лемминговый (западное побережье залива Вальтера), где в углеродистых металавролитах и филлитах выявлена субсогласная зона смятия и рассланцевания в крыле антиклинали. В секущей кварцевой жиле мощностью 1,2 м рудная минерализация представлена, в основном, пиритом, реже встречается халькопирит, галенит, пирротин, висмутин, свинцово-висмутовые сульфателлуриды, золото. Содержание золота – 3,9 г/т, Bi – до 0,1% [18]. На острове Русский (V-6-2), по данным ГДП-1000 (2008 год), в кварц-хлоритовой жиле из развалов среди сероцветных флишоидных отложений, содержится 0,35 г/т золота.

Среди ордовик-силурийских черноцветных отложений также зафиксированы пункты минерализации золото-кварцевой формации, хотя в этих случаях собственно гидротермальное оруденение сопряжено с черносланцевым. В бассейне ручья Каньон (левый приток р. Каменная), в кварцево-жильной зоне, развитой в черноцветных породах, содержание золота по данным пробирного анализа штуфов и бороздовых проб составляет от десятых до 9 г/т (VI-10-3) [18]. Мощность жил колеблется от 0,2 до 1,5 м, редко более, протяженность составляет 100 и более метров. Кроме кварца в жилах и прожилках присутствуют слюды (мусковит, серицит, биотит), иногда карбонат (преимущественно железистый), лимонит и

альбит, сульфиды представлены пиритом, реже халькопиритом, галенитом и сфалеритом.

Повышенные содержания золота отмечены в метаморфогенных кварцевых жилах среди метаморфизованных рифей-вендских пород (V-10-20, V-10-24, V-11-11, V-11-15, V-12-1, VI-11-1). Кварцевые жилы и прожилки с пиритом, развитые по зонам трещиноватости, имеют мощность 0,05-0,2 м и содержат от 0,2 до 3,9 г/т золота. В бассейне р. Дорожная (V-11-15) в кварцевых брекчиях с гематитом, приуроченных к зоне рассланцевания и трещиноватости, содержание золота составляет от 0,2 до 4,2 г/т [18, 75]. В среднем течении р. Бырранга (VI-11-15) в зоне смятия черных сланцев рифея выявлены прожилки кварца, содержащие золото в количестве 0,8 г/т [111].

Золото-кварцевая малосульфидная формация

(в терригенно – карбонатных комплексах)

Проявления и пункты минерализации золота, относимые к данной формации, установлены на юго-западе и в центральной части о. Большевик. На полуострове Челюскин отмечены только пункты минерализации в южной части района, причем с весьма неотчетливой формационной принадлежностью.

Рудопоявление ***Грязнуха*** (Ш-9-3) выявлено в западной части о. Большевик, на левом притоке р. Студеная (ручей Левый Ледниковый). Золото приурочено к зоне дробления северо-западного простирания в породах сложнинской толщи, залеченной кварцевыми, кварц-карбонатными и хлорит-карбонат-кварцевыми жилами и кварцевыми брекчиями мощностью 0,2-0,4 метра. Ширина зоны изменяется от 50 до 80 м, длина достигает 250 метров. Проведено опробование зоны бороздами и штуфами, которые проанализированы химическим, спектрозолотометрическим и приближенно – количественным спектральным анализами [88]. Содержания золота колеблются от 0,1 до 10 г/т, достигая иногда 40 и даже 100 г/т. Из проб-протолок извлечено от 14 до 500 знаков золота. Рудное золото мелкое (0,1-0,65 мм), наблюдается в сростках с хлоритом и кварцем. Проба золота **932 – 950‰**. В рудах установлено до 10% от объема породы борнита и ковеллина, в меньшем количестве – молибденита, вольфрамита, касситерита, арсенопирита, галенита и хромита. Рудопоявление относится к метаморфогенно-гидротермальному типу золото-кварцевой малосульфидной формации, но не исключено наложение оруденения разных формаций.

В верхнем течении р. ***Лагерная***, на ее левом притоке, выявлено проявление золота в зоне разлома (Ш-10-1). В окварцованных, карбонатизированных и ожелезненных песчаниках, алевролитах и сланцах краснореченской толщи проявлены кварц-карбонатные жилы мощностью от 0,6 до 1 м и протяженностью до нескольких десятков метров с пирит-галенит-сфалерит-халькопирит-блеклорудной

минерализацией. Содержание золота 0,18-3,2 г/т (штуфы, СЗМ), в протолочках – до 15 знаков золота [88].

Проявление *Первое* (III-9-12), расположенное на правом берегу ручья Закат в юго-западной части о. Большевик, локализовано в окварцованных песчаниках сложинской толщи с содержанием золота 5 г/т по данным борздового опробования. Наиболее богатое золотое оруденение с содержанием 72 г/т приурочено к линзам кварца с густой вкрапленностью тонкоигльчатого арсенопирита. Содержание золота в арсенопирите 200 г/т (химический анализ). Кроме арсенопирита, в кварце встречается пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, борнит, ковеллин, золото. Проба золота **926%**, примеси Ag, Cu, Hg. Мощность рудоносных кварцевых жил и прожилков 5-6 м, протяженность – 400 м. Рудопроявление опробовано борздами на площади 10x20 м, в районе рудопроявления пробурено несколько скважин колонкового бурения. [76, 88, 90].

В запад-юго-западной части о. Большевик установлены три пункта минерализации (II-9-5, III-9-6, III-9-7) в кварц – карбонатных жилах и прожилках с пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом с содержанием золота от 0,3 до 14 г/т [88, 76].

На п-ове **Челюскин** к золото-кварцевой малосульфидной формации условно относятся два пункта минерализации в среднем течении р. Жданова (VI-11-9, VI-11-13). Указанные пункты локализованы в зоне рассланцевания и смятия углеродистых кварц-серицитовых сланцев ждановской толщи с кварцевыми жилами мощностью 0,1-1,0 м и протяженностью до 10-15 м с пиритом, пирротинном, халькопиритом, галенитом, гематитом и содержанием золота от 0,1 до 1,0 г/т. В кварц-сульфидных прожилках в углеродистых сланцах содержание золота достигает 6,9 г/т [18].

Золоторудная березит-лиственитовая формация

Проявления и пункты минерализации золота данной формации характерны почти исключительно для полуострова Челюскин.

На о. Большевик к данной формации отнесен единственный пункт минерализации в восточном экзоконтакте гранитоидного массива Солнечный (III-10-7), где в гидротермально измененной дайке диоритов мощностью 2 м с минерализацией арсенопирита, халькопирита, сфалерита, галенита и куприта спектрзолотометрическим анализом в штуфах установлено от 0,1 до 3,0 г/т золота [76].

На полуострове Челюскин, где широко развиты вулканогенные породы пестрого состава и контактово-измененные породы в связи с разновозрастными гранитоидами, кварцево-березит-лиственитовая формация занимает положение, сравнимое по масштабам золотоносности с золото-кварцевой формацией. Золоторудные объекты сосредоточены в центральной и восточной частях полуострова.

На *проявлениях в истоках р. Кунар* (IV-11-11, IV-11-16) скважинами вскрыта рудная зона золотосодержащих метасоматитов (пропилитов, лиственитов, березитов) по метавулканитам и туфогенным породам лаптевской свиты, превращенным в хлорит-серицитовые сланцы. По данным пробирно-спектрального анализа 10 керновых проб (секции по 1 м), в метасоматитах содержится от 0,5 до 5,25 г/т золота. Среднее содержание золота составляет 2,85 г/т при мощности зоны в 3 метра. Кроме вкрапленного оруденения, в метасоматической залежи выявлена золотоносность пластинообразных полого залегающих и седловидных кварцевожильных рудных тел мощностью 6-10 м. Среднее содержание золота в кварцевых жилах, по данным пробирного анализа, составляет 8,8 г/т [72].

Проявление *Оперативное* (IV-11-12) выявлено на левом берегу р. Унга [94]. Бурением, канавами, площадным геохимическим опробованием здесь оконтурен штокверк размером 650x300 м, мощностью 90 м с кварц-хлорит-серицитовыми прожилками и линзами мощностью 0,3-2,0 см, реже до 20-30 см с вкрапленностью рудных минералов от 1 до 3%, иногда до 10%. Среди рудных минералов преобладает пирит, реже встречаются арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, золото. Среднее содержание золота 3,63 г/т, максимальное – 10 г/т. Золоторудные тела приурочены к горизонту частого переслаивания кварц-серицит-хлоритовых, кварц-хлорит-серицитовых и черных углеродистых сланцев с единичными линзами известняков. Породы подверглись метаморфизму, интенсивному метасоматозу и гидротермальной проработке с формированием березитов и кварцево-прожилковых зон.

Проявление на правом берегу *р. Песцовая* (V-12-6) локализовано в пределах линейной зоны березитизации в поле развития образований ждановской толщи. Ширина зоны 1,5 км, протяжённость 5 км. Мощность отдельных жил достигает 3,5 м, протяжённость – десятков метров. Содержание золота в кварцевых жилах составляет 0,2 – 0,4 г/т, в сульфидизированных чёрных сланцах – от 0,1 до 0,7 г/т, в березитах – от 0,1 до 10 г/т. [75].

Пункты минерализации березит-лиственитовой формации установлены в вулканитах и приразломных метасоматитах на участке рек Кунар, Унга и Ханневича (IV-11-4, IV-11-5, IV-11-8, V-11-1, V-11-2, V-11-4), а также на левом притоке р. Берга (V-10-10). Рудная минерализация в пропилит-лиственит-березитовых метасоматитах представлена пиритом и арсенопиритом. Среди второстепенных минералов отмечаются халькопирит, борнит, сфалерит, галенит, золото. Содержание золота достигает 1-2 г/т. Во вмещающих метабазитах и гидротермальных жилах содержание золота составляет 1-4,2 г/т [75].

В юго-восточной части п-ова Челюскин, в бассейнах рек Гольцовая, Белянка, Борзова, Продольная, выделяется вкрапленный тип золото-пирит-пирротиновой минерализации в вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексах, а также в экзоконтактах гранитоидов и тектонических зонах повышенной трещиноватости.

В зонах трещиноватости сланцев и гранитов в верховьях р. Гольцовая (VI-11-5) содержится золота до 1,3 г/т, Zn – 0,05-1%, As – 0,2%, Ag – 5 г/т. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, ковеллином [17,103]. На удалении от контактов, преимущественно в кислых вулканитах лаптевской толщи, развит штокверковый тип минерализации, который сопровождается пирит-кварцевым прожилкованием и кварцевыми жилами с содержанием золота до 4,0 г/т. В верхнем течении рек Борзова и Белянка (V-10-23) на четырёх участках общей площадью 2 км² установлены повышенные содержания золота до 0,8 – 5 г/т и серебра до 10 – 100 г/т [75].

В верховьях р. Незваная (VI-11-17) в зоне разлома среди диоритов рифея выявлена зона развития кварц-карбонатных жил с пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом мощностью 0,1-0,2 м, протяженностью до 50 м. Содержание золота в жилах золото-сульфидно-кварцевой формации достигает 1,3 г/т, Zn – до 1%, Cu – до 0,5%, As – до 0,3%.

Золотоносная черносланцевая формация

В классическом виде данная формация зафиксирована только на юго-востоке о. Большевик. Проявление *Гольшева-1* (III-11-10) находится в верхней части каньона р. Гольшева, где в черносланцевой пачке установлено стратиформное прожилково-вкрапленное оруденение с маломощными (до 10-15 см) послойными выделениями пирита, мельниковита, пирротина. В отдельных прослоях содержание пирита достигает 70% объема породы. По данным химического анализа борздовых проб, содержание золота в массивных рудах колеблется от 10 до 59 г/т, достигая 200 г/т в линзовидных сульфидных прослоях. В боковых породах содержится 0,5-7 г/т золота [78]. Высокие концентрации золота связаны с пиритизированными сланцами голышевской толщи, включающими прослойки песчаников (5-30 см) и тонкие (1-5 см) прослойки сланцев с повышенной углеродистостью (до 4%). В аншлифах наблюдаются мелкие выделения самородного золота, пирит нескольких генераций (в том числе глобулярный), среди второстепенных минералов – галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин. Золото образует в диагенетическом пирите и эпигенетическом марказите мелкие (до 0,01 мм) густовкрапленные выделения. Золото содержится также в окварцованных сланцах. Средняя проба золота **934‰**. В разрезе выделяется 7 горизонтов с повышенной сульфидизацией пород голышевской свиты мощностью 16 м, которые прослеживаются фрагментарно на 20 км.

Все пункты минерализации, относимые ранее к данной формации на полуострове Челюскин описаны ранее, поскольку являются, по сути, объектами золото-кварцевой формации, локализованной в черносланцевых отложениях. Исключением является только пункт минерализации в верхнем течении р. Каменная (VI-

10-1), где в биотит-плагиоклаз-кварцевых сланцах с пиритом и в пиритизированных черных филлитах содержится 0,4 г/т золота [18].

Формация золотоносных конгломератов

В районе имеется несколько уровней размыва, которым соответствуют конгломераты, содержащие кластогенное золото. Установлена золотоносность позднепротерозойских, позднепалеозойских и раннеюрских конгломератов.

В метаморфизованных гематит- и пиритсодержащих протерозойских конгломератах в бассейне р. Продольная (V-10-14), на г. Заборчик (V-11-7), г. Забор, оз. Омуть (VI-11-6) содержится золото в количестве 0,2-2,3 г/т. В протоочках отмечены единичные мелкие тонкие знаки золота [75].

В верховье р. Тихая и в бассейне р. Становая (VI-12-4) в зоне трещиноватости, окварцевания и пиритизации конгломератов рифея установлено 1,0 г/т и 1,2 г/т золота, соответственно [111].

На севере о. Большевик, в 4 км севернее устья р. Сборная (II-10-1), базальные позднепалеозойские кварцевые конгломераты ахматовской толщи содержат мелкие частицы кластогенного золота. Среднее содержание золота, по данным промывки выветрелых разностей конгломератов и гравелитов, составляет 0,2 г/м³. Аналогичные конгломераты, как уже отмечалось выше, отмечены у западного края ледника Карпинского на о. Октябрьской Революции (I-7-8).

Наибольшее значение имеют раннеюрские конгломераты, за счет перемыва которых сформированы отдельные россыпи на полуострове Челюскин. Содержание золота в конгломератах достигает 2 г/т. Золото крупное (до 3-4 мм), морфологически отвечает типу выполнения полостей. Пункт минерализации, связанный с золотосодержащими конгломератами юрского возраста, выходящими в низких береговых обрывах р. Серебрянка, отмечен в районе устья р. Летняя (IV-10-6).

Мелкое, преимущественно в виде кубических кристаллов, золото характерно для палеогеновых (?) кварц-каолиновых кор выветривания на участках рек Унга и Мелкая (V-9-12).

Золотосодержащие формации

Золотосодержащими на о. Большевик являются вольфрам-олово-молибденовые проявления (см. соответствующий раздел) Мартовское, Никитинское и Мордовинское, где содержания золота достигают 2,5 г/т (пробы **700%**). К золотосодержащим относится рудопоявление олово-серебро-полиметаллической формации Студенинское. Оруденение связано с линейным штокверком длиной 500 м и мощностью 20-80 м, в котором установлены сульфидно-кварц-карбонатные жилы и прожилки, в отдельных пробах которых со-

держится 10-20 г/т золота [18]. В низкотемпературных золото-серебряных рудах содержание золота колеблется от 0,1 до 6 г/т, а проба отвечает **668%**.

На полуострове Челюскин к золотосодержащим относятся проявления медно-молибденовых, колчеданно-полиметаллических и комплексных урановых руд с содержаниями золота до 3,8 г/т, 1,3 г/т и до 2 г/т, соответственно.

Золото россыпное

На о. Октябрьской Революции, о. Большевик и п-ове Челюскин выявлены 5 крупных, 7 средних, 7 мелких россыпных месторождений золота с запасами категории C_1+C_2 и ресурсами P_1+P_2 и 8 слабо изученных россыпных проявлений преимущественно с ресурсами категории P_2 . Три россыпных месторождения (Студеная, Лагерная, Унга) эксплуатировались, начиная с 1980 г, а Гольшевское (р. Гольшева с притоками – ручьи Логинова и Ковалева) разрабатывается по настоящее время. На территории листов широко развиты площадные шлиховые ореолы золота, из которых на КПИ показаны 19 ореолов, зафиксированных в малоисследованных районах. На участках, где установлена промышленная россыпная золотоносность, шлиховые ореолы не показаны.

Подавляющее большинство объектов россыпной золотоносности, широко развитых на площади листов Т-45-48, относятся к формации золотоносных россыпей. На полуострове Челюскин сохранились реликты россыпей кор выветривания.

Формация золотоносных россыпей

Россыпепроявление золота в среднем течении *р. Книжная* (I-7-6) на о. Октябрьской Революции локализовано в пойменном аллювии голоценового возраста и открыто с поверхности. Проявление выявлено в 1974 году в ходе ГГС-200 и является первым установленным россыпным объектом на архипелаге Северная Земля. В 1975-77 годах на участке велись шурфовочные работы и специализированные исследования [100], заверенные впоследствии ревизионными работами [90]. Принципиальное наличие россыпной золотоносности архипелага, на которое указало россыпепроявление р. Книжная, заставило внимательнее относиться к шлиховому опробованию островов и материковой суши, что в дальнейшем привело к открытию богатых россыпных объектов.

На о. Большевик промышленные россыпные объекты, связанные с кайнозойскими образованиями, сосредоточены преимущественно в его южной части. На месторождениях и проявлениях проведены поиски и, частично, разведка скважинами ударно-канатного бурения, шурфами и траншеями. На наиболее богатых участках прошла старательская добыча. Параметры россыпных объектов и фамилии авторов производственных отчетов приведены в табл. 58.

Параметры россыпей и россыпепроявлений золота архипелага Северная Земля

| №№ на карте | Характер объекта | Название или географическая привязка | Возраст отложений, генезис | Категория запасов, ресурсов | мощность | | Ср.сод. г/м ³ | Длина км | Ширина м | Запас, Ресурс кг | Литературный источник |
|-------------|------------------|--------------------------------------|--|--------------------------------|----------|--------|--------------------------|----------|----------|------------------|-----------------------|
| | | | | | торфов | песков | | | | | |
| I-7-6 | РП | О.Октябрьской Революции, р.Книжная | Голоцен аллювий | P ₁ | 0 | 0,6 | 0,41 | 7,8 | 30 | 56,7 | [100] |
| О.Большевик | | | | | | | | | | | |
| III-10-13 | РС | Водораздельная | Палеоген Прибрежно-морской | P ₁ | 8,8 | 1,5 | 0,87 | 1,4 | 600 | 1170 | [112] |
| II-10-4 | РП | Руч.Войцеховского | Q ₃ ³ -Н Погребен. аллювий | P ₂ | 12,4 | 0,9 | 1,85 | 4 | 37,5 | 252 | [112] |
| III-9-2 | РК | Р.Студеная с притоками | Неоген-четвертичный, аллювий | C ₁ +C ₂ | 4,1 | 2 | 2,26 | 13,8 | 66 | 4196 | [89] |
| III-9-4 | РМ | Р, Обрывистая | Q ₃ ³ -Н аллювий | P ₁ | 0,2 | 1,2 | 1,50 | 3,6 | 30 | 195 | [112] |
| III-9-5 | РС | Р. Каменка с притоками | | C ₂ | 3,1 | 2,0 | 0,56 | 3,6 | 17 | 69 | [88] |
| | | | | P ₁ +P ₂ | 3,3 | 1,3 | 1,35 | 57,5 | 24 | 2288 | [112] |
| III-10-5 | РС | Р.Тора с притоками | Q ₃ ² -Н аллювий | C ₂ | 2,8 | 1,3 | 1,13 | 28,8 | 49 | 1746 | [112] |
| | | | | P ₂ | 5,0 | 1,3 | 1,28 | | | 378 | |
| III-10-6 | РС | Р. Нора с притоками | Голоцен, аллювий | P ₁ +P ₂ | 3,1 | 1,0 | 1,20 | 14,6 | 42 | 775 | [88] |
| III-10-12 | РМ | Р.Порожистая | | P ₁ | 3,9 | 0,9 | 0,51 | 1,5 | 150 | 103 | [112] |
| III-10-3 | РК | Р. Лагерная | Q ₃ ² -Н аллювий | C ₁ | 2,4 | 1,2 | 1,65 | 23,8 | 70 | 3227 | [78] |
| III-10-4 | РС | Р. Скалистая | | C ₂ | 1,3 | 1,8 | 1,02 | 22 | 50 | 2062 | [112] |
| | | | | P ₂ | 0,5 | 1,0 | 1,0 | 5 | 30 | 150 | [78] |
| III-11-5 | РК/Э | Р. Гольшева с притоками | | C ₂ | 3,4 | 1,5 | 1,30 | 29,9 | 65 | 3809 | |
| | | | | P ₁ | 7,9 | 1,8 | 1,52 | 4,5 | 50 | 600 | |
| III-11-6 | РМ | Нижняя Литке | | P ₂ | 0,5 | 1,2 | 1,11 | 5 | 30 | 200 | |
| III-11-7 | РМ | Верхняя Литке | | P ₁ | 3,5 | 1,2 | 1,25 | 6 | 30 | 270 | |
| III-11-8 | РМ | Р. Последняя | | P ₁ | 3,0 | 1,6 | 1,0 | 5 | 25 | 200 | |
| | | | P ₁ | 2,0 | 1,0 | 0,2 | 10 | 60 | 125 | | |

К *прибрежно-морским* россыпям древних береговых зон относится средняя по ресурсам россыпь **Водораздельная** (Ш-10-13) палеогенового возраста, расположенная в междуречье нижнего течения рек Тора-Порожистая и вскрытая скважинами колонкового бурения.

Все прочие россыпи являются *аллювиальными*. На западе острова выявлена крупная россыпь золота в бассейне **р. Студеная, с притоками** – р.р. Нижняя Озерная, Верхняя Озерная, Тихая, Левая Ледниковая (Ш-9-2), разведанная траншеями, шурфами и скважинами ударно-канатного бурения. Долина р. Студеной протяженностью 45 км сопровождается поймой шириной от 20 до 350 м и двумя эрозионно-аккумулятивными надпойменными террасами. В строении долины выделяются три участка – выше каньона (10 км), каньон (10 км), ниже каньона (25 км). На верхнем участке ширина долины по днищу колеблется от 80 до 350 м, а по бровке – от 500 до 600 метров. В среднем течении реки расположен основной каньон с шириной по бровке от 200 до 450 м и глубиной от 180 до 200 м. Ниже каньона, к устью, долина реки постепенно расширяется от 200 до 500 м по днищу. Россыпь разведана в верхней предканьонной части и в каньоне и относится к долинному аллювиальному типу неоген-четвертичного возраста с запасами категории C_1+C_2 , составляющими 4196 кг [103]. При эксплуатации россыпи в 1980-1983 г.г. на предканьонном участке добыто 500 кг золота.

В юго-западной части острова мелкая и средняя россыпи позднеплейстоцен-голоценового возраста установлены, соответственно, в русловом аллювии реки **Обрывистая** (Ш-9-4) и в долине реки **Каменка с притоками** (Ш-9-5).

На юге острова, в среднем-верхнем течении на террасах и в пойме **р. Тора** (Ш-10-5) с притоками установлена средняя россыпь среднеплейстоцен-голоценового возраста и средняя и мелкая пойменные россыпи голоценового возраста на реках **Нора** (Ш-10-6) и **Порожистая** (Ш-10-12).

В юго-восточной части о. Большевик установлены россыпи золота среднеплейстоцен-голоценового возраста в бассейнах рек **Лагерная** (Ш-10-3), **Скалистая** (Ш-10-4), **Гольшева** (Ш-11-5), **Последняя** (Ш-11-8) с притоками **Верхняя** (Ш-11-7) и **Нижняя Литке** (Ш-11-6). По крупным россыпям золота в долинах р.р. Лагерная и Гольшева получены два прироста запасов. Россыпь, приуроченная к долине р. Лагерная и ее правого притока – ручей Быстрый [78], частично отработана и при этом получено 803 кг золота.

Из крупной эксплуатируемой аллювиальной россыпи р. Гольшева с притоками руч. Поселковский, Логинова, Ковалева среднеплейстоцен-голоценового возраста в 2011 г фирмой «РБК-сервис Сезар» из россыпи добыто 370 кг золота. В предыдущие годы добыча составляла 100-180 кг золота.

На севере о. Большевик известно россыпное *проявление руч. Войцеховского* (Ш-10-4) в погребенном аллювии верхнего неоплейстоцена – голоцена, выявленное по 2 линиям ударно-канатного бурения.

На п-ове Челюскин площадная знаковая и слабая весовая золотоносность современных отложений была установлена в ходе групповой геологической съемки м-ба 1:200 000 в 1980-1984 г.г. [75]. С учетом размерности золотин и степени их окатанности были выделены перспективные шлиховые ореолы в междуречье Кунар – Серебрянка, в бассейне р. Унга и на участке бухты Паландера, а также ряд более мелких ореолов. В 1980 году были впервые зафиксированы кварц-каолиновые золотоносные коры выветривания на участке р. Унга, а в 1982 году такие же коры и коренное золото в кварцевых жилах были установлены на участке бухты Паландера. Участки с положительными результатами шлихового опробования оперативно передавались для постановки поисковых работ, которые проводились силами НОМТЭ (сейчас – ЦАГРЭ) в рамках геологосъемочных работ или по самостоятельным проектам, а также Полярной экспедицией (г. Хатанга) Красноярского геологического управления.

К настоящему времени на п-ове Челюскин выявлено 2 крупных, 2 средних, 2 мелких россыпи, 6 россыпных проявлений, а также шлиховые ореолы золота. Проявления золотоносности группируются в юго-западной и северо-восточной части полуострова. Выделяются россыпи эрозионно-тектонических депрессий, россыпи кор выветривания, а также элювиальные, прибрежно-морские и аллювиальные россыпи. Незначительно развиты карстовые россыпи золота в днище депрессий в карбонатных породах протерозоя. Россыпи вскрыты шурфами, скважинами ударно-канатного и колонкового бурения. Параметры, возраст, генезис россыпей и фамилии авторов производственных отчетов приведены в табл. 59.

Полихронные россыпные месторождения и проявления в *эрозионно – тектонических депрессиях*, заложенных по зонам поздне триасово-раннеюрских линейных кор выветривания, имеют смешанный аллювиально-морской генезис и характеризуются возрастным диапазоном от ранней юры до олигоцен-миоцена и неоплейстоцен-голоцена. К россыпям данного типа относятся средняя по ресурсам россыпь на левобережье нижнего течения р. *Серебрянка* (IV-10-3), крупная россыпь на водоразделе рек *Кунар-Серебрянка* (IV-10-4), а также крупная россыпь, охватывающая среднее – верхнее течение р. *Серебрянка и ручей Путевой* (V-10-3). В нижней части депрессий россыпи врезаны в юрские галечники и конгломераты.

Мелкая россыпь в погребенных отложениях, предположительно, олигоцен-миоценового возраста размещается в депрессии, в которую вложена современная долина р. *Разветвленная* (V-9-6).

В северной части п-ова Челюскин скважинами ударно-канатного бурения, шурфами и траншеями выявлена средняя по запасам россыпь *прибрежно-морского генезиса* древних береговых линий, предположительно, олигоцен-миоценового возраста, которая размещается вблизи берега моря на приморской равнине в нижнем течении правобережья р. *Унга* (IV-11-10). В плотике россыпи

Параметры россыпей и россыпепроявлений полуострова Челюскин

| №№ на карте | Характер объекта | Название или географическая привязка | Возраст отложений, генезис | Категория запасов, ресурсов | мощность | | Ср.сод. г/м ³ | Длина км | Ширина м | Запас, Ресурс кг | Литературный источник |
|-------------|------------------|--------------------------------------|---|----------------------------------|--------------------------------|--------|--------------------------|----------|----------|------------------|-----------------------|
| | | | | | торфов | песков | | | | | |
| IV-10-3 | РС | Р.Серебрянка нижняя | J, P ₃ -N ₁ , H | P ₁ +P ₂ | 13 | 2 | 4,77 | 10,7 | 17 | 1765 | [89, 101] |
| IV-10-4 | РК | Р.Р.Кунар-Серебрянка | Эроз.-тект. депрессии | P ₁ +P ₂ | 16,5 | 4,2 | 0,87 | 27,2 | 95 | 9413 | |
| V-10-3 | РК | Р.Серебрянка верхняя | | P ₁ +P ₂ | 14,9 | 3,8 | 0,88 | 16,9 | 61 | 3432 | |
| IV-11-10 | РС | Р.Унга (нижняя) | Олигоцен-миоцен, при брежно-морской | C ₁ | 3,5 | 3,0 | 0,94 | | | 789 | [72] |
| | | | | C ₂ | 8,6 | 2,6 | 1,19 | | | 263 | |
| | | | | C ₁ + C ₂ | | | | 1,7 | 226 | 1052 | |
| IV-11-9 | РП | Руч. Галечный | Неоген-чет-вертичный, пойменный аллювий | P ₂ | 1,6 | 0,8 | 0,57 | 3,2 | 30 | 44 | [89, 101] |
| IV-11-14 | РП | Руч. Березитовый | | P ₁ | 0,5 | 1,4 | 0,87 | 2,6 | 25 | 79,3 | |
| IV-11-15 | РП | Р. Унга (верхняя) | | P ₂ | 1,1 | 1,1 | 0,84 | 4,8 | 23 | 96,2 | |
| IV-11-18 | РМ | Р. Ханневича | | Неоплейстоцен - голоцен, аллювий | P ₁ +P ₂ | 2,7 | 1,4 | 0,85 | 3,5 | 52 | |
| IV-11-20 | РП | Руч. Херберта | | P ₂ | 3,0 | 0,8 | 0,36 | | | 35 | |
| V-9-6 | РМ | Р. Разветвленная | Олигоцен-миоцен | P ₁ | 7,4 | 1,2 | 1,07 | 4,88 | 25 | 155 | [101] |
| V-9-7 | РП | Бухта Паландера | Современный элювий | P ₂ | 1,0 | 1,2 | 2,0 | 1,0 | 20 | 100 | [99] |
| V-9-8 | РП | Бухта Паландера | Современный прибрежно-морской | P ₂ | 4,2 | 0,6 | 0,59 | 16,5 | 80 | 215 | [103] |

в западинах погребенного берегового уступа вскрыты золотосодержащие юрские конгломераты и галечники. В верхней части россыпь сформирована за счет перемыва палеогеновой *коры химического выветривания*. Из россыпи при эксплуатации добыто около 100 кг золота. В настоящее время (2011 г.) лицензию на разработку россыпи имеет МУП Полярная ГРЭ (г. Хатанга).

Россыпные проявления золота в верхнем течении р. Унга (IV-11-15), на ручьях Галечный (IV-11-9) и Березитовый (IV-11-14) относятся к неоген-четвертичным *аллювиальным* проявлениям. Мелкая россыпь и россыпепроявление известны в неоплейстоцен-голоценовом аллювии в верхнем течении р. *Ханневича* (IV-11-18) и в верховье ее левого притока – ручья Херберта (IV-11-20).

Несколько россыпных проявлений выявлено на западе п-ова Челюскин в районе бухты Паландера. Современное россыпное проявление *прибрежно-морского* генезиса в пляжевых, склоновых и донных отложениях выявлено одиночными скважинами колонкового бурения и копушами при шлиховом опробовании современного пляжа к северу от м. Вездеход в бух. Паландера (V-9-8). На участке бух. Паландера канавами, шурфами и копушами выявлено небольшое современное россыпное проявление *элювиального* типа (V-9-7). Проявление приурочено к глинисто-щебнистым продуктам смешанной коры выветривания над прожилковыми минерализованными зонами во флишоидной толще алевролитов и песчаников рифея.

На полуострове Челюскин, на площади проведения ГГС-200, к настоящему времени остались неопределенными мелкие шлиховые ореолы в бассейне рек Летняя (IV-10-5), Берга-Тессема (V-10-8, 9, 12, 18), в среднем течении р. Ханневича (V-11-3) и на правобережье р. Гольцовая (V-11-6). Для указанных ореолов характерно присутствие относительно крупного и иногда слабоокатанного золота, а также весовые содержания от 0,1 до 0,2 г/т.

В южной части п-ова Челюскин крупные шлиховые ореолы с содержанием золота $0,01 \text{ г/м}^3$ установлены в междуречье р. Волчья – устье р. Жданова (VI-10-4) и на правобережье р. Бырранга (VI-11-18). Мелкие шлиховые ореолы с содержанием золота $0,01-0,2 \text{ г/м}^3$ выявлены в верхнем и среднем течении р. Жданова (VI-11-10, VI-11-11, VI-11-12), верховьях р. Старая (VI-9-6), верховьях р. Провальная (VI-9-7), на левом притоке р. Фомина (VI-9-8). Шлиховые ореолы золота со знаковыми содержаниями установлены на о. Красина арх. Норденшельда (VI-6-1), южном побережье пролива Таймырский (VI-6-7), о. Расторгуева (VI-7-2), м. Флаг (VI-7-3). Единичные знаки мелкого золота отмечены в шлихах на северо-востоке о. Русский.

Необходимо отметить, что степень золотоносности и достоверность полученных результатов прямо пропорциональны степени изученности площадей и первоочередной задачей должна быть полистная съемка масштаба 1:200 000, обеспечивающая направление последующих геолого-поисковых работ.

В описываемом районе выполнен большой объем геологопоисковых, разведочных и даже добычных работ на золото, к которым вряд ли что-то можно было добавить в ходе ГДП-1000, сопровождавшего составление листов ГКК-1000/3. Единственным направлением выявления перспектив золотоносности, разработанным слабее прочих, является возможное наличие морских россыпей золота вблизи богатых золотороссыпных участков прилегающей суши, на что и нужно обратить внимание в ходе будущих морских геологических работ.

СЕРЕБРО

В связи с находками на о. Большевик золотоносных жил халцедоновидного кварца, пониженной пробы частью золота и присутствием в россыпных проявлениях электрума, кюстелита, самородного серебра, пираргирита, аргентита, акантита, предполагается присутствие проявлений *золото-серебряной низкотемпературной формации*, предположительно, мезозойского (?) возраста [18, 19].

Проявление в среднем течении р. Тора (III-10-8) локализовано в двух жильно-прожилковых зонах, совмещенных с зоной смятия-дробления. Мощность кварц-карбонатных жил от 0,01 до 0,8 м, длина 20-60 м. Мощность зоны составляет первые десятки метров, протяженность по простиранию пород – до 2 км. Рудная минерализация, как вкрапленная по массе, так и в виде агрегатных скоплений и оторочек в межбрекчиевых пустотах, представлена пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, арсенопиритом, марказитом, акантитом, блеклой рудой, самородными серебром и золотом. Содержание золота в штуфах до 6,0 г/т (спектрозолотометрия), Ag – 800-100 г/т, (пробирный анализ), Zn – 0,2%, As, Cu, Pb – сотые доли %. Проба золота **668 ‰** [17, 103].

Рудопроявление на правом берегу р. Торы в ее среднем течении (III-9-9) представляет собой зону милонитизации с кварцевыми жилами и прожилками с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, золотом. Содержание Au – 0,1-6,0 г/т, Ag – 800-1000 г/т [76].

В юго-восточной части о. Большевик в верхнем течении р. Скалистая (III-11-3) установлен пункт минерализации серебра в кварцевых жилах, возможно, эпitherмального типа. Содержание серебра в штуфах колеблется от 200 до 800 г/т, золота – от 0,1 до 0,6 г/т [18].

У побережья бухты Журавлева (III-10-14) в кварцевых жилах с полисульфидной минерализацией (*серебряно-сульфидно-кварцевая* формация?) содержится 2000 г/т серебра и 0,2 % мышьяка.

На полуострове Челюскин пункты минерализации серебра отмечены в кварц-хлоритовых жилах в правом притоке р. Кунар (IV-11-6) и пирит-кварцевых жилах в среднем течении р. Песцовая (V-12-5), содержащих 0,6% серебра. Пункт минерализации на южном берегу бухты Далекая (V-12-3) приурочен к кварцевым

жилам, где отмечены повышенные содержания серебра, мышьяка и висмута [18, 75].

Серебро относится к попутным полезным компонентам в рудах олово-серебро-полиметаллической и грейзеновой формаций, а также в полиметаллически-колчеданных рудах.

ПЛАТИНА И ПЛАТИНОИДЫ

О с м и с т ы й и р и д и й. В аллювиальной россыпи р. Книжная на о. Октябрьской Революции (II-7-6) в русловой фации отмечено постоянное присутствие слабо окатанных кристаллов осмистого иридия размером до 0,5 мм в количестве 0,2 г/м³ [100].

Шлиховой ореол рассеяния установлен на участке побережья п-ва Челюскин (IV-11-3) от устья р. Серебрянка до м. Челюскин. В шлихах из современных пляжевых и аллювиальных отложений содержится от 20 до 40 знаков осмистого иридия, что составляет в среднем 0,1 г/м³.

Платиноиды также обнаружены в Студенинской аллювиальной, в Кунарской погребенной россыпи и в Унгинской прибрежно-морской россыпи совместно с золотом в количестве до 0,01 г/м³. Возраст образования платиноидов из Унгинской россыпи, определенный методом осмиевой изотопии, является дискретным, отвечает позднему рифею (974, 791 и 665 млн. лет). По данным указанных изотопных исследований, платиноиды имеют мантийную природу.

П л а т и н а. Единичные мелкие изометричные кристаллы платины отмечены в кварц-пиритовой жиле в нижнем течении р. Кунар. В среднем течении той же реки в протолочке из мезозойских гравелитов отмечен один окатанный знак платины. Содержания платины и платиноидов в позднепротерозойских ультрамафитах, по данным 11 пробирных анализов, близки к кларковым [75].

В метасоматически измененных породах голышевской толщи на о. Большевик установлено присутствие платины в количестве 0,04-0,13 г/т, изоморфно связанной с арсенопиритом [18].

Содержания платины и палладия от 0,3 до 0,6 г/т характерны для ордовикских кислых эффузивов о. Октябрьской Революции [90]. Повышенные содержания платиноидов установлены в гематит-магнетитовых и колчеданных железных рудах (см. раздел «Железо»).

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН, ТОРИЙ

В пределах площади работ выявлены два проявления *урановой углеродисто-сланцевой формации* и три пункта минерализации урана и тория.

Урановое оруденение на описываемой территории было выявлено М. Г. Равичем и С. М. Плишивым в 1947 году в процессе геологосъемочных работ м-ба 1:1 000 000. Масштабы оруденения в 1948-1949 годах предварительно оценивались Л. Д. Мирошниковым. Изучение ураноносности осуществлялось по линии массовых поисков и привело к выявлению порядка 45 проявлений и одного месторождения («Рыбак») урана, на котором в 1949-1952 гг. силами 21 управления МВД СССР проводились разведочно-эксплуатационные работы (канавы, штольни). Геологическая документация, содержащая результаты работ этой организации, в архивах не сохранилась и данные о запасах выявленного месторождения отсутствуют, в связи с чем в настоящей работе мы относим объект к проявлениям, как это было сделано и на карте полезных ископаемых комплекта ГКК-1000/2 [18].

Проявление Каменское, расположенное на водоразделе рек Каменная и Широкая (VI-11-4), локализовано среди обогащенных ураном нижнепалеозойских углеродистых граптолитовых сланцев в пределах эндоконтактовой зоны Лодчиковского массива гранитоидов позднекаменноугольного-раннепермского возраста и контролируется зонами брекчирования по углеродистым сланцам и дайкам гранит-порфиров.

Выявлено две генерации уранового оруденения: 1) древнее – рассеянного типа, сингенетичное с породами ордовика и силура (содержание урана 0,005-0,1%); 2) молодое (вторичное) оруденение, связанное с корой выветривания зон смятия и дробления. Среднее содержание урана в сланцах вне зоны проявления составляет 11,5 г/т. Изучение протолок углеродистых сланцев показало отсутствие тяжелых минералов урана, молибдена и ванадия, которые концентрируются, возможно, в углеродистой компоненте породы. Аномальные концентрации урана наблюдались на глубине 1,5-2 м от поверхности, а богатое урановое оруденение – ниже зоны сульфатной минерализации. Минерализованные зоны крутопадающие, расположены кулисообразно и прослеживаются на десятки и первые сотни метров при мощности от 0,5 до 5-6 м. Максимальные концентрации установлены в раздувах минерализованных зон, приуроченных к узлам пересечения их с поперечными зонами смятия углеродистых сланцев. Скважинами они прослеживаются на глубину более 100 м от поверхности. Оруденение комплексное V-Mo-P-U с содержанием U до 0,3-0,7%, V – 0,6%, Mo – 0,77-1,38%, P – 10-20%. Дайки полностью каолинизированных гранит-порфиров в рудоносных зонах характеризуются высокими содержанием урана (0,01-0,04%), возрастающими в зальбандах до 0,09-0,3% [91].

На площади проявления по результатам аэрогамма-спектрометрической съемки масштаба 1:50 000, проведенной в 1999 г. Норильским филиалом ВСЕГЕИ, и наземных геолого-геофизических работ (профильные гамма-спектрометрические измерения), была установлена радиогеохимическая урановая аномалия (VI-11-3)

длиной более 10 км и шириной от 2 до 7 км (40 км²). Аномалия вытянута вдоль контакта гранитоидов и нижнепалеозойских черноцветных отложений. Для определения участков с максимальной концентрацией урана по методике ВИРГ – Рудгеофизика была составлена карта надфоновых содержаний урана, на которой выделены два участка аномально высоких содержаний – северный площадью 8 км² и южный площадью 4,5 км². Урановая минерализация приурочена к катаклазированным углеродсодержащим алевро-аргиллитам и желтовато-белым сегрегациям каолинита, гидрослюды и монтмориллонита с содержаниями урана до 0,01%. Отмечено, что работами 1948-1952 гг. охвачена только часть выявленной в настоящее время аномалии. Указывается также на сходство Каменского проявления с крупным урановым месторождением Джантуар Центрально-Кызылкумской урановорудной провинции Узбекистана [91].

Аналогичный тип оруденения характерен и для проявления *Степаново Ущелье* (VI-10-8), расположенного к югу от проявления Каменское и установленного по данным АГСМ-съёмки. В углеродистых сланцах раннего палеозоя радиоактивность в 2-5 раз превышает фоновую, достигая 100-250 мкР/ч. Содержание урана составляет 50-60 г/т с единичным значением в 0,03%. Измененные дайки лампрофиров обладают активностью в 50-60 мкР/ч и содержанием урана 30-50 г/т с максимумом 0,016%. Торий в значимых количествах не обнаружен. Радиоактивное равновесие смещено в сторону радия [91].

Пункты минерализации урана и тория в глинистых корах выветривания по черным сланцам пекинской толщи с содержаниями урана от 0,006 до 0,025% и тория от 0,001 до 0,003% установлены на реках Продольная (V-10-19), Гольцовая (V-11-14) и Пека (V-12-12). На р. Продольная в ходе проведения ГГС-200 был проведен небольшой объем поисковых работ, включавший радиометрические наблюдения и копушное опробование по профилям. По результатам опробования, наиболее продуктивными оказались гидрослюдисто-каолинитовые голубоватые и желтовато-зеленые глины. В шлихах из элювия черных сланцев и кор выветривания собственных минералов урана не установлено. Предположительно, в алевролитах он присутствует в виде уранорганических соединений (тухолитов), характерных для толщ с повышенным содержанием органического вещества. В яркоокрашенных глинах уран присутствует в виде гуммитов. Естественная радиоактивность на участке колеблется от 50 до 160 мкР/час, причем максимальные значения связаны с желто-зелеными глинами коры выветривания по черным сланцам. Оруденение относится к инфильтрационно-осадочному типу [75].

Специализированного изучения ураноносности, связанной с пегматитами, не производилось. Имеются лишь отрывочные сведения о повышенном содержании урана (до 0,3%) в пегматитовых жилах [82]. По данным ГДП-1000 (2008-2009 гг.), в ходе бороздового опробования пегматитовых жил, сопровождавшегося

радиометрическими наблюдениями, повышенных значений естественной радиоактивности не отмечено.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Г о р н ы й х р у с т а л ь. Элювиально-делювиальная россыпь горного хрусталя установлена на СЗ оконечности полуострова Щербинина (V-12-2), где она, вероятно, связана с разрушенной жилой аплит-пегматитов. Длина россыпи достигает 25 м, ширина около 3 м; она содержит до 5-10% кристаллов дымчатого кварца длиной 1-5 см, редко – до 7-8 см, толщиной 2-3 см. Кристаллы прозрачные, без трещин и включений. Возможно, они могут использоваться в качестве пьезооптического сырья.

Ф о с ф о р и т ы приурочены к нижним горизонтам крупных трансгрессивных циклов мезозойских отложений п-ова Челюскин и встречаются в плинсбахском, волжском, берриасском и валанжинском ярусах. Выявленные при геологической съемке фосфатоносные горизонты подтверждают региональное распространение фосфоритов в юрских и меловых отложениях, окаймляющих с севера Сибирскую платформу. Сведения о масштабах фосфоритоносности, содержаниях P_2O_5 и элементов-примесей отсутствуют.

В бортах каньона ручья Мод в гипербазитах отмечены маломощные (до 5 см) прожилки длиноволокнистого **а с б е с т а** до 50 см.

Пять проявлений и многочисленные пункты минерализации **м у с к о в и т а** установлены в пегматитах поздней фазы еремеевско-бирулинского комплекса гранитов позднепалеозойского возраста.

Подавляющее большинство пегматитовых жил приурочены к п-ову Еремеева (VI-6-4), побережью зал. Бирули (VI-6-5, VI-6-6), островам Нансена (VI-6-3) и Таймыр (VI-6-2). Маломощные и относительно редкие пегматитовые жилы отмечены на побережье п-ова Заря, Таймырского пролива и островах Пилота Махоткина, Боневы, Бианки, Норд и др.

Параметры пегматитовых жил приведены ранее в разделе «Бериллий». Строение жил зональное – от периферии к центру последовательно сменяются: полевой шпат – письменный гранит – мусковит (иногда с биотитом) – кварц бесцветный – морион (не всегда присутствует). Основные породообразующие минералы пегматитовых жил: полевые шпаты (микроклин, альбит-олигоклаз), кварц, мусковит, биотит. Ослюденение в виде линз, гнезд различной величины, мощностью 0,2-1,2 м, которые распространяются равномерно по простиранию жил. Мусковит бурого, розового и зеленого цветов, в тонких пластинках – бесцветный. Грани кристаллов мусковита (размеры от 1-2 см² до 100-120 см²) образуют неровную, изъеденную поверхность. Промышленные концентрации мусковита расположены на границе кварцевых ядер с полевошпатовыми пегматоидными зона-

ми. Обычно ослюденение участковое, гнездовое, комбинированное. Размер кристаллов мусковита от 2 до 30 см в плоскости базопинакоида при толщине от 0,5 до 12 см. Среди всех пегматитовых жил только 15% являются перспективными и лишь в 2% из них выявлено промышленно значимое ослюденение [18, 91].

На *проявлениях о. Нансена, п-ова Еремеева и зал. Бирули* (VI-6-3, VI-6-5, VI-6-6) выявлено около 200 пегматитовых жил. Жилы плитообразные, ветвящиеся, с падением от наклонного до крутого. Мощные жилы имеют север-северо-восточное простирание. Протяженность тел 40-600 м, при мощности 3-30 м. В 1951-1952 годах исследования мусковита бирулинских пегматитов проводилось горнопромышленным управлением №21 МВД СССР. Выход разобранный мусковит от забойного сырца составил 60%, колотого от разобщенного – 11,9%, колотого от забойного – 8%. Средневзвешенная крупность пластин мусковита 8,8 см² при средневзвешенной сортности 2,65. В номерном ассортименте преобладают номера 5-8. Опробование более глубоких горизонтов (до 20 м) показало увеличение параметров слюдоносных зон и улучшение качества мусковита. На 01.01.1952 года были разведаны 157 жил, из которых менее половины было опробовано на мусковит. По 34 жилам подсчитаны запасы мусковита, составившие 553,78 тонн по категории С₁ и 761, 1 тонны – по категории С₂ (табл. 60). В процессе разведки и валового опробования в период с 1947 по 1949 год на побережье зал. Бирули было извлечено 5302, 6 кг мусковита. По данным технологического опробования, проведенного Ю. И. Захаровым в 1966 году, мусковит еремеевско-бирулинских пегматитов высококачественный и может быть пригодным для всех видов микантитовой изоляции, в производстве стержневой и экранной слюды, для производства радиодеталей, конденсаторной и щипаной слюды [110]. Повышенных содержаний редких щелочей в связи с мусковитом не установлено.

По данным ГДП-1000, изотопный (Ar-Ar) возраст обогащенного мусковита, сохранившегося на складе бывшего пос. Бирули составляет 288,2±2, 1 млн. лет. Мусковит из пегматитовой жилы с о. Правды тем же методом датируется как 280,6±3, 1 млн. лет (ранняя пермь).

Россыпное проявление **н е ф р и т а** III категории качества обнаружено в нижнем течении р. Мод. Проявление мелкое с незначительными запасами, размеры блоков 10 x 10 см, 20 x 10 см, цвет темно-зеленый.

В верховьях р. Тессема (V-10-15), на ее правом притоке в 1 км от устья, находится элювиальная россыпь, представленная щебнем и глыбами кварца с большим количеством щеток, друз и одиночных кристаллов полупрозрачного и белого **к в а р ц а**. Протяженность россыпи около 100 м (вдоль склона), ширина 35 м, насыщенность друзами кварца около 10%, размеры их от 5 до 70 см, а одиночных кристаллов – от 1 до 20 см, отдельные кристаллы могут быть использованы как поделочные камни.

Таблица 60

Степень изученности месторождений и проявлений мусковитоносных пегматитов экспедициями Бирулинской и «Норилькомбинат» [82]

| Месторождения и проявления | Зал. Бирули (VI-6-6) и п-в Еремеева (VI-6-5) | О. Нансена (VI-6-3) | побережье бухт Южная и Запад- ная (VI-6-5) |
|---|---|------------------------|--|
| Перспективная площадь (км ²) | 50 | 50 | 20 |
| <i>Поисковые работы</i> | | | |
| 1:1000 | 0,12 | - | - |
| 1: 25000 | 50 | 50 | 20 |
| <i>Объем горных выработок</i> | | | |
| Канавы (м ³) | 14184,1 | 4924,8 | 1305,8 |
| Шурфы (п.м.) | 386,5 | 10,8 | - |
| Штольни(п.м.) | 360,2 | - | - |
| Опробование (м ³) | 929,3 | 577,7 | 134,7 |
| Количество слюдоносных жил | 114 | 73 | 23 |
| Количество разведанных жил | 84 | 60 | 13 |
| Количество жил с подсчетом запасов | 27 | 7 | - |
| <i>Запасы по категориям C₁+C₂</i> | | | |
| На 1\1-50г. утв. ВКЗ | 553,78 | Нет | Нет |
| На 1\2-52 г. общ. | 659,61 | 101,49 | нет |
| Среднее содержание по участку (кг\м ³) | 17 | 6,8 | 1,2 |
| Средневзвешенное по промышленным жилам (кг\м ³) | 18 | 11,3 | - |
| Выход колотой слюды от забойного сырца, % | 6 | 5,4 | 3,1 |
| <i>Номерной состав слюды, %</i> | | | |
| 1-4 | 0,2 | 1,5 | - |
| 5-6 | 16,4 | 33,3 | 18,0 |
| 7-8 | 83,4 | 65,2 | 82,0 |

Пластовые залежи **г и п с а** известны в породах ордовика, силура и девона. Наиболее масштабно они проявлены в центральной части о. Октябрьской Революции среди интенсивно дислоцированных отложений среднего ордовика. В бассейне р. Ушакова обнажены пласты гипса мощностью до 8 м (I-7-5). Они прослежены по простираанию на расстояние до 1 км. В среднем течении р. Стройная присутствуют пласты гипса мощностью до 7 м (I-7-9). В верхнем течении р. Озерная в тех же отложениях пласты гипса достигают 5 м мощности. Перспективы выявления месторождений этих ископаемых при условии экономической освоенности региона весьма значительны.

Б и т у м ы. Повышенная битуминозность характерна для нижнедевонских отложений арх. Северная Земля. Проявления битумов на о. Пионер (I-5-1, I-5-4) совмещены с нефтепроявлениями и описаны ранее в разделе «Нефть и газ».

М и н е р а л ы – с п у т н и к и алмазов установлены шлиховым опробованием на акватории на западном побережье п-ова Челюскин. В донных отложениях Карского моря выявлены ореолы знаковых содержаний хромдиоксида (IV-1-1, IV-3-1, V-6-3, V-8-1, VI-4-2), единичные знаки муассанита (I-2-1, III-6-1, IV-8-2, V-2-2, V-6-1, VI-1-1, VI-2-2, VI-5-4), пикроильменита (IV-8-1, IV-9-3). Муассанит в количестве нескольких знаков присутствует в шлихах на побережье бухты Мод (IV-11-7). Единичные зерна пиропы отмечены на о. Фирнлея (V-9-4) и побережье бухты Паландера (V-9-11). Привлекает внимание ореол хромдиоксида у западного побережья п-ова Челюскин, в границах которого располагаются все находки пикроильменита и пиропов.

Территория, исходя из геологического строения, весьма богата разнообразными породами, пригодными как **с т р о и т е л ь н ы й м а т е р и а л**, но все они не изучались из-за отсутствия потребителей. Имеются практически неограниченные ресурсы долеритов, гранитов, карбонатных, глинистых и обломочных пород.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ И ЭТАПЫ

Разнообразие полезных ископаемых, их формационной и возрастной принадлежности, масштабов распространения определяются расположением района на сочленении Таймыро-Североземельской складчатой области длительного формирования, эпикаледонской Карской плиты и континентального склона Северного Ледовитого океана. Возрастной диапазон известных к настоящему времени объектов полезных ископаемых охватывает поздний протерозой, палеозой, мезозой и кайнозой. Выделяются несколько минерагенических эпох и продуктивных этапов, неравномерно проявленных на площади района.

Полезные ископаемые, связанные с **позднепротерозойской эпохой**, сформировались в ходе последовательного изменения тектонического режима в пределах современной Таймыро-Североземельской складчатой области. *Раннепозднерифейскому этапу*, в течение которого консолидировался и стал играть роль срединного массива Фаддеевский выступ, отвечают хромититы в гипербазитах становского комплекса, проявления полиметаллических руд в березитизированных осадочно-вулканогенных образованиях октябрьской, становской и дорожнинской толщ, пункты минерализации черносланцевой формации (золото и мышьяк) в породах ждановской толщи, проявления железорудных скарнов и геохимические аномалии редкоземельных элементов в экзоконтакте интрузий гранитоидов снежинского комплекса. Очевидно, с этим этапом связаны наиболее ранние метаморфогенные кварцевые жилы с повышенными содержаниями золота и арсенипирита.

Позднерифейский-вендский этап, отвечающий эвгеосинклиальному этапу развития Таймырской геосинклиальной системы, несмотря на разнообразие условий и обилие магматических образований, минерагенически беднее предыдущего этапа. Наиболее значимым является формирование проявлений золота в метасоматитах разломных зон по вулканогенно-осадочным породам лаптевской свиты, а также железистых кварцитов при зеленосланцевой стадии метаморфизма вулканогенно-осадочных пород лаптевской свиты и терригенно-карбонатных отложений продольнинской толщи. С данным этапом связана убогая вкрапленность хромитов и, возможно, платиноидов в гипербазитах кунарского комплекса и продолжение формирования золотосодержащих метаморфогенных кварцевых жил. В конце этапа появились бедные золотоносные конгломераты и, возможно, маломощные коры выветривания с проявлениями бурожелезняковой формации на поверхности доломитов колосовской свиты.

Сведения о полезных ископаемых позднепротерозойской эпохи в складчатом фундаменте Карской плиты отсутствуют. Нет также данных о более древних минерагенических этапах в пределах всего района.

Палеозойская минерагеническая эпоха отчетливо разделяется на несколько этапов. *Раннепалеозойский этап* на о. Октябрьской Революции арх. Северная Земля начался незначительным по масштабу накоплением марганца осадочного генезиса в отложениях позднего кембрия на северо-востоке острова. На о. Большевик в черноцветных углеродистых терригенных породах голышевской и краснореченской толщ раннего-среднего кембрия сформировались золоторудные проявления черносланцевой формации.

Наиболее продуктивным периодом для формирования полезных ископаемых является *ордовик*. В восточной части острова Октябрьской Революции в пределах грабен-синклиналей Североземельской зоны разломов образовались железные руды формации магнетитовых скарнов, кремнисто-гематит-магнетитовой, буро-железняковой, медно-серно-колчеданной в связи с субвулканическими образованиями смутнинского комплекса. Руды двух последних формаций обогащены платиноидами. В центральной части острова формированием гипсов сульфатно-карбонатной формации ознаменовались конец раннего и средний ордовик. В конце ордовика на западе о. Большевик и востоке о. Октябрьской Революции сформировались проявления оловорудной силикатно-сульфидной, олово-серебро-полиметаллической, оловорудно-кварцево-грейзеновой формаций в результате аутометасоматических процессов заключительной стадии становления гранитоидов восточно-октябрьского комплекса. На территории п-ова Челюскин происходило сингенетичное накопление золота, мышьяка и урана в углеродистых сланцах *ордовика*.

В ходе каледонской складчатости на о. Большевик и западе п-ова Челюскин сформировались кварцево-золоторудные проявления, локализованные в зонах дробления черноцветно-сероцветных метатерригенных флишоидных отложений раннего-среднего кембрия.

Со *среднепалеозойским этапом*, а именно – с *девонским* периодом, связаны проявления медистых песчаников и марганца в девонских отложениях на о. Октябрьской Революции арх. Северная Земля. К раннему девону приурочены нефтепроявления о. Пионер и, предположительно, накопление нефти в девонских породах на акватории Карского моря. Признаков полезных ископаемых данного этапа на территории о. Большевик и п-ова Челюскин не установлено.

Позднепалеозойский этап богат полезными ископаемыми, связанными с завершающими стадиями мощного гранитоидного магматизма *каменноугольного-пермского возраста*, развитого в пределах Таймыро-Североземельской складчатой области. К данному этапу относятся проявления вольфрамо- и молибденоворудных грейзеновых формаций, мусковит-редкометалльных гранитных пегмати-

тов, золоторудной березит-лиственитовой, золото-серебряной и золото-сульфидно-кварцевой формаций, а также хрусталеносных жил. На о. Октябрьской Революции проявлений полезных ископаемых, связанных с герцинским тектоно-магматическим этапом, не установлено. В конце позднего палеозоя сформировались слабозолотоносные конгломераты ахматовской толщи на северо-востоке арх. Северная Земля и каменные угли в Быррангском районе.

Мезозойская минерагеническая эпоха началась с пенепленизации и формирования площадных и линейных кор выветривания, в которых высвобождалось рудное золото. Перемыв кор выветривания *в ранней юре* привел к образованию золотоносных конгломератов п-ова Челюскин в эрозионно-тектонических депрессиях. Внедрение мезозойских даек пестрого состава вновь приводило к формированию новых золоторудных кварцевых жил, обогащенных серебром. С *позднеюрской* трансгрессией связано накопление углеводородов в акватории Карского моря. В *раннем мелу* сформировались угленосные отложения с проявлениями бурых углей, когда-то широко развитые практически на всей площади акватории Карского моря и северной части п-ова Таймыр.

Кайнозойская эпоха связана с дальнейшим размывом, перемывом и обогащением золоносных образований, что привело к формированию россыпных месторождений и проявлений золота элювиального (палеогеновые коры выветривания каменского горизонта), прибрежно – морского (олигоцен-миоцен и голоцен) и аллювиального (неоген-четвертичный, плиоцен-голоцен, голоцен) типов.

Современный этап представлен торфяниками, остаточными элювиальными россыпями горного хрусталя и осадочными железными рудами формации железомарганцевых конкреций.

В целом наиболее значимыми для формирования полезных ископаемых района являются рифейский (Pb, Zn, Fe, Au), ордовикский (Fe, Sn, Ag, As, U, Au), девонский (нефть, Cu, Mn), раннекаменноугольный (бурый уголь), каменноугольно-пермский (Mo, W, Au, Be, мусковит), раннеюрский (Au), позднеюрский (нефть) периоды. Формирование наиболее богатых россыпей золота о. Большевик связано с аллювием неоплейстоцен-голоцена, а п-ова Челюскин – с длительным (от юры до голоцена) перемывом отложений в эрозионно-тектонических депрессиях зон глубинных разломов.

Завершая общий обзор эпох и этапов формирования полезных ископаемых, нужно остановиться на обогащении Таймыро-Североземельской области золотом и железом, поскольку именно полиформационные проявления этих металлов наиболее широко развиты на описываемой площади как в пространстве, так и в исторической перспективе. Такое своеобразие металлогенической специфики, возможно, отражает исходное обогащение этими металлами данного участка земной коры и безусловное участие в ее строении глубинного (мантийного?) вещества.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ НЕФТИ И ГАЗА

Положительная оценка перспективности описываемой территории на нефть и газ обосновывается ее частичным расположением в пределах Карской перспективной нефтегазоносной провинции, присутствием в составе разреза девонского и юрского НГК, наличием нефтепроявлений, благоприятными геолого-геофизическими данными по результатам сейсмических исследований, присутствием повышенных содержаний битумов и высоких гомологов метана в донных отложениях Карского моря по данным ГДП-1000 (2008-2009 г.г.).

Нефтегазогеологическое районирование

Раздел составлен по материалам сейсмических исследований ОАО «СМНГ» 2004-2008 г.г. [107] и результатам работ на опорных профилях 3-АР [108] и 4-АР [109]. Площадь работ располагается в пределах восточной части Карской перспективной нефтегазоносной провинции (I) и северо-западной части Лаптевской возможно нефтегазоносной провинции (III). Центральная и южная часть района относятся к Таймыро-Североземельской возможно нефтегазоносной провинции (II), перспективы которой считаются крайне низкими, в связи с чем ранее она не выделялась в качестве таксона нефтегазогеологического районирования.

Карская перспективная нефтегазоносная провинция.

Нефтегазогеологическое районирование в отчете по материалам сейсмических исследований ОАО «СМНГ» выполнено на основе тектонического районирования по подошве осадочного чехла с учетом распространения возможных ловушек УВ в осадочном чехле. Карская ПНГП на нашей площади представлена восточной частью самостоятельной Северо-Карской ПНГО.

Северо-Карская перспективная нефтегазоносная область (I-A)

Особенности геологического строения и развития Карской плиты позволяют высоко оценить перспективы ее нефтегазоносности благодаря длительному и интенсивному погружению областей прогибов, сопровождавшемуся формированием мощной карбонатно-эвапоритовой толщи, наличием палеорифовых зон и большого количества антиклинальных структур. В пределах ПНГО, по сравнению с остальной площадью ПНГП, резко уменьшаются мощности мезозойских отложений и наибольшее распространение получили отложения палеозоя.

Сведения о нефтегазоносности ПНГО на суше опираются на данные геологосъемочных и тематических исследований на островах Пионер и Октябрьской Революции. Нефтегазоносность акватории Карского моря описывается по материалам сейсмических исследований [107, 108, 109] и донного опробования, проведенного в ходе ГДП (2008-2009 г.г.).

Сингенетичные и эпигенетичные битумы на арх. Северная Земля присутствуют в ордовикских, силурийских и девонских отложениях, черноцветные толщи которых могут обладать хорошими нефтепроизводящими свойствами.

К породам с благоприятными коллекторскими свойствами относятся песчаники кружилихской (O_{1kr}), ушаковской ($O_{1u\check{s}}$), географской (D_{2gg}) свит; известняки и гипсолиты озернинской (O_{2oz}) и русановской (D_{1rs}) свит, трещиновато-кавернозные кораллово-строматопоровые известняки среднинской (S_{1sr}) свиты. Покрышками могут служить пестроцветные пачки мергелей, глинистых доломитов, аргиллитов и алевролитов ушаковской, стройнинской (O_{3st}), устьспокойнинской (S_{2us}) и краснобухтинской свит. Сюда же можно отнести глинисто-гипсоносные образования озернинской, русановской, альбановской (D_{1al}) свит и непроницаемые красноцветные аргиллиты и алевролиты вавиловской (D_{3vv}) свиты верхнего девона.

В силурийских и девонских отложениях возможны сводово-тектонические, рифогенные, литологические, стратиграфические, приразломные, палеодельтовые типы ловушек.

На площади листов Т-45-48 в пределах Северо-Карской ПНГО выделяются перспективные нефтегазоносные районы (ПНГР): Восточно-Карский; Североземельский; Североземельского выступа.

Восточно-Карский ПНГР (I-A-1). Площадь района отвечает одноименному мегапрогибу, занимающему центральную, наиболее прогнутую часть Карской плиты в пределах акватории Карского моря.

О нефтегазоносности палеозойских и мезозойских отложений акватории восточной части Карского моря можно судить по сейсмическим данным и по аналогии со сходной палеозойской толщей архипелага Северная Земля и Тимано-Печорской НГО. В пределах Карской плиты традиционно выделяются [108] ордовикско-верхнедевонский, верхнедевонско-нижнепермский, верхнепермский, триасовый, юрско-барремский и нижнемеловой нефтегазоносные комплексы (НГК).

Наиболее интересными в отношении нефтегазоносности являются нижне-среднедевонские отложения, распространение которых, по данным сейсмических работ ОАО «Севморнефтегеофизика» [107], околонуено границами отражающего горизонта $III_1(D_1)$. На площади листа Т-45-48 указанный комплекс занимает часть акватории к запад-северо-западу от островов Сергея Кирова, уходя за кромку листа. К северо-западу горизонт выклинивается. На севере площадь развития отложений сдвинута в сторону о. Пионер и, очевидно, смыкается с девонскими отложениями на арх. Северная Земля. Глубины залегания подошвы колеблются от первых сотен метров по периферии и достигают 2500-3000 м в прогибе Уединения. Мощность отложений колеблется от 400-800 м до полного выклинивания.

Другим важным НГК является юрский, в состав которого входят нефтематеринские черноцветные аргиллиты позднеюрского баженовского горизонта. Наличие на нашей площади указанного стратиграфического подразделения подтверждается результатами микрофаунистического анализа донных отложений из района желоба Воронина, где, по заключению В. В. Басова, в изобилии присутствуют виды, характерные именно для данного горизонта. Глубина залегания подошвы юрских отложений, по данным сейсмических работ [107] ОАО «СМНГ», колеблется от 300-400 м в восточной части акватории и до 800 м – в прогибе Уединения. Мощность отложений невелика и составляет 100-200 м. Площадь распространения маломощного (200-400 м) позднеюрского НГК (J) охватывает практически весь Восточно-Карский мегапрогиб, выклиниваясь у юго-западного побережья островов арх. Северная Земля. Наиболее интересными, безусловно, являются площади с сочетанием девонских и юрских отложений.

Залежи УВ могут быть связаны с выявленными антиклинальными и неантиклинальными ловушками, а также с эродированными выступами фундамента, рифогенными известняками в верхнем ордовике, силуре, нижнем и среднем девоне. При формировании на древних выступах коры выветривания возможно образование единых, гидродинамически связанных с корой выветривания, залежей УВ в палеозойских – юрских отложениях [107].

В северо-западной части района, охватывающей поднятие Наливкина и Предсевероземельский прогиб, по данным битуминологических исследований, контурен ореол повышенных содержаний битумов в донных отложениях акватории, что может быть косвенным указанием на разгрузку нефтяных залежей по периферии развития девонского НГК. На этом участке ореол высокой битуминозности совмещен с ореолом развития высоких гомологов метана в составе поглощенных газов донных отложений. Аномалия по данным газово-геохимических исследований прослеживается далее к юг-юго-востоку, приблизительно вдоль границы выклинивания девонского и юрского НГК.

Район Восточно-Карского мегапрогиба отнесен к высокоперспективным землям. Среди выделенных антиклинальных и неантиклинальных структур на поднятии Наливкина и в прогибе Уединения выявлены аномалии волнового поля, возможно, связанные с залежами нефти (силур, нижний девон).

Самостоятельный *Североземельский ПНГР (I-A-2)* охватывает площадь островов Пионер, Октябрьской Революции и юга о. Комсомолец [18, 91]. В тектоническом отношении район отвечает Пионер-Вавиловской котловине, выполненной девонскими отложениями и ограниченной с запада Самойловичско-Седовским, а с востока – Альбановско-Озернинским валами. Установлена региональная приуроченность повышенных содержаний битумов к отложениям русановской и альбановской свит, в пределах которых выделены нижняя и верхняя битумоидные толщи. На о. Пионер и в западной части о. Октябрьской Революции битумы

из девонских отложений классифицируются как мальты и вязкие асфальты с преобладанием метаново-нафтенных углеводородов, характерных для нефтеносных бассейнов. В северо-западной прибортовой части котловины (о. Пионер) в указанных отложениях установлены два нефтепроявления. Перспективы района связывают с ниже – среднепалеозойскими отложениями, которые, согласно прогнозу, находятся в зоне возможного формирования нефтяных залежей. На о. Пионер имеются брахиантклинали с различной степенью раскрытости девонских отложений, благоприятных с точки зрения нефтеносности. Прогнозные ресурсы района не подсчитывались.

ПНГР Североземельского выступа (I-A-3) отвечает одноименной тектонической структуре и является кембрийско-ордовикским складчатым обрамлением Карской плиты с наложенными отрицательными и положительными структурами более высоких порядков. В центральной и восточной частях о. Октябрьской Революции битумы из кембрийско-ордовикских отложений относятся к классу керитов и антракосолитов, характерных для обрамления нефтеносных бассейнов. На акватории в пределах ПНГР нефтематеринскими могут быть только позднеюрские отложения, площадь развития которых частично перекрывается с Североземельским выступом. На территорию ПНГР с северо-запада прослеживается перспективная аномалия по данным газово-геохимических исследований донных отложений акватории. По данным сейсмических работ ОАО «СМНГ», район отнесен к перспективным землям с тектонически и стратиграфически экранированными ловушками.

Таймыро-Североземельская ВНГП

Выделение возможно нефтегазоносной провинции представляется нам допустимым, поскольку на отдельных участках, в пределах развития мезозойских отложений и, в частности, позднеюрского НГК, все же отмечаются признаки присутствия углеводородов. Относительно высокие (0,01%) содержания ХБА установлены в отложениях мухинской свиты позднеюрского-раннемелового возраста на п-ове Челюскин и в раннемеловых угленосных отложениях на островах у северо-западного побережья п-ова. Таймыр. Содержания до 0,03% ХБА характерно для донных отложений в проливе Вилькицкого. К северо западу от бухты Паландера до южной части прол. Вилькицкого протягивается контрастная газово-геохимическая аномалии, связанная с присутствием в составе сорбированных газов высоких (вплоть до пентана) гомологов метана. При бурении в зал. Толля в одной из скважин наблюдалось интенсивное газирование, но опробование газов не проводилось. Точечные газово-геохимические аномалии отмечены в донных отложениях по периферии арх. Норденшельда. Полной неожиданностью явилось присутствие порошковатых битумов (0,03-0,05% ХБА) в породах среднекембрийской сложнинской толщи из керна скважины С-100 на о. Большевик. Отме-

ченные факты не позволяют полностью исключить из рассмотрения Таймыро-Североземельскую складчатую область, хотя ее перспективы в отношении нефтегазоносности и невелики.

Лаптевская ВНГП

Для Лаптевской ВНГП материалов по нефтегазоносности в пределах площади проектируемых работ практически не имеется. В пределах Лаптевской плиты на площади моноклизы континентального склона полого залегают нижнемеловые и неогеновые отложения относительно небольшой мощности. По геологическим данным, перспективы нефтегазоносности весьма низки [18]. По данным ГДП-1000 можно отметить только повышенное содержание (от 0,01 до 0,06%) ХБА в донных отложениях к северо-востоку от северного края о. Большевик.

Оценка прогнозных ресурсов углеводородов и рекомендации для проведения дальнейших работ

Приведенные материалы по размещению НГК на площади района в совокупности с данными сейсмических исследований и косвенными признаками присутствия нефтяных залежей по материалам изучения донных отложений акватории позволили разбавить площадь по **перспективам нефтегазоносности**.

Наиболее высокими показателями отличается *Восточно-Карский ПНГР*, где, предположительно, сосредоточена подавляющая часть ресурсов УВ. Общая площадь Восточно-Карского ПНГР составляет около 110 000 км², а прогнозные ресурсы (D_2), рассчитанные для этой структуры авторами отчета «Региональное изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности южной периклинали Северо-Карского бассейна» составляют 894,2 млн. т УТ. Средняя плотность прогнозных ресурсов Восточно-Карского ПНГР отвечает 8,3 тыс. т /км² [107].

Наиболее перспективным и, соответственно, имеющим наиболее высокую условную плотность прогнозных ресурсов (30-50 тыс. т УТ на км²), является поднятие Наливкина, где предполагается наличие структурных ловушек, а также присутствие в разрезе одновременно девонского и юрского НГК на сравнительно небольших глубинах. Плотность ресурсов локальной структуры Лазаревская (площадь 1800 км², ресурсы 90,4 млн. т УТ) составляет 45 тыс. т/км², а структуры Наливкина (240 км², ресурсы 23,3 млн.т УТ) достигает 100 тыс. т/км² [107]. Здесь же, по данным наших работ, отмечены наиболее высокие содержания битумов в донных отложениях и, с некоторым смещением к северо-востоку, перспективная аномалия по газово-геохимическим данным.

Несколько менее перспективной (10-30 тыс.т УТ на км²) является часть акватории Карского моря от островов Сергея Кирова на юге до арх. Седова, островов Самойловича и Воронина на север-северо-востоке. Сюда относятся такие крупные структуры, как прогиб Уединения и Предсевероземельский прогиб. Благо-

приятными факторами перспектив нефтегазоносности являются те же, что и на поднятии Наливкина, за исключением количества структурных ловушек, которых на указанном участке мало и по размерам они мелкие. В южной части данной площади отсутствуют перспективные битуминологические и газогеохимические аномалии, возможно, в связи с глубоким погружением девонского НГК. Плотности прогнозных ресурсов северо-западной и юго-западной частей Восточно-Карского ПНГР приняты соответствующими плотностям на смежной территории листа U-41-44 и отвечают категориям 5-10 и 3-5 тыс.т УТ/км². На северо-западе выклинивается девонский НГК, а на юге в донных отложениях нет высоких содержаний битумов и высоких гомологов метана в составе сорбированных газов.

На площади *Североземельского* ПНГР условно принята категория 5-10 тыс. т УТ/км², примерно отвечающая среднему значению по Восточно-Карскому ПНГР и соответствующая участкам с развитием только палеозойского НГК.

К данной категории плотности прогнозных ресурсов отнесены также небольшие участки в южной части ПНГР *Североземельского выступа*, где фиксируется только юрский НГК, но зато имеются структурные ловушки.

Категория плотности прогнозных ресурсов 3-5 тыс.т УТ на км² присвоена площадям на юго-западе ПНГР, примыкающим к структурным ловушкам на склонах впадин. Участки с невысокой плотностью ресурсов (менее 3 тыс.т УТ на км²) условно выделены там, где присутствуют юрские отложения, но мала мощности чехла и нет признаков наличия конкретно позднеюрского НГК.

В пределах *Таймыро-Североземельской ВНГП* некоторые перспективы с плотностью ресурсов менее 3 тыс.т УТ на км² можно отметить в проливе Вилькицкого, где развит юрский НГК. При наличии газогеохимических или битуминологических аномалий плотность ресурсов повышена до 3-5 тыс.т УТ на км².

Вся оставшаяся площадь отнесена либо к бесперспективной в отношении нефтегазоносности, либо к площадям с невыясненными перспективами.

Прогнозные ресурсы категории D₂ для Северо-Карской ПНГО определены авторами отчета «Региональное изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности южной периклинали Северо-Карского бассейна» по материалам сейсмических исследований. По их данным, ресурсы составили 1059,3 млн. тонн УТ, из них большая часть приходится на *ПНГР Восточно-Карского прогиба* и, как уже отмечалось, равна 894,2 млн.т УТ. Расчет прогнозных ресурсов выполнен объемным методом для выявленных антиклинальных и неантиклинальных ловушек в отложениях палеозоя, триаса и юры с учетом возможного наличия залежей нефти. Из подсчета ресурсов исключены ловушки, расположенные на глубинах свыше 6 км, а также имеющие небольшие размеры и амплитуды.

Прогнозные ресурсы отдельных крупных структур ПНГР Восточно-Карского мегапрогиба в пределах вала Наливкина составляют: 90,4 млн. т. для структуры Лазаревская и 23, 3 млн. т. для структуры Наливкина, что указывает на возможное наличие крупных и средних месторождений нефти [107].

Площадь Восточно-Карского ПНГР, входящая в территорию листов Т-45-48, составляет около 50200 км² и, соответственно, при средней плотности ресурсов 8,3 тыс. т УТ/км², прогнозные ресурсы категории D₂ на нашей площади составят:

$$8,3 \times 50200 = 416\ 660 \text{ тыс. т} = 417 \text{ млн. т УТ.}$$

По мнению авторов указанного выше отчета, оптимальным местом заложения проектной параметрической скважины представляется прогиб Уединения, в центральной части которого предполагается развитие практически в полном объеме стратиграфических подразделений осадочного чехла. Согласно структурным построениям по профилю 3-АР, скважина глубиной 5 км вскроет отложения рифея-венда, кембрия, нижнего, среднего и верхнего ордовика, силура, девона-перми, триаса, юры, мела и кайнозоя. Для уточнения гипотетической эвапоритсодержащей модели осадочного чехла в прогибе Уединения желательное проведение попутных гравимагнитных исследований [107].

Учитывая тип и степень преобразованности ОВ нефтегазоматеринских толщ, распространенных в ПНГО, а также возможность латеральной миграции УВ, предполагается преобладание нефтяных ресурсов над газовыми. Наиболее интересными для поисков нефти и газа могут быть о. Пионер, западная часть о. Октябрьской Революции, арх. Седова, о. Длинный, а также прилегающая к ним акватория моря с глубинами до 100 м [108].

На наш взгляд, заложение параметрической скважины в прогибе Уединения вряд ли даст желательный результат из-за высокой мощности чехла и просто неблагоприятной ледовой обстановки. Более реальным и результативным будет заложение скважины на о. Пионер, как это рекомендуется в отчете по профилю 3-АР. На акватории предпочтительнее заложение скважины на площади перспективных локальных структур вала Наливкина.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ, ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Минерагеническое районирование

Минерагеническое районирование площади проведено в соответствии с Легендами Северо-Карско-Баренцевоморской и Таймыро-Североземельской серий листов ГГК-1000/3, а также районированием, разработанным в отчете «Оценка перспектив выявления месторождений благородных металлов на территории

Таймырской складчатой области» [103]. Незначительные дополнения сделаны по материалам ГДП-1000 (2008-2009 г.г.).

В соответствии с тектоническим районированием, надпорядковыми минерагеническими подразделениями являются Карская минерагеническая провинция, Лаптевская минерагеническая провинция и Таймыро-Североземельский минерагенический пояс. В пределах надпорядковых подразделений с учетом особенностей геологического строения и размещения объектов полезных ископаемых выделены минерагенические таксоны более высоких порядков – области, зоны, районы и узлы.

Геологические образования, имеющие рудоконтролирующее значение для минерагенических областей и зон, сведены в приложении 1. Рудоконтролирующие разрывные нарушения показаны на КЗПИ красным цветом. Более подробная характеристика рудоконтролирующих факторов приводится ниже при описании конкретных минерагенических таксонов.

Карская минерагеническая провинция

1 Н, Cu, Fe, УБ / О, D, J₃, K₁ Северо-Карская потенциальная минерагеническая область

Карская минерагеническая провинция на нашей площади представлена Северо-Карской потенциальной минерагенической областью. Восточная граница области на арх. Северная Земля контролируется Североземельской зоной глубинных разломов, а на акватории – границей Карской плиты, подчеркнутой региональным разломом Шокальского. Перспективы области связаны с возможным наличием залежей нефти в палеозойско-мезозойских отложениях, железными и медными рудами, а также с бурыми углями. В пределах области зафиксировано локальное россыпепроявление золота в современном аллювии р. Книжная, а также проявления гипсов в терригенно-карбонатных отложениях нижнего-среднего ордовика.

1.1. Cu, Mn / D *Пионерско-Октябрьский меднорудный район потенциальный.* Район площадью около 6000 км² располагается в северо-западной части арх. Северная Земля, охватывая большую часть о. Пионер и северо-запад о. Октябрьской Революции. Границы района контролируются площадью распространения девонских отложений, в которых выявлены проявления формации медистых песчаников, содержащие от 0,1 до 0,5%, редко – до 2-10% меди. Медное оруденение локализовано в пестроцветно-красноцветных дельтовых, лагунных и прибрежно-морских терригенных отложениях, играющих роль рудоносных и рудовмещающих. В пределах района в тех же отложениях зафиксированы проявления осадочных марганцевых руд, содержащих от 4 до 10% марганца.

Содержания меди и марганца низкие, едва достигающие значений бедных руд. Прогнозные ресурсы меди обоих проявлений могут быть оценены как соот-

ветствующие мелким месторождениям. Остальные проявления медистых песчаников по масштабам оруденения гораздо мельче [58].

1.2. Fe, Cu, Au / O *Смутнинско – Ровнинская железорудная зона потенциальная*. Площадь зоны (около 3500 км²) определяется площадью развития кружилыхской и ушаковской свит красноцветных песчаников и алевролитов нижнего ордовика, прорванных субвулканическими интрузиями ордовикского смутнинского вулканического комплекса. Почти половина площади зоны перекрыта ледником. Проявления руд магнетитовой скарновой, кремнисто-гематит-магнетитовой, медно-серно-колчеданной и бурожелезняковой формаций локализованы как в самих вулканитах, так и в экзоконтакте интрузий, играющих рудогенерирующую и рудовмещающую роль. Рудоконтролирующей структурой является Североземельская зона глубинных разломов, в пределах которой, особенно на пересечениях с разломами северо-западного простирания, локализованы практически все тела смутнинского комплекса. Оруденение сопровождается мощными аэромагнитными аномалиями.

Перспективы железорудных скарнов в бассейне р. Ровная признаны невысокими, а ресурсы – не превышающими значений мелких месторождений. Среди рудопроявлений железа на о. Октябрьской Революции не ожидается даже средних по масштабам месторождений. В дальнейшем они могут представлять интерес лишь в качестве комплексных руд железа, ванадия, меди, золота, скандия, редких земель [52] и, возможно, платиноидов. Перспективы проведения дополнительных геолого-поисковых работ ограничены также расположением проявлений на особо охраняемых территориях Большого Арктического заповедника.

1.3. УБ / К₁ *Кировская угленосная зона потенциальная*. Зона охватывает острова Сергея Кирова, где на о.о. Исаченко (180 км²) и Кирова (30 км²) установлены проявления бурых углей в глинисто-песчаных угленосных отложениях шренковской свиты раннего мела. Вся площадь зоны около 3500 км², из них острова – около 350 км². Угленосные отложения с пластами углей общей мощностью до 8 м слабо погружаются к север-северо-западу и интенсивно разрушаются морем, что подчеркивается обширным ореолом обломков углей в донных отложениях акватории вокруг островов Сергея Кирова. Острова Сложный, Южный, Северный, Средний и Забытый представляют собой низменные реликты угленосных отложений причудливой формы. Заслуживающих внимания попутных компонентов в углях не отмечено.

Низкое качество углей, ограничение их распространения площадью островов, которые к тому же располагаются в пределах Большого Арктического заповедника, делают малоперспективными углепроявления на островах Сергея Кирова, несмотря на возможное наличие крупного месторождения на о. Исаченко и среднего – на о. Кирова.

1.0.1 Au / O, С-Р, Н Книжнинский потенциальный золоторудно-россыпной узел вне районов площадью около 200 км² располагается в центральной части о. Октябрьской Революции, охватывая долины р. Книжная, р. Южная Ледниковая и северное побережье оз. Фиордовое. Территория узла сложена красноцветными терригенными породами ушаковской свиты с маломощными покровами кислых эффузивов и сероцветными гипсоносными отложениями озернинской среднеордовикской свиты. Тонкое рудное золото зафиксировано в медно-серноколчеданных рудах, связанных с дайками основного состава смутнинского комплекса, локализованных на контакте ушаковской и озернинской свит в среднем течении р. Книжная. Кластогенное золото присутствует в конглобрекциях ушаковской свиты нижнего ордовика и в кварцевых конгломератах ахматовской толщи на водоразделе рек Книжная и Южная Ледниковая. На площади узла установлено россыпепроявление золота в русловом аллювии р. Книжная с прогнозными ресурсами категории Р₁, составляющими 56,7 кг. Единичные крупные (до 3-5 мм), хорошо окатанные, таблитчатые знаки золота присутствуют в аллювии мелких ручьев, впадающих с северо-запада в оз. Фиордовое.

Перспективы узла признаются невысокими и могут быть связаны с погребенными золотоносными водораздельными галечниками.

Лаптевская минерагеническая провинция

Провинция представлена потенциально нефтегазоносной ***Северо-Лаптевской областью (2 Н/Pz-Mz)***, занимающей крайний северо-восточный угол площади листа Т-45-48 и расположенной на акватории моря Лаптевых к северо-востоку от о. Большевик. Граница области условно проведена приблизительно по изобате – 200 м, до которой еще возможна экстраполяция геологического строения островов арх. Северная Земля. Геологическое строение и минерагенический потенциал области практически не изучены. Данных о твердых полезных ископаемых не имеется.

Таймыро-Североземельский минерагенический пояс

В тектоническом районировании пояс отвечает Таймыро-Североземельской складчатой области. В пределах пояса выделены три установленных минерагенических золоторудно-россыпных зоны и одна потенциальная минерагеническая золоторудная зона. Все зоны являются последовательно сопряженными, разделяясь глубинными рудоконтролирующими разломами.

3 Au, Sn, Mo, Mu / O, С, KZ Кропоткинская установленная золоторудно-россыпная минерагеническая зона

Зона охватывает восточную часть о. Октябрьской Революции, западную и центральную часть о. Большевик, архипелаг Норденшельда и север п-ова Таймыр. Западная и восточная границы зоны ограничены магмопроницаемыми и

рудоконтролирующими глубинными разломами, а северо-восточная отвечает границе Северо-Лаптевской минерагенической потенциальной области. Восточная часть о. Октябрьской Революции сложена фаунистически охарактеризованными терригенными сероцветно-темноцветными кембрийскими отложениями, пересеченными гранитными массивами восточно-октябрьского комплекса ордовикского возраста и дайками основного состава смутнинского и ближнеостровского комплексов. В эндоконтактных частях гранитных массивов локализованы мелкие оловорудные проявления и пункты минерализации кварцево-грейзеновой и силикатно-сульфидной формаций. На территории о. Большевик развиты раннепалеозойские флишоидные отложения (преобладает сероцветно-зеленоцветная сложнинская толща среднего кембрия), в которые внедрены интрузии гранитоидов ордовикского и каменноугольного возраста, а также триасовые дайки лампрофиров. Характерно север-северо-восточное простирание структур с разворотом к север-северо-западу на севере острова. В сводах антиклиналей часто отмечаются зоны смятия-дробления, залеченные кварцевыми жилами и прожилками, к которым приурочено золоторудное и золото-серебряное оруденение. Разрывные нарушения преимущественно согласные с простиранием структур, реже – более молодые субмеридиональные и северо-западные. Оловорудные гидротермальные и кварцево-грейзеновые вольфрам-молибден-оловорудные проявления и пункты минерализации приурочены к экзоконтактам гранитоидов. Установлены аллювиальные россыпи золота в долинах практически всех рек, а также одна погребенная россыпь прибрежно-морского генезиса. На архипелаге Норденшельда и северном побережье п-ова Таймыр установлены берилл-мусковитоносные внутригранитные пегматиты, связанные с поздней фазой становления еремеевско-бирулинского комплекса каменноугольного возраста. На акватории проливов Шокальского и Вилькицкого развиты позднеюрско-раннемеловые терригенные отложения, перекрытые маломощными четвертичными отложениями. В современных донных отложениях юго-западной части прол. Вилькицкого установлены железо-марганцевые конкреции.

В пределах зоны выделены три золоторудно-россыпных района: Мушкетовский потенциальный район; Студенинский установленный район с Озернинским серебро-олово-золоторудным потенциальным узлом; Тора-Каменский установленный район с Мартовско-Никитинским олово-молибден-вольфраморудным потенциальным узлом. Центральная часть о. Большевик в меридиональном направлении рассечена поясом гранитоидов с молибден-кварцево-грейзеновыми проявлениями, объединенными в Солнечнинско-Ахматовскую потенциальную молибденоворудную зону. В южной части Кропоткинской зоны выделяется Бирулинский потенциальный мусковит – бериллиеворудный район.

3.1 Au / С-Р, Q *Мушкетовский потенциальный золоторудно-россыпной район* охватывает площадь около 1900 км², занимая северо-западную часть о. Больше-

вик от берега прол. Шокальского до зал. Ахматова. С юга район ограничен ледником Семенова-Тян-Шанского. Площадь района сложена дислоцированными терригенными породами сложнинской, тельмановской и касаткинской толщ среднего кембрия – нижнего ордовика, пересеченных дайками гранит-порфиров солнечнинского комплекса и лампрофиров ахматовского комплекса. На северо-западном берегу зал. Ахматова установлены реликты песчаников и гравелитов ахматовской толщи позднего палеозоя. В районе установлены пункты минерализации золоторудно-кварцевой формации с содержаниями золота от 1 до 20 г/т, пункт минерализации кластогенного золота (0,2 г/т) в кварцевых гравелитах позднекаменноугольной-раннепермской ахматовской толщи, а также россыпное проявление золота в погребенном аллювии неоплейстоцен-голоценового возраста. Пункты минерализации меди (2-4%) и мышьяка (0,2-0,4%) отмечены в кварц-сульфидных жилах.

Прогнозные ресурсы рудного золота для района не подсчитывались. Ресурсы россыпного золота категории P_2 (россыпное проявление руч. Войцеховского) составляют 252 кг [112]. Перспективы района связаны со сходством геологического строения потенциального Мушкетовского района с Тора-Каменским установленным золоторудно-россыпным районом.

3.2 Au / O, N-Q *Студенинский установленный золоторудно-россыпной район* площадью 1670 км² располагается на западе о. Большевик – от фиорда Тельмана на севере до г. Герасимова на юге. С востока район ограничен ледником Кропоткина. Площадь района сложена преимущественно флишоидными среднекембрийскими породами сложнинской толщи, слабо метаморфизованными в зеленосланцевой фации. В северной части района метатерригенные породы пересечены дайками смутнинского и слабоэродированными гранитоидами восточно-октябрьского комплексов ордовикского возраста.

В пределах узла установлены золоторудные (проявление Грязнуха с содержаниями золота от 0,1-10 до 40-100 г/т) и золотосодержащие (олово-серебро-полиметаллическое проявление Студенинское с содержаниями золота до 20 г/т) объекты, приуроченные к зонам смятия-дробления во флишоидных породах сложнинской толщи. Параметры зон: одна – протяженностью 35 км при ширине 2-5 км, другая – протяженностью 15 км при ширине 2,5-4 км. Зоны имеют северо-западное простирание и залечены в одном случае – кварцевыми, кварц-карбонатными, кварц – хлоритовыми малосульфидными жилами и прожилками (Грязнуха), а в другом – кварцево-прожилково-жилыми образованиями с интенсивной полисульфидной минерализацией (Студенинское). Проявление Грязнуха располагается практически в неизмененных породах, в то время как проявление Студенинское, предположительно, локализовано над нескрытым массивом гранитоидов кропоткинского комплекса.

Северная часть района, где сосредоточены рудопроявления, выделена в Озернинский серебро-олово-золоторудный потенциальный узел (3.2.1 Au, Sn, Ag/O) площадью 400 км².

В пределах района установлено крупное россыпное месторождение золота неоген-четвертичного возраста в аллювии рек Студеная и малое россыпное месторождение золота неоплейстоцен-голоценового возраста в аллювии р. Обрывистая.

Студенинский золоторудно-россыпной район обладает признаками, типичными для золоторудных районов с месторождениями, относящимися к кварцево-жильным и прожилково-вкрапленным в терригенных толщах складчатых областей фанерозоя и к золото-редкометальным в связи с гранитоидами. В качестве типовых примеров кварцево-жильных месторождений можно привести рудные залежи Наталкинского и Дегдеканского месторождений с прогнозными ресурсами в сотни – первые тысячи тонн золота. Типовые месторождения золотосодержащей олово-серебро-полиметаллической формации представлены средним по масштабу месторождением Школьное в России, а также крупными месторождениями Форт-Нокс, Пого, Даблин Галч и Тэфлер – за рубежом.

Ресурсы *рудного* золота района определяются авторами впервые. При средней удельной продуктивности 100 кг/км² рудного золота для рудных районов углеродисто-терригенных комплексов, площади района 1670 км², коэффициенте достоверности 0,6 ресурсы категории P₃ Озернинского потенциального рудного узла оцениваются: $100 \times 1670 \times 0,6 = 100000$ кг (100 тонн) рудного золота.

Начальные запасы и ресурсы россыпного золота Студенинского золоторудно-россыпного района составляют: запасы категории C₁ в размере 4,196 тонн и ресурсы категории P₁ – 0,195 тонн (табл. 58).

3.3 Au, Ag / O, KZ *Тора-Каменский серебро-золоторудно-россыпной установленный* район площадью 1270 км² располагается в южной части о. Большевик между ледником Кропоткина и р. Молодая. С юга район ограничен береговой линией, а с севера – ледником Ленинградский. Площадь района сложена дислоцированными кембрийскими флишоидными отложениями сложнинской толщи, разбитой нарушениями север-северо-западного и север-северо-восточного направлений, а также дайками лампрофиров ахматовского комплекса. В южной части района, на участках мысов Мордовина, Никитина и г. Восьмого Марта имеются слабоэродированные выходы апикальных частей гранитоидов восточно-октябрьского комплекса.

Рудные полезные ископаемые представлены проявлением Первое золото-малосульфидно-кварцевой формации, золото-серебряными гидротермальными, вольфрам-молибденовыми и молибденовыми грейзеново-кварцевыми проявлениями. На площади района установлены средние (р.р. Каменка, Тора, Нора) и малая (р. Порожистая) неоплейстоцен-голоценовые россыпные месторождения

золота аллювиального генезиса, а также средняя погребенная прибрежно-морская палеогеновая россыпь Водораздельная.

Золоторудное проявление Первое контролируется субмеридиональной зоной окварцевания в песчаниках сложнинской толщи. В кварцевых жилах и прожилках содержится в среднем 5 г/т золота с обогащением до 72 г/т в кварц-арсенопиритовых линзах.

Проявления золото-серебряной низкотемпературной формации отчетливо контролируются зонами смятия-дробления север-северо-восточного простирания с кварц-карбонатными брекчиями, жилами и прожилками, содержащими минерализацию низкотемпературных сульфидов, самородного серебра и золота (до 6 г/т). Возраст оруденения не установлен.

Проявления вольфрам-молибденовой кварцево-грейзеновой формации (Мартовское, Никитинское и Мордовинское) объединены в Мартовско-Никитинский олово-молибден-вольфрамоворудный потенциальный узел (3.3.1 Sn, Mo, W / O), пространственно и генетически связанный с экзо- и эндоконтактовыми изменениями в апикальных частях интрузии гранитоидов восточно-октябрьского комплекса. Содержания вольфрама (0,01-0,3%), висмута (0,02-0,2%), олова (0,01-0,08, до 0,3%), золота (0,2 до 2,5 г/т) и серебра (20-200 г/т) достигают значений, отвечающих бедным рудам, а молибдена – средним и богатым. Прогнозные ресурсы проявлений категории P₂ по вольфраму (7, 7 и 2, 3 тыс. тонн), олову (2,3 тыс. тонн) и серебру (147 тонн) не достигают значений мелких месторождений. И только ресурсы золота, составляющие 7,5 тонн (P₂), представляют практический интерес [52, 58].

По геологическому строению Тора-Каменский золоторудно-россыпной район сходен с выделяемой на северо-востоке России золото-редкометальной формацией, типовые примеры месторождений которой приведены при описании Студенинского района. В частности, среднее по масштабам месторождение Школьное отличается очень богатыми рудами (более 35 г/т золота) и добычей от 0,6 до 0, 8 т золота в год.

Ресурсы *рудного* золота Тора-Каменского района оцениваются авторами впервые. При средней удельной продуктивности 125 кг/км² рудного золота для рудных районов углеродисто-терригенных комплексов, площади района 1270 км², коэффициенте достоверности 0,5 ресурсы категории P₃ оцениваются: 125x1270x0,5 = 79375 кг (80 тонн) рудного золота.

Для россыпного золота Тора-Каменского золоторудно-россыпного района приняты начальные запасы категории C₂, составляющие 1,815 тонн (россыпи рек Каменка и Тора) и ресурсы категории (P₁+P₂) в сумме 4,714 т – россыпь Водораздельная и россыпи рек Нора, Порожистая (табл. 58).

3.4 Мо / С Солнечнинско-Ахматовская молибденоворудная потенциальная зона площадью около 1100 км², протягивается в меридиональном направлении че-

рез о. Большевик от м. Таймыра и бухты Солнечная через ледник Ленинградский до м. Палец на восточном берегу зал. Ахматова. В пределах зоны установлены два проявления и пункт минерализации молибденита кварцево-грейзеновой формации. Молибденовое оруденение контролируется прожилково- жильно-кварцевыми штокверками в экзоконтакте гранитоидов солнечнинского комплекса каменноугольного возраста. Вмещающие терригенные породы сложнинской толщи интенсивно пиритизированы и превращены в пирит-серицит-кварцевые метасоматиты. Проявление м. Палец при высоких (0,2-8% в кварцевых жилах и 0,01-0,05% во вмещающих породах) содержаниях молибдена не имеет промышленного значения из-за небольшого объема рудной массы [18]. Прогнозные ресурсы категории P_2 проявления на м. Таймыра при содержаниях от 0,007 до 0,3% молибдена, составляют 2855 тонн, что позволяет рассчитывать не более чем на мелкое месторождение [58].

3.5 Ве, Му / С-Р1 *Бирулинский мусковит-бериллиево-рудный район потенциальный* площадью около 3000 км² (в пределах листов Т-45-48) располагается в южной части Кропоткинской минерагенической зоны, охватывая южную группу островов арх. Норденшельда и северное побережье п-ова Таймыр от зал. Волчий до Таймырского пролива включительно. Площадь района сложена слабоэродированными гранитоидами многофазного еремеевско-бирулинского комплекса каменноугольного возраста. На отдельных участках среди гранитов в тектонических блоках сохранились реликты вмещающих пород, превращенных в ходе контактово-регионального метаморфизма в кристаллические сланцы амфиболитовой фации, среди которых резко преобладают гранат-биотитовые. Наиболее изученным является участок, включающий о. Нансена, п-ов Еремеева и юго-восточное побережье зал. Бирули, где в начале 50-х годов XX столетия проводились геологоразведочные работы с проходкой канав и штолен. Указанный участок выделен на КЗПИ в отдельный узел – Нансеновско-Бирулинский берилл-мусковитоносный потенциальный (3.5.1 Ве, Му / С).

По формационной принадлежности гранитные пегматиты Бирулинского района близки редкометально-мусковитовым («Методические рекомендации по оценке и учету прогнозных ресурсов металлических и неметаллических полезных ископаемых», МПР РФ, Санкт-Петербург, 2002 г.) В соответствии с классификацией формаций гранитных пегматитов, принадлежность подтверждается следующими позициями: приуроченность к складчатому поясу с максимумом интенсивности от позднего протерозоя до позднего палеозоя; кианит-андалузит-силлиманитовая и андалузит-силлиманитовая серии амфиболитовой фации метаморфизма; мигматит-гранитовая и гранит-лейкогранитовая материнские формации с гранитами нормального ряда; плагиоклаз представлен олигоклаз – альбитом; широко проявлена альбитизация. Указанная формация может быть перспективной как на листовую мусковит, так и на берилл.

Л и с т о в о й м у с к о в и т . Как отмечено в «Методических указаниях...», среди пегматитов редкометально-мусковитовой формации почти не встречаются жилы с высококачественным сырьем. Там же сообщается, что пегматиты редкометально-мусковитовой формации в нашей стране уже полвека не отрабатываются. В отчете по характеристике мусковита магматогенных пегматитов, выполненной Ю. И. Захаровым [82], отмечается, что главными недостатками бирулинского мусковита являются наличие в кристаллах сквозной и поверхностной елоччатой и чешуйчатой зажимистости, а также волнистости и полосовой отдельности, снижающих выход деловой слюды и номерного ассортимента (доминируют №№ 6-8). Эти характеристики являются неудовлетворительными и ограничивают поиски богатых месторождений.

Учитывая выполненный в 1952 году подсчет запасов мусковита по категории C_1+C_2 (табл. 60), составлявший 761 т для Бирулинского рудного поля (у нас – Нансеновско-Бирулинский узел) и указывающий, в лучшем случае, на мелкое месторождение мусковита низкого качества, можно присоединиться к выводу о низких перспективах магматогенных пегматитов Бирулинского района на поиски месторождений листового мусковита [82, 90].

Б е р и л л является главным акцессорным минералом гранитных пегматитов Бирулинского района. По некоторым данным, горные работы в конце 40-х – начале 50-х годов прошлого столетия проводились, в основном, на поиски бериллового оруденения. Главными генетическими типами месторождений берилла, связанных с нормальными гранитами, являются грейзеновый и пегматитовый. В бирулинском рудном районе отмечено наличие обоих генетических типов. Как указано в разделе «Полезные ископаемые», содержания ВеО в пегматитах и аплитах редко превышают 0,01%, а по нашим данным, не превышают 0,005%, что значительно ниже минимально-промышленных. В соответствии с «Методическими указаниями.....2002 г.», рентабельными могут быть только месторождения, содержащие в рудах не менее 0,2 – 0,35% ВеО для собственно бериллиевых месторождений и не менее 0,05 – 0,1% – для комплексных. Учитывая крайне не закономерное распределение берилла в пегматитах и низкие содержания, поиски месторождений бериллиевых руд малоперспективны. В лучшем случае речь может идти о старательской добыче.

4 Au / PZ₁, C, J₁, KZ Восточнобольшевицкая – Нижнетаймырская минерагеническая золоторудно – россыпная зона.

Восточнобольшевицкая-Нижнетаймырская установленная золоторудно – россыпная минерагеническая зона охватывает восточную часть о. Большевик, запад п-ова Челюскин и побережье Таймырского залива, где развиты преимущественно темноцветные терригенные нижнепалеозойские отложения, слабо мета-

морфизованные в фации зеленых сланцев и насыщенные золото-кварцевыми жилами. В южной части зоны степень метаморфизма достигает амфиболитовой фации. На о. Большевик отложения прорваны дайками габбро-долеритов и лампрофиров, а на п-ове Челюскин – аналогичными дайками и интрузиями каменноугольных-раннепермских гранитоидов лодочниковского комплекса. Западная и восточная границы зоны ограничены глубинными магмопроницаемыми и рудоконтролирующими разломами, а северо-восточная отвечает границе Северо-Лаптевской минерагенической потенциальной области.

Золоторудные проявления и пункты минерализации связаны с кварцевыми жилами. На о. Большевик установлено оруденение золотоносной черносланцевой формации в песчаниках и алевролитах голышевской и краснореченской толщ нижнего кембрия.

В северо-восточной части о. Большевик выделены Лагерно-Голышевский установленный золоторудно-россыпной район и Подъемнинский потенциальный золоторудный район. На западе п-ова Челюскин располагаются два золоторудно-россыпных района – Серебрянско-Челюскинский установленный с Серебрянским установленным золоторудно-россыпным узлом и Паландерский потенциальный с Паландерским потенциальным рудно-россыпным узлом. В юго-западной части листа располагается северная часть Вальтеро-Штурмановского потенциального золоторудного района.

4.1. Au / PZ₁ *Подъемнинский золоторудный район потенциальный* площадью 750 км² охватывает северо-восточную часть о. Большевик, в геологическом строении которой участвуют терригенные флишоидные породы сложнинской толщи среднего кембрия, смятые в субмеридиональные складки и разбитые многочисленными согласными и секущими нарушениями. В западной части района отмечаются дайки долеритов раннетриасового ближнеостровского комплекса и поздне-триасовые лампрофиры ахматовского комплекса. Перспективность района на рудное золото определяется его нахождением на продолжении горст-антиклинальных структур, контролирующих золоторудные объекты расположенного южнее Лагерно-Голышевского района с установленной рудной золотоносностью черносланцевого типа. Площадь потенциального района хорошо обнажена и отличается резко расчлененным рельефом, в связи с чем рудопроявления могут быть обнаружены непосредственно в обнажениях.

4.2. Au / PZ₁, Q *Лагерно-Голышевский золоторудно-россыпной район установленный* площадью 1800 км² занимает юго-восточную часть о. Большевик. Район сложен сероцветно-черноцветными терригенными флишоидными породами ранне-среднекембрийского возраста, слабо измененными в условиях начальной серии зеленосланцевой фации. Породы смяты в складки и пересечены согласными субмеридиональными нарушениями, залеченными кварцевыми жилами и брекчиями, с которыми связаны проявления и мелкое месторождение

рудного золота. Объекты золорудно-кварцевой формации сходны с рудами месторождения Каральвеем на Западной Чукотке. В долине р. Голышева выявлено проявление рудного золота черносланцевой формации в интенсивно пиритизированных черных сланцах. По минеральному составу и условиям залегания в черносланцевой толще руды близки по типу месторождению Сухой Лог.

Запасы (C_1) золота в месторождении Нижнелиткинское составляют 5,3 т, а ресурсы категории P_1 – 32,6 т. Прогнозные ресурсы рудного золота категории P_3 для Лагерно-Голышевского рудно-россыпного узла утверждены на заседании НТС «Красноярскнедра» в объеме 104 т (протокол № 03/5-129 от 19 декабря 2007 г.).

На площади района в аллювии позднеплейстоцен-голоценового возраста установлены два крупных, одно среднее и три мелких россыпных месторождения золота. Запасы россыпного золота категории C_1+C_2 составляют 9,1 т, а ресурсы категории P_1+P_2 – 1,4 т (табл. 58).

4.3 Au / PZ₁, C, J₁, KZ *Серебрянско-Челюскинский золоторудно-россыпной район* установленный площадью 1400 км², охватывает северо-западную часть п-ова Челюскин. В геологическом строении района участвуют преимущественно интенсивно дислоцированные сероцветно-черноцветные флишоидные отложения ранне – среднекембрийского возраста, разбитые кварцевыми жилами и брекчиями. В северной части района терригенные отложения прорваны раннетриасовыми габбро-долеритами угрюминского комплекса и позднетриасовыми гранит-порфирами прибрежного комплекса.

Рудное золото представлено золото-кварцевыми пунктами минерализации и кластогенным золотом в раннеюрских конгломератах. В районе установлена одна средняя погребенная россыпь, локализованная в эрозионно-тектонической депрессии длительного (от ранней юры до плиоцена) формирования, в которой происходил перемыв и обогащение золота, поступавшего как из первичных кварцево-жилных источников, так и из промежуточных коллекторов юрского и позднепалеогенового возраста. Участок развития россыпной золотоносности и промежуточных коллекторов выделен в рудно-россыпной Серебрянский узел (4.3.1. Au)

Серебрянско-Челюскинский район рассматривается как потенциально перспективный объект на выявление месторождений золото-кварцевой формации в терригенных черносланцевых толщах флишоидного комплекса. Его аналогом является Лагерно-Голышевский золоторудно-россыпной район о. Большевик.

Оценка прогнозных ресурсов золота категории P_3 района проведена методом геологической аналогии, исходя из удельной продуктивности рудных районов для малосульфидного золото-кварцевого геолого-промышленного типа месторождений в углеродисто-терригенных комплексах. Оценка проводится впервые.

Типовые объекты – аналоги с запасами и ресурсами: Мазер-Лод (около 240 т), Грасс-Валли-Невада-Сити (около 325 т) – в США; Северо-Енисейский рудно-россыпной район (476 т) с месторождениями Советское (101 т при ср. сод. 2,9-7,7 г/т), Эльдорадо (77,46 т при ср. сод. 2,9-3,2 г/т), Ветренское (90 т) – в России.

Рудно-формационный тип объекта – золото-кварцевый, вещественный состав руд – существенно кварцевый, со слюдой, карбонатом, альбитом. Тип руды – кварц-карбонатная, малосульфидная, прожилково-вкрапленная. Рудные минералы представлены – золотом, пиритом, реже присутствуют арсенипирит, халькопирит, пирротин, галенит. Геолого-промышленный тип – золото-кварцевый малосульфидный. Морфология рудных тел – соскладчатые линзующиеся жилы и жильные зоны, линейные на крыльях складок и седловидные, корытовидные – в замыкании; плитообразные жилы согласные и секущие; зоны прожилкования штокверкового типа. Параметры рудных тел: протяженность по простиранию от 200 до 1500-2000 м, по падению 100-1000 м, мощность от 0,5-2 до 30-100 м, залегание наклонное (10-25°), реже крутое (до 60°). Среднее содержание золота 3,5 г/т, объем руды 56 млн. м³, способ отработки – открытый.

При расчете ресурсов принята удельная продуктивность для рудного района, равная 200 кг/км². На площадь района 1400 км² с коэффициентом подобия 0,7 ресурс рудного золота категории P₃ составит 196 т.

Начальные ресурсы россыпного золота по категориям P₁+P₂ (россыпь р. Серебрянка нижняя) составляют для района 1,765 тонн (табл. 59).

4. 4 Au / PZ1, C, KZ *Паландерский рудно-россыпной район потенциальный* располагается на юго-западе п-ова Челюскин от побережья бухты Паландера до р.Тессема. Геологическое строение района в целом сходно с Серебрянско-Челюскинским районом. Основным отличием является близость гранитных массивов лодочниковского комплекса, окаймляющих район с севера и востока. Влияние близости контакта с гранитами проявляется в обилии кварцевых жил, присутствии локальных выходов гранитов и проявленном на отдельных участках ороговиковании.

Золоторудные и золотороссыпные объекты сосредоточены в западной части района, выделенного в Паландерский потенциальный золоторудно-россыпной узел (4. 4. 1 Au / PZ1, C, KZ) площадью 450 км².

Паландерский потенциальный узел в пределах золоторудно-россыпного района рассматривается как потенциально перспективный объект на выявление месторождений золото-кварцевой формации в продуктивных черносланцевых толщах флишоидного комплекса в зонах резкого изменения ориентировки складчатых структур, пересечения крупных разрывных нарушений. Оценка прогнозных ресурсов категории P₃ выполняется впервые и проведена методом геологической аналогии, рассмотренном выше при подсчете ресурсов в сходном по строению Серебрянско-Челюскинском районе при тех же параметрах рудных тел. При

средней удельной продуктивности 500 кг/км² рудного золота для рудных узлов углеродисто-терригенных комплексов, площади узла 450км², коэффициенте достоверности 0,8 ресурсы категории Р₃ Паландерского потенциального рудного узла оцениваются: 500х450х0,8 = 180000 кг (180 тонн) рудного золота. Среднее содержание золота 5,0 г/т, объем руды 36т.

Начальные ресурсы россыпного золота категории Р₁ (аллювиальная россыпь р. Разветвленная) составляют 155 кг; категории Р₂ (элювиальное и прибрежно-морское россыпепроявления бух. Паландера) – 100 и 215 кг, соответственно (табл. 59).

4.5 Au / PZ1 *Вальтеро-Штурмановский золоторудный район потенциальный* на нашей площади представлен северной частью, охватывающей о. Расторгуева в Таймырском заливе. По геологическому строению район сходен с западной частью п-ова Челюскин и перспективы его связываются с золото-кварцевой формацией. Главным отличием является более высокая степень регионального метаморфизма, в связи с чем флишоидные породы ранне-среднекембрийского возраста показаны как нерасчлененные (ленивенская серия). На площади района в пределах листа Т-45-48 установлены шлиховые ореолы золота с содержаниями 0,1-0,2 г/м³, а на побережье – пункты минерализации золота в кварцевых жилах с содержаниями до 1 г/т.

Прогнозные ресурсы рудного золота не подсчитывались.

5 Au, U, Mo, УБ / RF, O, C-P, J, KZ *Мамонтовско-Лаптевская золоторудно-россыпная зона*

Мамонтовско-Лаптевская установленная золоторудно-россыпная минерагическая зона охватывает северо-восточную и центральную части п-ова Челюскин, нижнее течение рек Ленинградская и Нижняя Таймыра. На указанной площади развиты рифей-вендские вулканогенно-осадочные метаморфизованные образования с интрузиями и дайками ультраосновного – основного состава, а также массивами гранитоидов рифейского и позднепалеозойского возраста. Широко представлены разновозрастные кварц – золоторудные жилы и золотосодержащие метасоматиты. Геологическое строение зоны очень разнородно.

На площади зоны выделены Центральнo-Челюскинский установленный золоторудно-россыпной район, Нижнетаймырский угленосный район, а также не включенные в районы Борзовский потенциальный золоторудный узел, Широкинский потенциальный медно-молибденоворудный и Верхнекаменский потенциальный ванадий-молибден-урановорудный узлы.

5.1 Au / RF, J, KZ *Центральнo-Челюскинский золоторудно-россыпной район* площадью около 1700 км² выделен в северной части зоны. Район сложен рифей – вендскими вулканогенно-осадочными, карбонатными и терригенными породами, прорванными метадолеритами и гранитоидами рифейского возраста, гранитами

позднепалеозойского возраста и триасовыми дайками пестрого состава. Рифейские образования метаморфизованы в фации зеленых сланцев, а также претерпели контактовое воздействие молодых гранитных интрузий. Вулканогенно-осадочные породы березитизированы и лиственитизированы. Для всей площади характерны кварцевые жилы и брекчии. На крайнем севере установлены фрагменты золотоносных кор выветривания и конгломератов юрского возраста. На площади района установлены проявления и пункты минерализации рудного золота в кварцевых жилах и метасоматитах, а также золотоносные россыпи и россыпепроявления. В состав района входят Унгинский золоторудно-россыпной, Кунар-Серебрянский золоторудный и Ханневичский потенциальный золоторудно-россыпной узлы.

Унгинский золоторудно-россыпной узел (5.5.1 Au / RF, J, KZ) площадью 125 км² располагается в северной, прибрежной части Центрально-Челюскинского района и характеризуется повышенной рудной и россыпной золотоносностью.

На площади узла установлены золоторудное проявление Оперативное и пункты минерализации в березитах и лиственитах, а также присутствие кластогенного золота в реликтах раннеюрских конгломератов и химических корах выветривания палеогенового возраста.

Аналогом проявлений Унгинского рудного узла являются месторождения золото-кварцевого типа руд при подчиненной роли золото-сульфидного, штокверки жильно-прожилковые метаморфогенно-гидротермального генезиса – Вернинское, Дуэт-Бриндакитское, Дегдеканское в России, Бендиго и Балларат в Австралии, Ашанти в Африке (Гана) с содержанием золота 1,5-15 г/т и запасами до 500 т.

Основные ресурсы рудного золота Унгинского узла связываются с контрастными площадными (30 км²) геохимическими аномалиями золота. На площади аномалий пройдены траншеи и скважины ударного и колонкового бурения, которыми вскрыты прерывистые золоторудные зоны. По 5 пробам из скважин получено содержание золота 5-8 г/т на интервал в 1 м. В районе геохимической аномалии "Оперативная" колонковыми скважинами и траншеями была вскрыта прожилково – вкрапленная зона штокверкового типа пирит-кварцевого состава среди терригенно-карбонатных образований ждановской толщи с двумя рудными телами протяженностью по 650 м, мощностью 6 м и 5 м, средним содержанием золота 3,63 и 3,23 г/т.

Ресурсы рудных тел категории P₂ с протяженностью тел в 324 м на глубине 100 м и при плотности березитов 2,7 т/м³ составляют 12,4 и 9,2 т. Ресурсы той же категории, рассчитанные по методике А. П. Соловова на площадь прочих геохимических аномалий, составляют 29,1 т.

Ресурсы рудного золота, оцененные по категории P₂ до глубины 100 м, базируются на данных литогеохимического опробования и редких проанализирован-

ных проб колонковых скважин и могут быть наращены ресурсами категории P_3 до глубины 200 м, т.к. по скважинам доказано распространение рудных тел на глубину. Ресурсы категории P_3 составляют: при продуктивности жильных и минерализованных зон $3 \text{ т/км}^2 \times 30 \text{ км}^2 = 90 \text{ т}$. За вычетом ресурсов, оцененных по категории P_2 из общих ресурсов рудного поля ресурсы категории P_3 для рудного поля составят: $90 \text{ т} - 50,7 \text{ т} = 39,3 \text{ т}$.

На остальной площади (95 км^2) ожидается золото-сульфидно-кварцевый и золото-кварцевый формационный тип оруденения. Ширина кварцево-жильно-прожилковых зон от 80 до 650 м при протяженности до 1,5 км, мощность рудных тел 6-20 м, при среднем содержании 3-3,6 г/т. Применяя среднюю удельную продуктивность 750 кг/км^2 для кварцево-жильных зон рудных узлов вулканогенно-осадочных комплексов получим ресурс категории $P_3 - 71,2 \text{ т}$ рудного золота.

Итого для всей площади узла ресурсы категорий $P_2 + P_3 = 161,2 \text{ т}$. Ресурсы рудного золота Унгинского рудно-россыпного узла утверждены на НТС «Красноярскнедра» 7 июля 2008 г (протокол №03/5-130)

Начальные запасы россыпного золота по категориям (C_1+C_2) составляют 1,05 тонны (россыпь р. Унга, нижняя), а ресурсы категории P_2 (россыпепроявления ручьев Галечный, Березитовый, р. Унга верхняя) – 0,219 тонны (табл. 59).

На площади Унгинского узла были также установлены бедные россыпи хромита, оценка перспектив которых регламентирована геологическим заданием на наши работы. Как указано в разделе «Полезные ископаемые», россыпные концентрации колеблются от 10 до 650 г/м^3 хромита, что очень далеко от минимально промышленных. Содержания хрома в коренных породах не превышают 0,06%, что на два порядка ниже убогих руд. Отрицательными геологическими предпосылками являются также: слабая дифференцированность ультрабазитов, поставляющих хромит; метаморфизм, вызвавший замещение хромита магнетитом; малые размеры и приуроченность тел ультрабазитов к складчатому обрамлению платформ, где относительно редко встречаются крупные месторождения хромитов [75]. Объективная оценка экзогенных формаций также приводит к выводу об их низкой перспективности в связи с локальностью проявлений и низкими содержаниями хромита.

Кунар-Серебрянский РУ (5.1.2 Au / RF, J, KZ) площадью 130 км^2 располагается на водоразделе рек Кунар, Серебрянка и Ханневича. На площади узла установлены 2 рудопроявления и пункты минерализации золота.

Кунар-Серебрянский золоторудный узел (площадь 130 кв. км) локализован в области смятия между Главным Таймырским разломом на западе и шовной зоной, трассируемой телами гипербазитов и габбро-долеритов – на востоке.

Широкое развитие на площади имеют гидротермально – метасоматические образования и зоны жильной минерализации. Вдоль многочисленных нарушений северо-восточного простирания развиты мощные (от 100 до 500-700 м) и протя-

жённые (1-5 км) кварцево-жильные зоны, а так же зоны пропилитизации и аргиллизации, вплоть до образования лиственитов, березитов и кварцитоподобных пород. Отмечаются обширные ореолы сульфидной минерализации. Не исключено, что формирование метасоматитов и зон жильной минерализации связано с поствулканическими гидротермально-метасоматическими процессами рифейского времени, а влияние гранитоидного массива выразилось лишь в форме теплового потока, приводившего к перераспределению золота в ранних гидротермально-метаморфогенных образованиях.

Примеры месторождений вкрапленных руд в метасоматитах рифейского возраста: – в поясе Блэк-Хиллс (м-е Хомстейк, США), Теннант-Крик, Джуно-Майн, Аделаида (Австралия). Российским аналогом является месторождение Зун-Холба. В нем промышленное оруденение сосредоточено в пределах субвертикального линзовидного блока, сложенного осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями позднего протерозоя.

Работами ГТС-50 [72] выявлена площадная геохимическая аномальная зона комплексного состава площадью 31,6 км, приуроченная к полосе метасоматически изменённых кислых вулканитов верхнелаптевской подсвиты. Зона имеет линейную форму и прослеживается через площадь узла с юго-запада на северо-восток на 12 км при ширине 1,5 – 3,0 км. В пределах зоны установлено 2 рудных тела золотосодержащих метасоматитов (пропилитов, лиственитов, березитов) по метавулканитам, приуроченных к крупному разлому северо-восточного направления. Одно рудное тело прослежено по литогеохимическим пробам с поверхности и по скважинам до глубины 200 м в западном крыле антиклинали. Параметры рудного тела: протяженность -1500 м, ширина – 600 м, мощность – 3 м, средневзвешенное содержание золота – 2,85 г/т. Второе тело золотосодержащих метасоматитов выявлено юго-западнее первого, где установлены аномалии во вторичных ореолах. Ресурсы второго рудного тела рассчитаны, исходя из продуктивности первого. Кроме гидротермально-метасоматических образований широко развиты кварцево-жильные зоны, по которым были отобраны и проанализированы пробирно-спектральным анализом 13 бороздовых проб. Прогнозные ресурсы рудного золота в метасоматитах и кварцево-жильных зонах на площади 31,6 км² составляют: категории P₂ – 42,4 т, категории P₃ (площадь, не вскрытая скважинами) – 94,5 т.

Ресурсы Кунар-Серебрянского золоторудного узла за вычетом площади оцененного рудного поля (130 – 31,6 = 98,4 км²) вычислены по средней продуктивности рудных узлов, равной 0,5 т/км² и составляют 49,2 т категории P₃.

Суммарные ресурсы Кунар-Серебрянского рудного узла равны: P₂ – 42,4 т, P₃ – 143,7 т, сумма 186,1 т. Ресурсы рудного золота Кунар-Серебрянского рудно-россыпного узла утверждены на НТС «Красноярскнедра» 7 июля 2008 г (протокол №03/5-130)

Ханневичский потенциальный золоторудно-россыпной узел (5.1.3. Au / RF, J, KZ) площадью 115 км² охватывает бассейн левобережья среднего течения р. Ханневича и впадающего в нее руч. Херберта.

Ханневичский узел специализирован на золото. Геологическое строение и структурно-тектоническая позиция аналогичны таковым Унгинского золоторудного узла. В поле развития образований черноцветных образований продольнинской толщи выявлены линейные зоны березитов и большое количество сгруппированных и одиночных кварцевых жил. Рудно-формационный тип объекта золото-кварцевый малосульфидный в черносланцевых толщах, в подчинённом количестве – золото-сульфидно-кварцевый и золотоносных метасоматитов березитового ряда. Вещественный состав руд – сланцы кварц-серицит-хлоритовые и кварц-хлорит-серицитовые, углеродистые с прожилково-вкрапленной кварц-сульфидной и сульфидной минерализацией. Золото свободное; возможно – тонкодисперсное в сульфидах, кварце и углистом веществе. Содержание золота 1,0-10,0 г/т

Подсчёт ресурсов категории P₃ во вторичных ореолах рассеяния на северной части потенциального рудного узла (Водораздел Унга-Херберта) проведён в соответствии с «Инструкцией...» (1983) по методике А.П. Соловова и составляет 17,5 т. Для остальной площади 92 км² может быть применена удельная продуктивность Унгинского рудного узла с прогнозными ресурсами золота по категориям P₂+P₃ 161,2 т на площади 125 км² и продуктивностью 1,29 т/км² на глубину прогноза 100м. Ресурсы категории P₃ этой площади Ханневичского узла составят 1,29 т/км² x 92 км² x 0,5 (понижающий коэффициент для новых площадей) = 59,3 т. Суммарный ресурс категории P₃ рудного узла равен 61,7 т. Паспорт учета прогнозных ресурсов, рассмотрен на НТС ФГУП ВСЕГЕИ и утвержден НТС «Красноярскнедра» 7 июля 2008 г (протокол № 03/5-130).

Начальные ресурсы (P₁+P₂) россыпного золота Ханневичского узла (215 кг – россыпь р.Ханневича и 35 кг – россыпепроявление руч. Херберта) составляют 0,25 тонны (табл. 59).

В Центральном-Челюскинском РРР площадью 900 км² оценены Кунар-Серебрянский, Унгинский, Ханневичский узлы на рудное золото. На остальную площадь Центрально-Челюскинского РРР (900-130-125-115 = 530 км²) при продуктивности 0,1 т/км² приходится 53 т рудного золота.

Начальные ресурсы россыпного золота Центральном-Челюскинского РРР вне узлов по категории (P₁+P₂) включают россыпи р. Серебрянка (верхняя), рек Кунар-Серебрянка и составляют 12,845 тонн (табл. 59).

Борзовский потенциальный золоторудный узел (Au / RF) площадью 500 м² вне района охватывает бассейн рек Борзова, Белянка, Продольная. Территория узла сложена вулканогенными образованиями лаптевской свиты, в южной части перекрытыми венд-палеозойскими отложениями и прорванными гранитодами

лодочниковского и пекинского комплексов каменноугольно-пермского возраста. Вулканиды интенсивно березитизированы, лиственитизированы, сульфидизированы. В экзоконтакте развиты роговики и кварцево-сульфидное прожилкование. Северо-восточная часть узла закрыта плейстоцен-голоценовыми полигенетическими отложениями. Золотоносными в пределах узла являются все типы сульфидной минерализации. На четырех локальных участках установлены повышенные содержания золота до 0,8-5 г/т и серебра до 10-100 г/т.

Оценка прогнозных ресурсов золота категории P_3 проведена для Борзовского потенциального рудного узла методом аналогии, исходя из удельной продуктивности по золоту рудоносных площадей-аналогов, серебра – исходя из объемов руды и среднего содержания Ag – 50 г/т.

Борзовский потенциальный рудный узел обладает набором элементов прогнозно-поисковой модели месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации. Формационным аналогом объектов Борзовского потенциального рудного узла являются такие месторождения, как Центральнинское месторождение (удельная продуктивность 1,326 т/км²), Кундат-Кундусуюльская рудная зона (удельная продуктивность 4,72 т/км² (Кемеровская область), Салаирский рудный район с месторождениями Кварцитовая сопка, Копна (удельная продуктивность 0,5 т/км²), Воронцовское рудное поле (продуктивность 62,5 т/км²).

Рудно-формационный тип объекта – золото-сульфидно-кварцевая и золото-поли-металлическая березитовая формации. Тип руды золото-серебро-сульфидный, вещественный состав руд: метаморфизованные туфы, дациты, риолиты, порфириды, порфиры и метасоматически изменённые диабазы, сланцы, метапесчаники с прожилково-вкрапленной кварц-сульфидной и сульфидной минерализацией. Морфология рудных тел – жилы, зоны прожилково-жилых метасоматических залежей, штокверки протяженностью 500-800 м, шириной от 20 до 50-60 м, мощностью жил – 2-5 м, штокверков – до 15 м. Золото в сростках с сульфидами и кварцем, частично свободное. Содержание золота – 5 г/т, серебра – 50 г/т. Ресурс руды определяется 25 млн. т.

Исходя из продуктивности 500 кг/км², площади узла 500 км² и понижающего коэффициента 0,5, ресурс рудного золота категории P_3 составит 125 т, серебра – 1250 т.

Широкинский медно-молибденоворудный узел (5.0.2 Mo, Cu, Au /С-Р) вне района располагается в среднем течении р. Гольцовая, охватывая бассейн ее левых притоков – рек Тихая и Широкая, занимая площадь 310 км². В геологическом строении узла принимают участие средне-позднерифейские углеродистые сланцы, карбонатно-метатерригенные и метавулканогенные образования, интенсивно измененные на контакте с субщелочными гранитоидами пекинского комплекса. На площади узла выявлено проявление Порфирировое, пункты минерали-

зации меди и молибдена и вторичные геохимические аномалии цветных металлов.

Оценка прогнозных ресурсов категории P_3 Широкинского потенциального рудного узла проведена методом аналогии. В качестве эталона-аналога приняты молибден-порфировые месторождения (тип Клаймакс) в протяженных зонах тектономагматической активизации платформ с рудоносными гранит-порфировыми штоками, представляющими завершающие фазы гипабиссальных гранитных интрузивов – месторождения Сорское, Бугдая, Жирекен, Ореkitкан (Россия), Клаймакс, Гендерсон, Маунт-Эммонс (США).

В пределах Широкинского потенциального рудного узла ожидаются проявления молибден-порфировой формации в гранитоидах Широкинского массива и вмещающих породах. Руды вкрапленно-прожилковые, представлены гранитами, гранодиоритами, метапесчаниками, метавулканитами серицитизированными и хлоритизированными с вкрапленностью пирита, халькопирита, молибденита и кварцевыми прожилками с гнездово-вкрапленной сульфидной минерализацией. Тип руд молибденитовый, пирит-халькопиритовый, реже магнетит-пиритовый и полисульфидный. Геолого-промышленный тип молибден-порфировый. Условия залегания рудных тел – штокверки сложной формы, приуроченные к эндо- и экзоконтактам гранитных массивов. Параметры рудных тел: площадь первые км², глубина распространения до 500 м.

Прогнозные ресурсы Широкинского узла рассчитываются методом аналогии по удельной продуктивности для рудного района (узла) равной для Mo – 5 тыс.т/км², Cu – 8800 тыс.т./км², Au 0,006 т/км², при среднем содержании: Mo – 0,085%, Cu – 0,15 %, Au – 0,01 г/т. Ресурс руды при площади узла 310 км² составляет 910 млн.т. Ресурсы металлов: Mo – 775 тыс. т, Cu – 1360 тыс.т, Au – 9,1 т.

Верхнекаменский ванадий-молибден-урановорудный узел потенциальный (5.0.3 U, Mo, V / O, C-P) вне района располагается на левобережье р. Широкая, левого притока р. Гольцовая. Площадь узла составляет 200 км² и ограничена площадью развития черных граптолитовых сланцев ордовика в приконтактной части гранитоидов лодочниковского и пекинского комплексов. Площадь урановой аэрогаммаспектрометрической аномалии над узлом составляет 40 км². По данным отчета по выполнению съемки и заверочных наземных работ, выполненных на площади проявлений Каменское и Степаново Ущелье, прогнозные ресурсы категории P_3 на суммарную площадь 390 км² составляют 40 тыс. т урана [102]. С учетом указанной площади Верхнекаменского узла, на его площади ресурсы могут составить 20,6 тыс. тонн урана.

5.2 УБ / К *Нижнетаймырский угленосный район* общей площадью около 3500 км² (не считая площади за пределами листов Т-45-48) охватывает площадь от Гафнер-фиорда до р. Нижняя Таймыра, где развиты бурые угли в угленосных

апт-альбских отожениях. Ресурсы категории ($P_1+P_2+P_3$), рассчитанные для участка левобережья Гафнер-фиорда площадью 189 км² (Угольнобухтинский угленосный узел – 5.2.1) , составляют 730 млн. тонн. Все прогнозные ресурсы Нижнетаймырского угленосного района, залегающие до глубины 300 м, по данным Л. Г. Мирошникова на 1961 год, составляют 28,14 млрд. т [91].

6 Au, Pb, Zn / RF Колосовско-Дорожнинская золоторудная минерагеническая зона потенциальная

Колосовско-Дорожнинская потенциальная золоторудная минерагеническая зона охватывает восточную часть п-ова Челюскин, побережье зал. Фаддея с впадающими реками и бассейн рек Жданова – Ленинградская. Здесь развиты образования фаддеевского лопий-карельского метаморфического комплекса, симсовской толщи кристаллических сланцев позднекарельского возраста и ранне-среднерифейские терригенно-карбонатные породы и сланцы октябрьской и ждановской толщ. Метаморфические и метаморфизованные стратифицированные образования прорваны катаклазированными гранитами рифейского возраста и умеренно-щелочными гранитами позднего палеозоя, а также мезозойскими дайками пестрого состава.

В зоне выделяются Песцовский потенциальный золоторудный узел, Трехсестерский потенциальный колчеданно-полиметаллический (золотосодержащий) узел и северная часть Барковско-Ждановского потенциального золоторудного района, минерагенический потенциал которого относится к листу S-48.

Песцовский потенциальный рудный узел вне района (6.0.1 Au / RF) площадью 280 км² специализирован на Au. Большая часть узла (200 км²) находится в пределах Большого Арктического заповедника. В геологическом строении узла принимают участие сланцы, кварциты, мрамора симсовской, октябрьской и ждановской толщ, березитизированные и разбитые кварцевыми прожилками в экзоконтакте гранитоидов снежинского позднерифейского комплекса.

Эталоном – аналогом данного потенциального золоторудного узла являются Аркачанский рудный узел Верхоянско-Колымской металлогенической провинции (уд.продуктивность 0,49 т/км²), Миндякское рудное поле Восточно-Уральской провинции, Урик-Китойский рудный узел Алтае-Саянской провинции, м-я Эльдорадо и Бабушкина гора Енисейского кряжа. Рудно-формационный тип объекта – золото-сульфидно-кварцевый, золото-полиметаллический березитовый. Вещественный состав руд – сланцы кварц-серицит-хлоритовые и кварц-хлорит-серицитовые, углеродистые сланцы с прожилково-вкрапленной золото-кварц-сульфидной минерализацией. Морфология рудных тел – штокверк, зона вкраплено-прожилковых руд, параметры рудных тел – площадь первые км², глу-

бина распространения до 300-400 м. Ресурс рудного золота по категории P₃ составляет:

$80 \text{ км}^2 \times 500 \text{ кг/км}^2 \times 0,75$ (коэффициент подобия) = 30 т, при содержании 4 г/т.

Трехсестерский потенциальный рудный узел (6.0.2 Pb, Zn / RF) площадью 350 км² расположен в истоках р. Гольцовая. Территория узла сложена ранне – среднерифейскими образованиями ждановской и октябрьской толщ, а также поздне-рифейскими вулканогенными образованиями дорожнинской и становской толщ. Отмечаются мелкие тела катаклазированных гранитов позднерифейского снежинского комплекса и ранне-среднерифейских метагабброидов северобыррангского комплекса. Широко развиты гидротермально-метасоматические изменения пород (лиственитизация и березитизация). На площади узла установлено проявление полиметаллов на участке оз. Трех сестер (Незабудка), а также пункты мигерализации геохимические аномалии и шлиховые ореолы свинца, цинка, меди.

Оценка прогнозных ресурсов категории P₃ (Pb+Zn) Трёхсестёрского потенциального рудного узла проведена методом аналогии, исходя из удельной продуктивности по свинцу и цинку полей рудоносных терригенно-флишоидных формаций филизчайского типа. Поэлементная оценка ресурсов (Pb, Zn, Au, Ag) проведена исходя из объёмов руды и предполагаемых средних содержаний элементов. Полиметаллическое проявление района оз. Трёх Сестёр "Незабудка" выявлено поисковыми работами 1975 года в линейной зоне протяжённостью 12 км. Поисково-оценочные работы 1976-77 г.г., проведенные на площади 6 км² в центральной части зоны, включали литогеохимическое опробование, наземные магнитометрию и электроразведку (МПВ), бурение скважин общим объёмом 1100 п.м., опробование керна (65 хим. анализов), спектрозолотометрию.

Узел обладает набором элементов прогнозно-поисковой модели месторождений колчеданно-полиметаллической в черносланцевых толщах формации. Формационными аналогами подобного типа являются Холоднинский рудный район Северо-Байкальской провинции и Западная металлогеническая зона Енисейской рудной провинции. В Холоднинском рудном районе находится крупнейшее в России и одно из крупнейших в мире Холоднинское месторождение свинцово-цинковых руд. Запасы руды составляют 519 млн.т., свинца – 3360 тыс. т., цинка – 21200 тыс. т. Среднее содержание цинка – 4,3%, свинца – 0,65%, серы пиритной – 20,7%. Попутные элементы – кадмий, индий, селен, теллур. Содержание серебра – 28 г/т. В близких по генезису месторождениях Озёрное и Назаровское содержание золота составляет 0,9 г/т и 0,8 г/т соответственно. В Западной МЗ Енисейской провинции расположено крупное Горевское месторождение и ряд более мелких – Крутое, Тенегинское, Линейное и другие. Запасы руды Горевского месторождения составляют 115 млн.т., свинца – 7461 тыс. т., цинка – 1814 тыс. т. Среднее содержание цинка – 1,59%, свинца – 6,46%. Особенно близким по

своим особенностям к характеристике проявлений Трёхсестёрского района является месторождение Линейное и сопровождающие его рудопроявления. Эта группа объектов выделяется в составе колчеданной галенит-сфалеритовой черносланцевой стратиформной субформации.

Прогнозные ресурсы категории P_3 полезных ископаемых Трёхсестёрского ПРУ с учетом продуктивности ($Pb+Zn$) в 10000 т/км^2 и коэффициентом подобия 0,5 составляют:

- ресурсы руды – 19,44 млн.т;
- свинца при среднем содержании 7% – 1360 тыс. т;
- цинка при среднем содержании 2% – 390 тыс. т;
- золота при среднем содержании 0,7 г/т – 13,6 т;
- серебра при среднем содержании 50 г/т – 970 т;
- кадмия при среднем содержании 0,003% – 0,6 тыс. т.

Бырангская минерагеническая субпровинция представлена частью **Тарейско-Клюевской потенциальной золоторудной зоны**, (7 Au / PZ) минерагенический потенциал которой относится к листам S-46-48 и связан с проявлениями черноцветной золотоносной формации [103].

Прогнозные ресурсы, минерагенические перспективы твердых полезных ископаемых и рекомендации для проведения последующих работ

Прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых для площади листа Т-45-48 приводятся по состоянию на 2012 год, практически не изменившись с 2008 г, когда они приводились в отчете «Оценка перспектив выявления месторождений благородных металлов на территории Таймырской складчатой области» [103].

В качестве подсчетных минерагенических подразделений для общей оценки минерально-сырьевого потенциала выделены рудные и россыпные районы и узлы, для которых имеются подсчитанные запасы и ресурсы или выполнена оценка в рамках настоящей работы (прил. 2). В подсчет не включены данные по Вальтеро – Штурмановскому потенциальному золоторудному узлу и Барковско-Ждановскому медно-золоторудному потенциальному узлу, поскольку их ресурсы установлены за пределами листа Т-45-48. Данные о параметрах, ресурсах и автограх подсчета запасов и ресурсов месторождений и проявлений приведены при их описании в главе «Полезные ископаемые».

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых по данному комплекту (прил. 3) учитывает ресурсы углеводородов, меди, молибдена, свинца,

цинка, кадмия, золота, серебра и урана в коренных объектах, а также ресурсы россыпного золота и бурого угля.

Прогнозные ресурсы впервые оцененных или переоцененных потенциальных рудных районов и узлов выполнены по категории P_3 методом аналогии с эталонными объектами. Сведения о впервые оцененных прогнозируемых объектах приведены в приложении 4.

Рассматриваемая территория сохраняет высокие **перспективы** на рудное и россыпное золото. Начиная с 1980 по 2011 г.г на о. Большевик периодически осуществлялась добыча золота из аллювиальных россыпей. Различным организациям было выдано 3 лицензии на эксплуатацию: 1 – на долину р. Студеная, 2 – на долины рек Лагерная и Голышева. К 2003 г, когда на о. Большевик поисково-оценочные работы на рудное золото, а также эксплуатационные работы были полностью прекращены, всего было добыто около 2 т золота из россыпей. Кроме того, около 100 кг золота было добыто при опытной эксплуатации Унгинской прибрежно-морской россыпи на п-ове Челюскин.

По состоянию на 1998 г А. Г. Самойловым с соавторами (ООО «Рутений» г. Норильск) суммарные запасы и ресурсы россыпного золота о. Большевик были оценены следующим образом: C_1 -9т, C_2 -5т, (P_1+P_2) – 21т, P_3 -15т, всего 50 т золота. При этом отмечено, что при переоценке запасов применительно к экономическим условиям 1998 г промышленные запасы россыпного золота о. Большевик вряд ли превышают 10 т. В том же году ЦНИГРИ утвердило по состоянию на 1998 г запасы и ресурсы о. Большевик на 18,5 т меньше в количестве: (C_1+C_2) – 8т, P_1 -1т, P_2 -13,5т, P_3 – 10т, а по россыпному золоту п-ова Челюскин 4т (P_1+P_2) . В 2003 г ЦНИГРИ апробировало ресурсы россыпей по Таймырскому АО в количестве P_3 – 10 т, P_2 -15 т, P_1 – 1т.

В настоящее время, на 2011 г в юго-восточной части о. Большевик продолжается добыча золота из россыпей организацией РБК «Сервис-Сезар», с ежегодной добычей от 180 до 370 кг.

Среди золоторудных объектов ведущее значение могут иметь проявления золото-кварцевой формации Озернинского, Паландерского, Серебрянского рудно – россыпных узлов и Подъемнинского потенциального золоторудного района, рекомендованных для поисков коренного золота масштаба 1:50 000 [103].

В Тора-Каменском золоторудно-россыпном районе рекомендуется лицензирование площадей для выполнения поисковых, разведочных, добычных работ на россыпи золота в бассейне рек Тора, Каменка, Нора, на россыпи Водораздельная и на приморской равнине. По рудному золоту рекомендуется лицензирование площадей для производства поисково-оценочных работ на рудопроявлениях, выявленных при съемке м-ба 1:50 000.

Рекомендуется для лицензирования площадь Верхнекаменского потенциального ванадий-молибден-урановорудного узла как подготовленного договорными прогнозно-ревизионными работами на золото, уран и полиметаллы [103].

На площади Борзовского золоторудного, Широкинского медно-молибденовурудного и Трехсестерского колчеданно-полиметаллического потенциальных узлов рекомендуется постановка специализированных прогнозно-поисковых работ м-ба 1:200 000, 1:100 000 и 1:50 000.

Особого внимания заслуживают перспективы нефтегазоносности акватории и арх. Северная Земля, обретающие в настоящее время реальные очертания после проведения сейсмических работ ОАО СМНГ и морских геолого-геофизических работ по настоящему объекту. Давно назревшей представляется бурение параметрической скважины, а наиболее подходящим местом ее заложения является остров Пионер архипелага Северная Земля и (или) вал Наливкина на акватории Карского моря.

В отношении регламентированных геологическим заданием выяснения перспектив поисков месторождений хромита, платиноидов, бериллия, редких земель нами дается отрицательная оценка в связи с малыми масштабами развития, низкими содержаниями и крайне неблагоприятной инфраструктурой.

Для ряда узлов и районов перспективы продолжения работ ограничены их расположением на территории Большого Арктического заповедника (Песцовский золоторудный узел потенциальный, Кировская угленосная зона потенциальная на о.о Сергея Кирова, Бирулинский мусковит-бериллиевоурудный район на площади арх. Норденшельда).

Слабая освоенность района, труднодоступность, неблагоприятные природные условия делают малоперспективными дальнейшие работы по поискам практически всех полезных ископаемых, кроме нефти и золота.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Основным источником информации при изучении геоэкологической обстановки в акватории, на островах архипелага Северная Земля и северном побережье полуострова Таймыр послужили материалы геолого-геофизических исследований Северной партии ФГУНПП ПМГРЭ по геологическому доизучению площади листов Т-45-48, проведенных в 2008-2009 годах.

Эколого-геологическая схема и объяснительная записка к ней составлены в соответствии с требованиями инструкции по составлению и подготовке к изданию листов ГГК РФ масштаба 1:200000 и 1:1000000 (третье поколение).

ТИПЫ РЕЛЬЕФА И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Геологическая составляющая природной среды, влияющая на экологическую обстановку, включает природные и техногенные объекты и процессы. Главной особенностью эколого–геологической обстановки района является ее формирование в условиях, характерных для арктических областей – континентальная арктическая пустыня (на суше) и арктический шельф.

Основными геологическими факторами, которые могут оказаться неблагоприятными для растительного и животного мира, а также для обитания и деятельности человека, являются исходный состав и масштабы развития геологических объектов, способы и интенсивность их разрушения, процессы переотложения и накопления вещества.

В исследуемом районе поступление вещества в современные осадки происходит преимущественно с *участков денудации*, которым на суше отвечают площади развития низкогорно-холмистого и холмистого рельефа с высотами от 200 до 900 м и от 0 до 200 м, соответственно. *Первый тип рельефа (1)* характерен для северного склона Горного Таймыра и для северной приледниковой части о. Большевик, где развиты каменистые платообразные возвышенности и гряды устойчивых к выветриванию осадочных и метаморфических пород, разделенные поверхностями выравнивания. Склоны и поверхности выравнивания покрыты глыбово-щебнистыми отложениями с глинистым заполнителем. Характерны неустойчивые в условиях вечной мерзлоты осыпи, оползни. Склоны имеют крутой, а то и обрывистый характер. На склонах и водоразделах нередко присутствуют многолетние снежники. Пешеходная и транспортная проходимость крайне затруднена. *Второй тип (2) рельефа* характерен для останцов поверхностей выравнивания высотой около 200 м на полуострове Челюскин, в приледниковой части крупных островов архипелага Северная Земля, а также для отпрепарированных гранитоидов архипелага Норденшельда и органогенных известняков островов Самойловича и архипелага Седова. Характерны глыбово-щебнисто-дресвяные с глинистым наполнителем отложения, курумники, обрывы, иногда гладкие до отполированных наклонные поверхности. Растительность и почва на участках денудации суши практически отсутствуют.

На акватории участкам денудации отвечают подводные прибрежные выходы коренных пород, пологонаклонная прибрежная равнина на глубинах до 50 м (тип 7а) и останцы мелководного (50 м) плато, сложенные раннемеловыми терригенно-угленосными отложениями (тип 7б). Вдоль берегов, сложенных прочными осадочными, метаморфическими и магматическими (преимущественно интрузии гранитов) породами, на дне прибрежной равнины преобладают гравийники и пески, а у берегов, сложенных мезозойско-кайнозойскими отложениями, развиты алевриты и пелиты. Останцы раннемеловой поверхности окружены чистыми песками. Участки подводной денудации опасны отмелями и подводными скалами.

Участкам *транспортировки* на суше отвечают кары, цирки, выводные ледники и зоны трещиноватости в ледниках (тип 3) архипелага Северная Земля. Особенно опасны зоны трещиноватости, плохо различимые под покровом снега и фирна. В летнее время на ледниках образуются озера и водные потоки в ледяных берегах, чрезвычайно опасные для передвижения. На свободных ото льда площадях области транспортировки располагаются на пологонаклонных террасирован-

ных поверхностях, интенсивно расчлененных постоянными и временными водотоками (тип 4). Для участков транспортировки характерны дресва и щебень, делювиально-солифлюкционные супеси, суглинки, во время оттайки – обводненность, иногда зыбучие грунты (на отложениях J_3-K_1). Почвы арктического типа с низким содержанием гумуса и скудная растительность, представленная преимущественно лишайниками.

Участкам транспортировки на ш е л ь ф е (глубины до 200 м) отвечают склоны, наклонные подводные террасы, долинообразные понижения с уклоном (тип 8), поверхности которых покрыты смешанными песчано-алевритопелитовыми осадками. На крайнем северо-востоке происходит транспортировка материала на континентальном склоне (тип 9), покрытом чистыми пелитами.

Характерной особенностью полярных областей является резкое преобладание терригенного материала. Перенос вещества осуществляется, в основном, гравитационным путем. Привнос материала дрейфующими льдами и айсбергами, в соответствии с направлениями дрейфа льда, возможен только с востока. Во взвешенном состоянии происходит разнос небольшой доли материала тальми водами и течениями преимущественно с юго-запада на северо-восток. В северо-западную часть акватории может незначительно привноситься тонкодисперсный материал теплыми глубинными течениями с запада.

Аккумуляция материала на с у ш е происходит в нижней части крупных речных долин с песками и супесями и на озерно-болотных равнинах (тип 5), покрытых сплошным покровом мхов и лишайников с почвами до 10 см мощностью. На островах архипелага Северная Земля к телам атмосферной аккумуляции (тип 6) относятся покровные ледники.

На а к в а т о р и и аккумуляция материала происходит на поверхности холмистых (тип 10 а) или выровненных (типы 10 б и 12) подводных равнин и в днищах шельфовых желобов (тип 11). Подводные равнины глубиной до 200 м покрыты осадками алевропелитовой размерности, в то время как на более глубоких равнинах и в желобах преобладают пелиты.

ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ

Природные опасности

Наличие природных э к з о г е н н ы х опасностей в значительной мере определяется влиянием процессов, характерных для полярных областей – низкие температуры, вечная мерзлота и оледенение, льдистость акватории.

На суше широко развиты процессы физического выветривания, приводящие к образованию курумов, оседанию массивов горных пород и формированию крупноглыбовых осыпей. В период оттайки отмечается интенсивное заболачивание тундры, грязевые потоки и оползни на склонах. Широко развитое оледенение архипелага Северная Земля осложняет передвижение по островам из-за обилия трещиноватых участков, являющихся в прибрежных частях источниками айсбергов, затрудняющих плавание в проливах и на открытой части акватории.

К природным **эндогенным** опасностям можно отнести повышенную сейсмичность север-северо-восточной части о. Октябрьской Революции, где отмечались землетрясения до 5 баллов по шкале Рихтера.

Определяющими критериями *геохимической устойчивости ландшафтов* в нашем районе являются малый объем биомассы на суше и значительное развитие пелитов, имеющих высокую сорбционную способность, на акватории. Указанные факторы позволяют оценить геохимическую устойчивость как среднюю или низкую. Из критериев оценки *геодинамической устойчивости* необходимо указать высокую льдистость, низкую среднегодовую температуру и слабую закрепленность поверхности растительностью, чем определяется низкая оценка геодинамической устойчивости ландшафтов. В целом оценка геохимической и геодинамической устойчивости только подтверждает высокую уязвимость арктической природы.

Техногенные опасности

К *техногенным объектам*, нарушающим экосистемы района, относятся территории законсервированных полярных поселков разного ведомственного подчинения на островах Карского моря и побережье полуострова Таймыр. Как правило, указанные объекты окружены свалками бытового и производственного мусора и соседствуют со складами горюче-смазочных материалов (ГСМ), хранящихся в емкостях и бочкотаре. Наиболее крупными и к настоящему времени сильно запущенными в связи с малой эксплуатацией объектами являются аэродромы на о. Средний и м. Челюскин, а также законсервированная погранзаезда в бухте Зимовочная. Посещенные нами законсервированные полярные станции архипелага Норденшельда (о. Правды, о.Тыртов, о. Восточный Гейберга) разрушаются как естественным путем, так и бесчинствами белых медведей, легко проникающих в брошенные жилые и научные постройки.

Донные осадки акватории загрязняются плавающими в районе судами, тонкодисперсными продуктами промышленного происхождения, поступающими воздушным и водным путем, а также попадающими в прибрежные воды мусором и горючим из расположенных непосредственно на берегу поселков. Справедливости ради нужно отметить, что загрязнение акватории судами в настоящее время стало минимальным в связи с практическим отсутствием полярной навигации. Так, за полтора месяца 2008 и два месяца 2009 годов (август – сентябрь) в пределах нашего района прошли в общей сложности 6 судов.

ЭКОЛОГО–ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

В настоящем разделе впервые приведены материалы по эколого-геохимической характеристике современных донных осадков акватории, растительности и почв района.

Эколого-геохимическая характеристика донных осадков акватории

Изучение загрязнения современных донных осадков Карского моря, выполненное в ходе морских геолого–геофизических работ во время рейсов НЭС «Фритьоф Нансен» в 2008 и 2009 годах, а также в процессе камеральной обработки собранных материалов, было ограничено замерами естественной радиоактивности и определением содержаний тяжелых металлов и радионуклидов. Учитывая специфику района, в пробах донных отложений не анализировались загрязнители агротехногенного происхождения, а также компоненты нефти и нефтепродуктов, хотя на смежной к юго-западу площади листа S-41-44 отмечается вынос техногенных загрязнителей из крупных рек.

Оценка эколого-геологической обстановки и составление эколого-геологической схемы акватории проведены по результатам анализов донных отложений из интервала 0-3 см. Характер осадков – пелитовые полужидкие образования с биогенным материалом. Виды опробования – ковшовое и ударными трубками.

Тяжелые металлы

Тяжелые металлы являются главным компонентом загрязнения морской среды. В наших условиях они поступают в исследуемую акваторию из коренных выходов пород на дне, с берегов полуострова Таймыр и островов, при транспортировке льдами и течениями, а также при выпадении вместе с атмосферными осадками. В связи с тем, что значения предельно–допустимых концентраций (ПДК) для большинства элементов в донных осадках не определены, выделение аномалий производилось путем сравнения со средними содержаниями (табл.61). Полученные результаты сравнивались с данными, приведенными в справочной литературе.

Содержания тяжелых металлов определялись полуколичественным спектральным анализом, в связи с чем объективная оценка загрязнения целым рядом элементов, рекомендованных для учета, оказалась невозможной. К неучтенным элементам относятся As (кроме ураганных содержаний), Cd, Hg и Sb, ПДК которых в несколько раз ниже чувствительности анализа, а также F и Se, которые полуколичественным спектральным анализом не определяются. Сказанное относится также и к приведенным в следующем разделе данным по геохимической характеристике почв.

Геохимической особенностью донных осадков акватории района является резко повышенное по сравнению с кларком для глин содержание мышьяка, а также повышенное содержание марганца. Донные осадки акватории нашего района являются не загрязненными по сравнению с указанными в литературе ПДК единичных элементов для грунтов III класса загрязненности.

Таблица 61

Содержание (г/т) тяжелых металлов в донных осадках восточной части Карского моря (интервал опробования 0-3 см) – 224 пробы

| Элемент | Класс Опасн. | Чувств. опред | min | max | среднее | Коэф. вар. | К _к max | Кларк в глубоководных ос. (1). | Кларк в гли-Нах (2) | ПДК (3) |
|---------|--------------|---------------|-----|-------|-------------|------------|--------------------|--------------------------------|---------------------|---------|
| Zn | 1 | 20,0 | <30 | 200 | 100 | 0,5 | 2 | 165,0 | 95,0 | >400,0 |
| Pb | 1 | 1,0 | 7 | 50 | 23 | 0,4 | 2 | 80,0 | 15,0 | >200,0 |
| Cr | 2 | 3,0 | 10 | 150 | 62 | 0,5 | 2,5 | 90,0 | 90,0 | - |
| Co | 2 | 1,0 | <5 | 50 | 18 | 0,6 | 3 | 7,4 | 19,0 | - |
| Ni | 2 | 1,0 | 5 | 150 | 39 | 0,5 | 4 | 225,0 | 70,0 | >100,0 |
| Cu | 2 | 1,0 | <20 | 70 | 28 | 0,4 | 2,5 | 250,0 | 55,0 | >400,0 |
| V | 3 | 3,0 | 10 | 300 | 126 | 0,5 | 2,5 | 120,0 | 150,0 | - |
| Mn | 3 | <100,0 | 150 | 10000 | 2300 | 0,8 | 4 | 6700,0 | 700,0 | - |
| As | 1 | <50 | <50 | 200 | 39 | 0,8 | 5 | | 5,0 | - |

Примечание: прочерк -нет данных;

(1) Краткий справочник по геохимии, М., Наука, 1977,

(2) Требования к производству и результатам многоцелевого картирования масштаба 1:1000000, М., ИМГРЭ, 1999,

(3) Gerlach S.A., Marine pollution diagnostics and therapic, 1981, 380 p., (для грунтов III класса загрязненности).

В районе желоба Воронина и западной части пролива Вилькицкого выделены приведенные на схеме ореолы повышенных относительного фоновых (Кк более 2, но менее 8) содержаний As, Zn, Co, Pb, Cr и Ni. Пространственно ореолы отвечают участкам выхода на поверхность юрско-меловых отложений, обогащенных указанными элементами. Точечные аномалии мышьяка (до 200 г/т) отмечены в западной части акватории.

Анализируя общий характер загрязнения поверхностного слоя донных осадков акватории (интервал 0-3 см), можно сказать, что уровень загрязнения минимальный. Суммарный коэффициент концентрации на большей части акватории < 8,0. Категория загрязнения допустимая, экологическое состояние удовлетворительное. Установленные средние содержания по ряду элементов значительно ниже тех, которые даны в справочной литературе для глинистых глубоководных осадков и близки к содержаниям в глинистых сланцах. На площади совмещенных ореолов тяжелых металлов фиксируется умеренно опасная категория загрязнения, что отвечает напряженному экологическому состоянию.

Радионуклиды

Радиотехногенное загрязнение изучалось в верхнем слое донных осадков. Естественная радиоактивность измерялась на борту судна с помощью радиометра СРП-88-Н. Содержания естественных и искусственных радионуклидов определялись гамма-спектрометрическим методом (Центральная лаборатория СЗФ «Невскгеология» ФГУП «Урангео»). Результаты статистической обработки данных по радиоактивному загрязнению акватории архипелага приведены в таблице 62. К аномальным отнесены пробы с более чем двукратным превышением относительно порога чувствительности метода.

Проведенные радиометрические исследования донных отложений района работ показали, что они затронуты процессами радиотехногенного загрязнения.

¹³⁷Cs. Присутствует в 61 пробе из 180 в содержаниях от 3 до 16 Бк/кг. Пространственно пробы со значимым содержанием цезия расположены незаконмерно по всей акватории. Площадные ореолы аномальных содержаний установлены в южной прибрежной части акватории. Наиболее высокие концентрации отмечены в Таймырском заливе и на крайнем юго-западе площади листов.

Необходимо отметить, что в глубоководной части акваторий ¹³⁷Cs находится в растворенном виде и в осадках не определяется, а вот в прибрежной части выпадает в осадок и обнаруживается в грубозернистых фациях. Загрязнение отчетливо связывается с воздушными испытаниями на новоземельском полигоне в середине прошлого века, когда радиоактивное облако распространилось далеко к востоку.

⁶⁰Со в донных осадках не зафиксирован.

**Радиотехногенное заражение донных осадков восточной части Карского моря
(интервал 0-3 см) – 224 пробы**

| Химические элементы | Чувствительность определения (Бк/кг) | Содержания (Бк/кг) | | |
|---|--------------------------------------|--------------------|------|------------------|
| | | Max. | Min. | Среднее |
| ^{60}Co | 1 | | | <1 |
| ^{137}Cs | 3 | 16 | <3 | Не подсч. |
| ^{232}Th | 7 | 55 | <7 | 29 |
| U (экв. ^{226}Ra) | 8 | 54 | <8 | 30 |
| ^{40}K | 30 | 734 | 151 | 500 |
| $A_{\text{эфф.}} = A_{\text{Ra}} + 1,31A_{\text{Th}} + 0,085A_{\text{K}}$ | | 199 | 151 | 173 |
| М (естественная радиоактивность) | 0,3 мкр/час | 5,5 | 1,5 | 2,5 |

Радионуклиды природного происхождения – ^{40}K , ^{232}Th , ^{226}Ra характеризуются невысокими значениями активности. Аномальных значений относительно средних содержаний не зафиксировано. Значения Аэфф значительно ниже допустимых.

Естественная радиоактивность (М) измерялась радиометром как в ковшовых пробах, так и в керне ударных трубок. Среднее значение (М) в поверхностных пробах 2,5 мкр/час, что в 10 раз ниже ПДК, определенного для почв.

Эколого-геохимическая характеристика почв

Почвы района относятся к арктическому типу с низким содержанием гумуса и $S_{\text{орг}}$ (около 3%). Почвообразовательные процессы крайне замедлены, что препятствует формированию сплошного почвенно–растительного покрова. Пробы почв были отобраны в точках десантных посещений преимущественно по побережью п-ва Зари, островов арх. Норденшельда и по западному побережью полуострова Челюскин, а также по профилям на детальных участках в местах техногенного воздействия. Пробы исследованы на содержания тяжелых металлов, радионуклидов и, в местах хранения ГСМ, на содержание нефтепродуктов.

Тяжелые металлы

Содержания тяжелых металлов определялись полуколичественным спектральным анализом, в связи с чем оказались учтены не все рекомендованные при экологических исследованиях элементы (см. раздел «Современные донные осадки акватории»). Статистические параметры распределения тяжелых металлов и сравнение их с ПДК для почв приведены в таблице 63.

Эколого–геохимическими особенностями почв являются повышенные относительно ПДК содержания Zn (1 класс опасности) и Co (2 класс опасности). В отдельных пробах отмечены незначительные (в 2 раза выше ПДК) аномалии меди и никеля. Слабоконтрастный ореол свинца зафиксирован в почвах полуострова Таймыр (от о. Гыдояма до м. Гелленори) и южных островов архипелага Норденшельда.

Таким образом, рассматривая загрязнение тяжелыми металлами в целом по площади, можно сказать, что оно носит природный характер и является минимальным или слабым. Категория загрязнения – допустимая и умеренно-опасная.

Радионуклиды

Радиотехногенное загрязнение.

^{137}Cs отмечен в 17 пробах из 93 в количестве от менее 1 до 25 Бк/кг. Практически все пробы сконцентрированы на юге площади от островов Белуха и Прологоватый на западе до бухты Книповича на востоке (табл.64). Наиболее высоко-

Содержание (г/т) тяжелых металлов в почвах восточного побережья Карского моря

| Химические элементы | Класс опасности | Чувствительность определения | Содержания | | | ПДК для почв |
|------------------------|-----------------|---------------------------------|------------|------|---------|-----------------|
| | | | Max. | Min. | Среднее | |
| Zn | 1 | 20,0 | 200 | 30 | 98 | 23,0 |
| Pb | 1 | 1,0 | 30 | 7 | 21 | 20,0 |
| Cr | 2 | 3,0 | 200 | 10 | 70 | 100,0 |
| Co | 2 | 1,0 | 40 | 5 | 9 | 5,0 |
| Ni | 2 | 1,0 | 150 | 5 | 15 | 35,0 |
| Cu | 2 | 1,0 | 100 | <20 | 25 | 35,0 |
| V | 3 | 3,0 | 150 | 10 | 51 | 150,0 |
| Mn | 3 | <100,0 | 1000 | 150 | 500 | 1500,0 |

Для оценки загрязнения по V и Mn использовались данные «Требования к производству и результатам многоцелевого геохимического картирования масштаба 1:1000000», М., ИМГРЭ, 1999;

по Zn, Pb, Co использовались данные «РД 52, 18, 575-96», 1999;

для Cr, Ni, Cu - «Региональный норматив», 1996

**Характеристика загрязнения радионуклидами почвы восточного побережья
Карского моря (93 пробы)**

| Химические элементы | Чувствительность определения (Бк/кг) | Содержания (Бк/кг) | | |
|---|--|--------------------|------|------------|
| | | Max. | Min. | Среднее |
| ^{60}Co | <1 | | | <1 |
| ^{137}Cs | 1 | 25 | <1 | 2,5 |
| ^{232}Th | 7 | 69 | <7 | 30 |
| U (экв. ^{226}Ra) | 5 | 121 | 7 | 35 |
| ^{40}K | 30 | 1318 | 125 | 525 |
| $A_{\text{эфф.}} = A_{\text{Ra}} + 1,31A_{\text{Th}} + 0,085A_{\text{K}}$ | | 218 | 89 | 143 |
| M (естественная радиоактивность) | 0,3 мкр/час | 140 | 2 | 25 |

кие концентрации зафиксированы на островах Известий ЦИК (22-23 Бк/кг), на крайнем западе п-ва Зари (25 Бк/кг) и на побережье Таймырского залива (13-15Бк/кг). ^{60}Co в пробах почв не установлен.

Естественная радиоактивность (**М**) грунтов измерялась радиометром СРП-86Н во время полевых работ 2008-2009 гг. Максимальные установленные значения (до 50 мкр/час) имеются на участках развития микроклиновых гранитов на полуострове Зари. По данным масс-спектрометрического анализа, содержания урана и тория не превышают кларковых.

Радионуклиды п р и р о д н о г о происхождения – ^{40}K , ^{232}Th , ^{226}Ra характеризуются невысокими значениями активности. Значения Аэфф значительно ниже допустимых.

Нефтепродукты

Проведенное профильное опробование бывших участков хранения ГСМ на островах Средний, Правды, Тыртов, Гейберга и на м. Челюскин показало, что в ряде мест на локальных участках, особенно на площадках ГСМ и свалках, имеется весьма значительное загрязнение нефтепродуктами. Содержания нефтепродуктов в единичных пробах достигают чрезвычайно опасных концентраций (табл. 65). Особенно напряженная обстановка сложилась на площади бывшего аэропорта Челюскин.

Приведенные в таблице результаты показывают, что практически везде, за исключением бывшей полярной станции на о. Тыртов, необходима рекультивация территории. Для уменьшения загрязнения территории склады ГСМ должны, по возможности, располагаться на участках с песчаными грунтами, более способными к самоочищению.

В целом опробованные почвы по сумме всех приведенных результатов имеют среднюю, реже слабую степень загрязнения.

Эколого-геохимическая характеристика растительности

Р а д и о т е х н о г е н н о е з а г р я з н е н и е. Пробы растительности (мхов и лишайников) для определения радиоактивного загрязнения отбирались во время полевых работ 2008 и 2009 годов сотрудниками Северной партии ПМГРЭ. Отбор производился совместно с отбором почвы. Параметры загрязнения растительности по пробам со значимым содержанием загрязняющих элементов приведены в таблице 66. В качестве аномальных приняты значения, более чем в два раза превышающие средние содержания в растениях района.

^{137}Cs установлен практически во всех пробах в содержаниях от 6 до 238 Бк/кг. Пробы с наиболее высокими содержаниями (70-130 Бк/кг) сконцентрированы на побережье от острова Сорокина до зал. Книповича. Самые высокие (170-240

Содержания нефтепродуктов в почвах населенных пунктов в местах хранения ГСМ

| Участок | Общее количество проб | Содержание нефтепродуктов (г/т) | | | |
|---|-----------------------|---------------------------------|----------------------------|-------------------|---------------------------|
| | | Допустимое <2000 | Умеренно опасное 2000-3000 | опасное 3000-5000 | Чрезвычайно опасное >5000 |
| Зал. Бирули (законсерв. разведка на мусковит) | 20 | 18 | 1 | нет | 1 (35100) |
| О. Правды (законсервированная полярная станция) | 10 | 4 | 1 | 5 | нет |
| О. Тыртов (законсервированная полярная станция) | 9 | 9 | нет | нет | нет |
| О-ва Гейберга (законсервированная полярная станция) | 10 | 7 | нет | нет | 3 (5440, 14130, 60800) |
| О. Средний (взлетно-посадочная полоса) | 61 | нет | нет | 1 | 1 (14800) |
| М. Челюскин (Аэропорт) | 40 | 9 | 2 | 6 | 23 (от 5980 до 132400) |

Характеристика загрязнения радионуклидами растительности восточного побережья Карского моря (106 проб)

| Химические элементы | Чувствительность определения (Бк/кг) | Уд. Активность (Бк/кг) | | |
|-----------------------------|--------------------------------------|----------------------------|------|------------|
| | | Мах. | Min. | Среднее |
| Cs ¹³⁷ | 5 | 158 | <5 | 44 |
| Co ⁶⁰ | 1 | В двух пробах - 18,8 и 3,2 | | |
| Th ²³² | 7 | 61 | <7 | 25 |
| U (экв. Ra ²²⁶) | 2 | 37 | 2 | 8 |
| K ⁴⁰ | 40 | 826 | <40 | 320 |

Характеристика загрязнения радионуклидами растительности восточного побережья Карского моря (106 проб)

| Химические элементы | Чувствительность определения (Бк/кг) | Уд. Активность (Бк/кг) | | |
|-----------------------------|--------------------------------------|----------------------------|------|------------|
| | | Max. | Min. | Среднее |
| Cs ¹³⁷ | 5 | 158 | <5 | 44 |
| Co ⁶⁰ | 1 | В двух пробах - 18,8 и 3,2 | | |
| Th ²³² | 7 | 61 | <7 | 25 |
| U (экв. Ra ²²⁶) | 2 | 37 | 2 | 8 |
| K ⁴⁰ | 40 | 826 | <40 | 320 |

Бк/кг) содержания отмечены на островах Известий ЦИК в непосредственной близости к западной рамке нашей площади.

⁶⁰Со в количестве 18,8 Бк/кг и 3,Бк/кг отмечен в лишайниках на о. Сухой (западный борт пролива Шокальского) и на востоке о. Нансена, соответственно.

Аномалий *природных радиоизотопов* не установлено

ОЦЕНКА ЭКОЛОГО – ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ И РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ОХРАНЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Эколого–гелогическая оценка по представительности приведенных сведений заметно различается для акватории и суши. Загрязнение акватории техногенными компонентами практически отсутствует, за исключением радионуклидов, а содержания природных загрязняющих веществ достигают умеренно-опасных значений. Эколого–геологическую обстановку на акватории, особенно с учетом расположением района в высоких полярных широтах с наличием специфических природных опасностей можно оценить как удовлетворительную в центральной части, и как напряженную – на северо-западе (ореолы тяжелых металлов) и юге (тяжелые металлы и радионуклиды).

Эколого–геологическая обстановка на суше определяется, в первую очередь, природными опасностями и заметным природным загрязнением почв (Zn, Co). Ситуацию в целом можно оценить также как напряженную, а на площади отдельных населенных пунктов – как кризисную. К сожалению, большая часть островов и материка не может получить объективной оценки, поскольку в комплекс проводившихся ранее работ экологические исследования не входили, а в ходе ГДП обследовать столь значительную площадь физически невозможно.

Степень техногенного загрязнения района, в целом, не очень значительна, в связи с чем необходимо сохранить эту площадь от возможного дальнейшего загрязнения и рекультивировать площади, занятые свалками и складами ГСМ.

На участках отмеченного радиотехногенного загрязнения необходим мониторинг содержаний радионуклидов. На акватории необходимо исследование состояния придонного слоя воды, где в растворенном состоянии могут присутствовать радионуклиды, отсутствующие в донных осадках.

Исследования почв донных осадков акватории необходимо дополнить аналитическими методиками, позволяющими определить содержания As, Cd, Hg, Sb, F и Se. На акватории необходимо изучение загрязнения донных осадков хлорорганическими соединениями, углеводородами и прочими техногенными поллютантами, тем более что по смежным листам к югу такие сведения приводятся.

Крайне желательно изучение снегового и фирнового покрова для определения степени атмосферного загрязнения.

Значительная часть суши и полоса акватории на расстоянии в 2 км относятся к территории Большого Арктического заповедника, на площади которого запрещены практически все геологические виды работ, да и просто посещение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работы по объекту «Создание комплекта Госгеолкарты-1000 (третье поколение) на листы Т-45-48» проводились с 2007 по 2011 год с выполнением полевых работ в 2008 и 2009 годах. Площадь работ составляет 252 000 км², в том числе площадь суши, включающая острова архипелага Северная Земля, северный Таймыр и малые острова – 58 700 км².

Геологическое строение района работ очень сложное, поскольку он находится на стыке трех надпорядковых структур – Карской плиты, Таймыро-Североземельская складчатой области и континентального склона глубоководной котловины Нансена.

В задачи, поставленные перед исполнителями в соответствии с техническим заданием, входило решение вопросов по всем аспектам геологического строения региона – стратиграфии (от раннего протерозоя до неогена и четвертичных отложений), магматизма, полезных ископаемых, тектоники, истории геологического развития, минерагенических перспектив, геоэкологии.

Первоочередной задачей проведения полевых работ являлось создание на акватории регулярной сети (20x30 км) сейсмоакустических профилей и донного опробования. Эту задачу удалось решить только для акватории Карского моря, поскольку из-за тяжелой ледовой обстановки судно не смогло пройти в море Лаптевых, крайняя северо-западная часть которого, незначительная по площади, входит в территорию листов Т-45-48. Комплекс морских работ включал сейсмоакустическое профилирование, донное опробование ковшами и ударными трубками глубиной до 3,5 м, радиометрические наблюдения, шлиховое опробование и отбор проб для литогеохимических, газово-геохимических, палинологических, микрофаунистических, гранулометрических, рентгено-структурных и эколого-геологических исследований.

В процессе полевых работ проводился люминесцентно-битуминологический анализ, петрографическое описание донно-каменного материала и литологическое описание ковшовых проб и керна ударных трубок. На участках контрастных магнитных аномалий на акватории проводились опытно-методические работы по их заверке магнитометрическими наблюдениями с борта судна на воздушной подушке «Хивус-10».

На суше в 2008-2009 годах удалось провести десантные работы на островах Белуха, Продолговатый, Гыдояма, Сорокина, Фирнлея, Гейберга, Сергея Кирова (острова Исаченко, Кирова), Самойловича, архипелага Норденшельда (острова Нансена, Таймыр, Боневы, Правды, Тыртов, Бианки, Норд, Русский), на северо-западном побережье полуострова Таймыр, северном и западном побережье полуострова Челюскин. На островах архипелага Северная Земля в 2007 году в рамках

экспедиции «Арктика-2007» были отработаны мыс Массивный и участок р. Ровная на востоке острове Октябрьской Революции, а также мелкие острова у восточного побережья того же острова. В 2009 году были проведены десантные работы на о. Средний. Намечавшиеся для доизучения участки на островах Октябрьской Революции и Большевик посетить не удалось из-за многокилометровых сплоченных льдов вдоль берегов, исключивших возможность высадки с корабля.

В состав работ на материке и островах входили геологические маршруты с отбором проб для аналитических исследований состава и возраста пород, составление опорных разрезов, литогеохимическое, шлиховое, гидрогеохимическое, геоэкологическое опробование, наземные магнитометрические работы, радиометрические наблюдения, небольшой объем бороздового и точечного опробования. На площади действующих и законсервированных поселков проводилось профильное эколого-геохимическое опробование почвы в местах хранения ГСМ.

Лабораторные исследования собранного каменного материала включали следующие виды анализов: макро- и микрофаунистические, палинологические, granulометрические, петрографические, рентгеноструктурные, геохронологические, спектральные, силикатные, масс-спектрометрические (определение содержания золота, урана и тория), газово-геохимические, битуминологические, каппаметрические, углепетрографические, технический анализ углей, определения содержания радионуклидов в почвах и растительности, а также нефтепродуктов в почвах. Результаты некоторых исследований поступают до сих пор.

В камеральный период проводилась обработка собранных материалов, сбор и переинтерпретация материалов предшествующих работ, составление сводок, обобщений, рабочих макетов карт, составление базы данных. В декабре 2010 года была составлена и защищена на НРС опережающая геофизическая основа.

По материалам собственных и предшествующих работ составлен комплект ГГК-1000/3, включающий:

- карты масштаба 1:1 000 000 – геологическая дочетвертичных образований, геологическая четвертичных отложений, литологическая поверхности дна, геоморфологическая, полезных ископаемых и закономерностей размещения полезных ископаемых.

- схемы масштаба 1:2 500 000 – тектоническая, глубинного строения, нефтегазоносности, прогноза полезных ископаемых, эколого-геологическая.

- схемы масштаба 1:5 000 000 – тектонического районирования, минерагенического районирования, оценки экологического состояния геологической среды.

Вспомогательные карты масштаба 1:1 000 000 размещены в базе данных (карты петрографического состава донно-каменного материала – 2 шт; карты состава тяжелой фракции донных отложений – 2 шт; карты результатов битуминологических и газово-геохимических исследований донных отложений – 5 шт).

Получены следующие новые материалы :

Стратиграфия.

1. По данным определения изотопного возраста детритовых цирконов уточнен возраст (нижняя граница) протерозойских образований:

- фаддеевский метаморфический комплекс отнесен к лопию-раннему карелию;
- возраст октябрьской и ждановской толщ определен как ранне-среднерифейский;
- подтвержден позднерифейский возраст становской толщи и лаптевской свиты.

2. По результатам переинтерпретации видового состава микрофоссилий путем сопоставления с фаунистически охарактеризованными толщами, а также в соответствии с возрастом детритовых цирконов:

- возраст флишоидных отложений полуострова Челюскин определен как ранне-среднекембрийский (ранее считались рифей-вендскими);
- возраст рифей-вендских отложений о. Большевик определен как кембрийский-раннеордовикский;
- на севере о.Большевик выделена алексеевская толща позднедевонского-раннекаменноугольного возраста;
- подтвержден раннекембрийский возраст некрасовской толщи на о. Октябрьской Революции.

3. Возраст пород рифей-вендской мининской толщи и ранне-среднерифейской ленивенской серии на акватории, островах архипелага Норденшельда и северном побережье полуострова Таймыр по изотопным датировкам детритовых цирконов признан одинаковым и они отнесены условно к раннему-среднему кембрию в связи с присутствием значительного количества цирконов венд – раннекембрийского возраста.

4. На острове Октябрьской Революции для девонских отложений принята схема расчленения, рекомендованная Межведомственной стратиграфической группой под руководством В. Вл. Меннера. В указанной схеме ликвидировано разделение отложений на две структурно-фациальных зоны, как это было сделано на ГКК-1000/2.

5. На акватории по результатам сейсмоакустических наблюдений, определениям микрофауны и переотложенного спорово-пыльцевого комплекса выделены на поднятиях выходы пермо-триасовых, триасово-юрских, позднеюрских-раннемеловых отложений, перекрытых раннемеловыми, позднемеловыми-палеогеновыми и четвертичными отложениями. Полученные результаты подтверждаются профилными глубинными сейсмическими исследованиями ОАО СМНГ и по профилям 3-АР, 4-АР.

6. Четвертичные отложения на акватории по данным массовых микрофаунистических определений расчленены на плейстоценовые и голоценовые, а также выделены нерасчлененные отложения. В составе плейстоцена выделены: эоплейстоцен – среднее звено неоплейстоцена нерасчлененные; среднее звено неоплейстоцена; нижнее-среднее звено неоплейстоцена нерасчлененные; верхнее звено, представленное всеми 4 ступенями. Голоценовые отложения расчленены на морские, аллювиальные, озерные, болотные, флювиогляциальные, ледниковые. На сейсмоакустических профилях в разрезе четвертичных отложений выявлены горизонты ископаемых льдов. По палинологическим и микрофаунистическим данным сделаны выводы об условиях осадконакопления. Проведено изучение вещественного состава донных отложений с выводами о составе области сноса и его периодическом изменении, а также о постепенном нарастании процессов перемыыва и нивелирования различий в вещественном составе отложений. Изучение разреза четвертичных отложений на акватории выполнено впервые.

7. По результатам гранулометрического анализа верхнего слоя осадков составлена литологическая карта дна акватории, дополненная изучением вещественного состава отложений и их геохимической характеристикой

Магматизм.

1. В связи с переводом значительной части вмещающих пород в более молодые подразделения, а также с получением новых изотопных датировок изменен или уточнен возраст 12 магматических комплексов из 26, выделенных для листа Т-45-48 в серийной Легенде. Изменения касаются следующих комплексов:

- выявлены реликты милонитовых апогранитов карельского возраста по изотопным исследованиям акцессорных цирконов;
- поперечнинский ортоамфиболитовый комплекс переведен из архея в поздний карелий;
- становской и кунарский гипербазитовые комплексы вместе с ассоциирующими габброидами лопаткинского и папанинского комплексов переведены из раннего протерозоя в поздний;
- к позднему рифею отнесены вилькицкий и снежинский комплексы катаклазированных гранитов, ранее датировавшиеся как раннерифейский, и позднепротерозойский, соответственно;
- в поздний рифей – ранний венд отнесен чукчинский комплекс катаклазированных гранитов, до этого имевший позднепротерозойский возраст;
- относившийся к раннему рифею кропоткинский комплекс переименован в восточно-октябрьский и переведен в ордовик;
- предположительно рифейские гранитоиды еремеевско-бирулинского комплекса по 10 определениям изотопного возраста акцессорных цирконов переведены в ранне-среднекаменноугольные;
- возраст прочих комплексов остался без изменений.

2. По совокупности комплексов и их возрасту выделяются несколько тектономагматических этапов – карельский, гренвильский (для Фаддеевского блока), байкальский, каледонский, герцинский, альпийский.

3. Наблюдается омоложение магматической деятельности с юго-востока на северо-запад для протерозойских образований и, наоборот, с запада на восток – для палеозойских.

Тектоника:

Использование материалов опережающей геофизической основы и результатов глубинных сейсмических работ позволило уточнить строение фундамента и осадочного чехла. Выделены опущенные и поднятые блоки, установлены контуры погребенных интрузий, прослежены тектонические нарушения в фундаменте и в чехле. Уточнено положение юго-восточной и южной границ Карской плиты. Выполнено описание частных структур

Геоморфология:

С учетом батиметрии и новых данных по сейсмоакустике впервые в единой легенде составлена геоморфологическая карта масштаба 1:1 000 000 на сушу и акваторию.

Полезные ископаемые:

- Выявлены высокие перспективы нефтегазоносности Северо-Карской синеклизы, подтвержденные результатами газово-геохимических исследований и анализа данных глубинных сейсмических исследований ОАО «СМНГ».

- Установлена угленосность островов Сергея Кирова.

- Выявлено присутствие железо-марганцевых конкреций на дне акватории.

- Признаны низкими перспективы обнаружения россыпей хромита и титаномагнетита.

- Проведено минерагеническое районирование, приведены данные прогнозных ресурсов меди, молибдена, цинка, свинца, урана, рудного и россыпного золота, бурых углей, мусковита.

- Перспективы района связаны с дальнейшими поисковыми работами на золото и углеводороды.

История геологического развития – в значительной степени изменена, будучи производной от новых данных по возрасту стратифицированных и интрузивных образований.

Эколого-геологическая обстановка – на основе полученных результатов эколого-геологического опробования и анализа состояния природной среды впервые составлена эколого-геологическая схема и дана экологическая оценка площади. Выявлены природные и техногенные опасности – присутствие тяжелых металлов в почвах и донных отложениях, загрязнение нефтепродуктами почв в местах хранения ГСМ, присутствие Cz-137 в донных отложениях, почвах и, особенно, в растительности. Состояние окружающей среды оценено как удовлетворитель-

ное – в открытой части акватории; как напряженное – в прибрежной части акватории и на суше; как кризисное – в местах хранения ГСМ.

Несмотря на большой объем исследований, остался ряд нерешенных вопросов геологического строения:

- определение возраста глубоко метаморфизованных пород фаддеевского комплекса и возраст самого метаморфизма;

- количество этапов вулканической деятельности в Шренк-Фаддеевском геологическом районе, в соответствии с чем будут выделяться либо вулканы пестрого состава единой лаптевской свиты, как это принято в настоящей работе, либо разные по составу и возрасту (?) вулканы трех толщ (лаптевской, борзовской, дорожнинской), как это принималось ранее;

- количество магматических комплексов слишком велико и представляется назревшей необходимостью объединения близких по составу гранитоидов еремеевско-бирулинского, коломейцевского, солнечнинского и, возможно, лодочниковского комплексов каменноугольного возраста;

- сказанное относится также к сходным между собой пермским умеренно-щелочным гранитоидам пекинского и оленьинского комплексов, а также к раннетриасовым комплексам габбро-долеритов (ближнеостровский, угрюминский, быррангский); объединение комплексов подчеркнет единство соответствующих тектоно-магматических этапов для всей площади;

- требуется уточнение возраста ближнеостровского и угрюминского поздне-триасовых комплексов, а также определение возраста гранитоидных массивов р. Ровная и г. Левинсон-Лессинга на арх. Северная Земля для конкретизации объема восточно-октябрьского комплекса;

- не решен вопрос взаимоотношений Мининско-Челюскинской и Шренк-Фаддеевской СФЗ, поскольку не определен характер Главного Таймырского разлома;

- недостаточно данных для составления геологической карты и определения перспектив нефтегазоносности северо-западной части моря Лаптевых;

- остался открытым вопрос о возможном наличии прибрежно-морских россыпей золота и олова в проливе Вилькицкого;

- нет геоэкологических исследований архипелага Северная Земля и акватории западной части моря Лаптевых.

В соответствии с изложенными нерешенными задачами вытекают рекомендации по направлениям дальнейших исследований:

1. Проведение геологического доизучения масштаба 1:1 000 000 архипелага Северная Земля и акватории моря Лаптевых к северо-востоку от о. Большевик для уточнения геологического строения и экологической оценки.

2. Постановка геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 на площадь, не охваченную работами этого масштаба: а) бассейн рек Ленинградская, Жданова,

Преградная, Фаддея – к югу от границы ГГС -200 (1980-85 гг.); б) северо-западное побережье п-ва Таймыр – от м. Иванова до западной границы ГГС-200 (1981-85 гг.); в) северная часть архипелага Норденшельда – от прол. Матисена до северного побережья о. Русский. *Только систематические геологические работы дают обоснованные результаты.*

3. Постановка геологической съемки шельфа масштаба 1:500 000 в проливах Вилькицкого и Шокальского с целью уточнения геологического строения и перспектив россыпной оловоносности и золотоносности.

4. Постановка работ масштаба 1:50 000 на поиски коренного золота: а) на о. Большевик (Озернинский золоторедкометальный узел и Подъемнинский потенциальный золоторудный узел); б) на полуострове Челюскин (Серебрянский потенциальный золоторудно-россыпной узел и Паландерский потенциальный золоторудно-россыпной район).

5. Постановка специализированных поисковых работ на нефть и газ на акватории Карского моря (Северо-Карский перспективный нефтегазоносный район) и острове Пионер.

6. Внедрение и массовое использование современных методов изотопного датирования магматических пород и немых стратифицированных толщ.

7. В комплексе морских геолого-геофизических работ на акватории в обязательном порядке должно проводиться всестороннее изучение донного материала, включая микрофаунистические, палинологические, петрографические, рентгеноструктурные, минералогические виды аналитических работ.

8. Необходимо сопоставление границ сейсмостратиграфических комплексов, выделенных ФГУП «Севморгео» (профиля 3-АР, 4-АР) и ОАО «СМНГ» (глубинные сейсмические профили) с последующей разработкой сейсмографической шкалы для отложений палеозоя и мезозоя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Атлас конкреций. /Ред. А. В. Македонов, Н.Н. Предтеченский //Л.: Недра, 1988.-323 с.
2. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. – С-Пб.: ГУН и О МО РФ 1980.
3. Беззубцев В. В., Залялеев Р. Ш., Сакович А. Б. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. – ПГО «Красноярскгеология», 1986. 177 с.
4. Большианов Д.Ю., Макеев В. М. *Архипелаг Северная Земля. Оледенение, история развития.* – С-Пб.: Гидрометиздат, 1995.
5. Верниковский В. А., Неймарк Л. А., Проскурнин В. Ф. О позднерифейском возрасте плагиогранитов Кунарского массива (Северо-Восточный Таймыр) по результатам U-Pb датирования цирконов. // ДАН, 1993, т.331, №6. С. 706-709.
6. Верниковский В. А. Особенности формирования метаморфических комплексов Таймырской складчатой области в рифее и палеозое. // Петрология, 1995, т. 3, № 1, с. 64-83.
7. Верниковский В. А., Неймарк Л. А., Пономарчук В. А. и др. Геохимия и возраст коллизионных гранитоидов и метаморфитов Карского микроконтинента (северный Таймыр). // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 12, с. 50-64.
8. Верниковский В. А., Неймарк Л. А., Пономарчук В. А. и др. Новые данные комплексного (U-Pb, Sm-Nd, Pb-Sr и K-Ar) датирования коллизионных гранитов и метаморфитов Северного Таймыра. // Докл. РАН, 1995, т. 344, №3, с. 359-363.
9. Верниковский В. А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, изд Сиб. отд. РАН, НИЦ ОИГТМ, 1996.
10. Верниковский В. А., Сальникова Е. Б., Котов А. Б. и др. Возраст постколлизионных гранитоидов Северного Таймыра: U-Pb-, Sm-Nd-, Rb-Sr- и Ar-Ar-данные. // ДАН, 1998, т.363, № 3, с. 375-378.
11. Верниковский В. А., Ковач В. П., Котов А. Б. и др. Источники гранитоидов и этапы формирования континентальной коры Таймырской складчатой области. // Геохимия, 1999, № 6, с. 563-573.
12. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Том 9 Моря Советской Арктики. Ред. И.С.Грамберг, Ю.Е.Погребницкий // Л.: Недра, 1984, 280 с.
13. Геология СССР. Том XXVI. Острова Советской Арктики. «Недра», М., 1970
14. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:1 000 000. Лист Т-41–44 (мыс Желания). Объяснительная записка. /отв. Редактор С.И. Шкарубо// СПб. Изд-во ВСЕГЕИ, 2006.
15. Глубинное строение территории СССР. – М.:Наука, 1991.
16. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист Т-48, 49 (мыс Челюскина). Объяснительная записка / ред. В.А.Вакар // М.: Госгеолтехиздат. 1955. 63 с.
17. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист S-44-46 – Усть-Тарей. Объяснительная записка /Отв. ред. Ю. Е. Погребницкий, Б. Г. Лопатин // СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000.
18. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1000000 (новая серия). Лист Т-45-47 – о. Октябрьской Революции. Лист Т-48-50 о. Большевик. Объяснительная записка. Отв. ред. Н.С.Малич / СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.
19. Госгеолкарта РФ-200. Серия Североземельская. Листы Т-47-VI, XI, XII; Т-48-I, VII-X; Т-47-XVI-XVIII, XXII, XXIII; Т-48-XIII-XVIII (о. Большевик). Объяснительная записка на 158 стр. МПР России ПГО «Севморгеология». М, 1999 г.
20. Гусев Е.А., Рекант П.В. *Признаки новейших тектонических движений на лаптевоморской континентальной окраине по данным сейсмоакустического профилирования // Проблемы Арктики и Антарктики, 2009, №2.*

21. Дибнер А.Ф. Возрастной объем терригенных отложений карбона и перми архипелага Северная Земля по палинологическим данным. // Л., 1982. С. 124-129 (сб. научн. тр. ПГО Севморгео).
22. Забияка А. И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра (опыт литолого-формационного изучения метаморфических толщ). Красноярское кн. изд-во, 1974. 128 с. (Тр. СНИИГТиМС. Вып. 143).
23. Забияка А. И., Забияка И. Д., Верниковский В. А. и др. Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра. Новосибирск, Сибирское отделение изд. «Наука», 1986.
24. Забияка А. И., Забияка И. Д., Сердюк С. С. Симситы – новая разновидность метасоматитов на Таймыре // Геология и полезные ископаемые Красноярского края, с.138-144. Красноярск, 1998.
25. Зинченко А.Г., Ласточкин А.Н. Методы геоморфологического картирования шельфа и континентального склона Российской Федерации (применительно к задачам карты 1000/3). – М.: АО «Геоинформмарк», 2001.
26. Кабаньков В.Я., Rogozov Ю.Г., Макарьев А.А. Стратиграфия верхнепротерозойских отложений острова Большевик (архипелаг Северная Земля). // Геология архипелага Северная Земля. Л., 1982. С. 5-21. (сб. научн. тр. ВНИИОкеангеология).
27. Кабаньков В.Я., Соболевская Р.Ф., Лазаренко Н.П. и др. К проблеме стратификации позднедокембрийских – раннепалеозойских отложений Центрального Таймыра. // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. Л., 1978. С. 5-21 (тр. НИИГА, сб. научн. тр.).
28. Качурин С.П. Термокарст на территории СССР. – М.: Изд-во. АН СССР, 1961.
29. Крылов А.В., Гусев Е.А. Комплексы позднекайнозойских моллюсков из террас Северной Земли // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона, 2010, выпуск 7
30. Ласточкин А.Н. Методы морского геоморфологического картографирования. – Л.: Недра, 1982.
31. Ласточкин А.Н. Общая теория геосистем. – С-Пб: Лема, 2011.
32. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. – М: Наука, 1974.
33. Лоция Карского моря. – С-Пб.: ГУН и О МО РФ. 1998.
34. Лоция моря Лаптевых. – С-Пб.: ГУН и О МО РФ. 1997.
35. Макарьев А.А. Стратиграфия протерозойских – нижнепалеозойских отложений Северо-Восточного Таймыра (полуостров Челюскин). // Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части Таймырского полуострова. Л., 1989. С. 6-21. (изд. ПГО «Севморгеология»).
36. Макарьев А. А. Новые данные о возрасте отдельных геологических образований островов и побережья восточной части Карского моря. // Разведка и охрана недр, №8, 2012. С. 71-77
37. Малич К. Н., Гончаров М. М., Костянов А. И. Вещественный состав и осмиевая изотопия платиноидной минерализации кунарского комплекса (Челюскинский пояс, Северо-Восточный Таймыр). // Недра Таймыра, вып. 5, с.144-159. СПб: изд-во ВСЕГЕИ, 2002
38. Марков Ф. Г., Равич М. Г. Стратиграфия палеозойских отложений Таймырского полуострова. // Тр. НИИГА, т. 69 Л.: Водный транспорт, 1954. 436 с.
39. Махлаев Л.В. Протерозойские позднекинematические граниты западного обрамления Сибирской платформы (Таймыр, Енисейский кряж) // Вопросы петрологии и металлогении западного обрамления Сибирской платформы. Красноярск, 1969, с. 122-139. (труды СНИИГ-ГИМСа, вып. 61)
40. Махлаев Л.В., Коробова Н.И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра // Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1972. 130 с.
41. Махлаев Л.В. Изолитогенные гранитные ряды. Новосибирск. Наука, 1987.
42. Методические рекомендации по разработке геоморфологической терминологии дна океана. – М.: ВНИИЗарубежгеология, 1970.
43. Методические указания по составлению геоморфологических карт при средне- и крупномасштабной геологической съёмке. – Л.: ВСЕГЕИ, 1980.

44. *Методическое пособие по геоморфологическому картографированию дна акваторий в комплексе Госгеолкарты 1000/3. Сайт ВСЕГЕИ* <http://www.vsegei.ru>
45. *Методическое пособие по составлению мелкомасштабных карт четвертичных образований к Госгеолкарте 1000/3. – Изд-во ВСЕГЕИ, 2005.*
46. *Микрофоссилии докембрия СССР. – Л.: Наука, 1989.*
47. Пинс В., Джи Д., Верниковский В. А. и др. *Позднепротерозойские граниты Мамонто-Шренковского террейна (Центрально-Таймырский аккреционный пояс), геологическое положение и геохронология // Недра Таймыра. Вып. 5. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. С. 126-143.*
48. *Погребницкий Ю.Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 248 с. (тр. НИИГА, т. 166).
49. *Равич М.Г.* Докембрий Таймыра. Л., 1954, (тр. НИИГА, т. 76).
50. *Равич М. Г.,* Погребницкий Ю. Е. Стратиграфическая схема докембрия Таймыра // Проблемы геологии и минеральных ресурсов Таймыра, Северной Земли и севера Среднесибирского плоскогорья. -Л.: Недра, 1965, с. 13-26. (Тр. НИИГА, т. 145)
51. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Часть 1. Верхний протерозой и нижний палеозой // Новосибирск, 1983. 213 с.
52. Северная Земля. Геологическое строение и минерагения / Под ред. И. С. Грамберга, В. И. Ушакова. – СПб: ВНИИОкеангеология, 2000.
53. Симонов Ю.Г. *Геоморфология. – С-Пб.: Путер, 2005.*
54. *Смирнова Л. Н.* Акритархи в отложениях докембрия и кембрия Таймыра и их значение для корреляции вмещающих толщ. // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. Л., 1978. С. 66-94 (тр. НИИГА, сб. научн. тр.).
55. *Соболевская Р.Ф., Лазаренко Н.П., Кабаньков В.Я.* О переходных слоях кембро-ордовика на Таймыре (грустнинская толща) // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. Л., 1978. С. 22-32. (тр. НИИГА. Сб. научн. тр.).
56. Стратиграфия силура и девона архипелага Северная Земля / Ред. Матухин Р.Г., Меннер В.Вл. // Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1999. 174 с.
57. Стратиграфический кодекс. Изд. третье. // СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 95 с.
58. Твердые полезные ископаемые архипелагов и островов арктической континентальной окраины Евразии. /Ред. В.Д.Каминский, В.И.Ушаков, В.Д.Крюков// Тр. НИИГА-ВНИИОкеангеология, т.216, с. 159-235. СПб.: 2010.
59. *Требования по созданию дополнительных карт и схем к комплексу Госгеолкарты-1000/3. Геоморфологическая карта. Сайт ВСЕГЕИ* <http://www.vsegei.ru>
60. *Хатилин А.Ф.* Стратиграфия девонских отложений архипелага Северная Земля// Геология архипелага Северная Земля. Л., 1982. С. 103-119. (сб. научн. тр. ВНИИОкеангеология).
61. *Худолей А. К., Чемберлен К. Р.* и др. Новые данные U-Pb датирования интрузий основного состава Таймыра, северной и юго-восточной Сибири по бадделенту и их следствия для тектоники и стратиграфии региона. / Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геологии. Том II. Санкт-Петербург, ИП Каталкина, с 243-245.
62. *Шнейдер Г.В.* Стратиграфия кайнозойских отложений и некоторые черты рельефа северо-восточной оконечности Таймырского полуострова // Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части Таймырского полуострова. Л., 1989. С. 35-49. (сб. научн. тр. ПГО «Севморгеология»).
63. *Шнейдер Г.В., Ефремова В.И., Седов В.Н.* Стратиграфия и условия формирования мезозойских отложений северо-восточной оконечности Таймырского полуострова // Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части Таймырского полуострова. Л., 1989. С. 22-34 (сб. научн. тр. ПГО «Севморгеология»).
64. *Lorenz H., Gee D.G. and Simonetti A.:* Detrital zircon age and provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: a tie to Baltica. Norwegian Journal of Geology vol. 88, pp 235-258. Trondheim 2008.
65. *Henning Lorenz.* Eurasian Arktic Tectonics: Geologia of Severnaya Zemlya (North Kara Terrane) and Relationships to the Timanide Margin of Baltica.: Uppsala, 2005.

66. *V. Pease & R. A. Scott.* Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Paleozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr. *Journal of Geological Society, London, Vol. 166, 2009, pp. 517-527.*

Фондовая

67. Аэромагнитная съемка масштаба 1: 200 000 арх. Северная Земля и прилегающего шельфа/ Малявкин А. М., Волков В. И., Ефимов В. А. и др. – Л., Фонды ПГО «Севморгеология», 1978.

68. Аэромагнитная съемка Карского моря масштаба 1:500 000. Малявкин А.М. и др. Фонды ПМГРЭ. 1980.

69. Аэромагнитная съемка Карского моря масштаба 1:500 000. Малявкин А.М. и др. Фонды ПМГРЭ. 1981.

70. *Верниковский В. А.* Метаморфизм и метасоматоз Северо-Восточного Таймыра и их роль в локализации золотого оруденения. Диссертация на соискание ученой степени к.г.-м.н. Красноярск, 1985. Фонды ЦАГРЭПГО «Севморгеология».

71. *Винокуров И. Ю.* Создание единой модели глубинного строения Карско – Баренцевского мегабассейна на основе каркасной государственной сети опорных профилей с целью зонального и локального прогноза нефтегазоносности региона, включая прибрежные территории Западно-Сибирской НПП. Отчет по Госконтракту №07/08/70-309. Фонды ФГУНПП «Севморгео», 2010.

72. *Дроботенко Е.А., Кривошеев О.П., Онищенко А.Н. и др.* Групповая геологическая съемка м-ба 1:50 000 с общими поисками на Челюскинской площади (информационный отчет по незавершенным работам 1993-2002 гг.). Норильск, ТФ.

73. Геологическое строение и полезные ископаемые Таймырской складчатой области. Отчет Таймырской опытно-производственной партии по результатам аэрогеологического картирования масштаба 1:200 000 Таймырской складчатой области в 1972-1979 гг. / Беззубцев В. В., Мальцев Ю. М., Залялеев Р. Ш. и др. – Красноярск, Фонды ПГО «Красноярскгеология», 1979.

74. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной и восточной частей арх. Северная Земля/ Марковский В. А., Макарьев А. А., Рогозов Ю. Г. и др. – Л., Фонды ВНИИОкеангеология, 1980.

75. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной оконечности Таймырского полуострова (отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 в 1980-1985 гг.) / Макарьев А. А., Шнейдер Г. В., Падерин П. Г. и др. – Норильск, Фонды ГПП ЦАГРЭ, 1986.

76. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части о. Большевик (арх. Северная Земля). Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 за 1986-1991 гг. / Киреев С. Б., Ишков В. А., Гаврилов А. В. и др. – Норильск, Фонды ЦАГРЭ, 1991.

77. Геологическая съемка шельфа масштаба 1 : 200 000 в западной и северной части п-ова Челюскин / Кальной Г. А., Кулаков С. В. и др. – Норильск, Фонды ГПП ЦАГРЭ, 1994.

78. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части о. Большевик (арх. Северная Земля). Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками за 1991-1997 гг. / Листков А. Г., Тимкин С. Б., Проскурнии В. Ф. и др. – Норильск, Фонды ЦАГРЭ, 2000.

79. *Георгиевский А. С.* Аэромагнитная съемка масштаба 1:50 000 о. Большевик (арх. Северная Земля) и северной оконечности п-ова Таймыр в 1983-1985 гг. – Норильск, Фонды ЦАГРЭ, 1986.

80. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Североземельская. Листы Т-46-I, II, III Т-46-IV, V, VI Т-46-X, XI, XII Т-47-I, II, III Т-47-IV, V, VI Т-47-VII, VIII, IX Т-47-XXI, XXII. Объяснительная записка / Марковский В. А., Куляшева Л. Н., Макарьев А. А. Ред. Лопатин Б. Г. – Л., Фонды ВНИИОкеангеология, 1984.

81. Гравиметрические карты СССР масштаба 1:1 000 000, листы Т-45-48. Фонды ПМГРЭ. 1986.

82. *Захаров Ю. И., Орленко Е. М.* Условия образования и закономерности развития слюдоносных пегматитов Центрального Таймыра (отчет по II разделу темы 418, № гос. регистр. 69003740). –Л., Фонды ПГО «Севморгеология», 1969.
83. *Злобин М.Н.* Отчет о геологических исследованиях 1950 г. в бассейнах рек Жданова и Траутфетер (Восточный Таймыр). Ленинград, НИИГА, 1951.
84. *Зацепин Е. Н.* Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 на арх. Северная Земля. - Л., Фонды ВНИИОкеангеология, 1978.
85. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (третьего поколения). СПб, 2003.
86. *Ковалева Г. А., Орлова Е. И., Кириллов О. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Жданова, Бырранги и Незванной (отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 200 000 по территории листов Е-48-XXXII, XXXIII, XXXIV в 1964 г.). - Л., Фонды ПГО «Севморгеология», 1965.
87. *Крюков В.Д. и др.* Геолого-геоморфологические предпосылки формирования россыпей в северо-восточной части Таймырского полуострова. Л., 1976, фонды ЦАГРЭ ПГО «Севморгеология».
88. *Кузьмин В. Г., Самусин А. И., Гавриш А. В.* Общие поиски россыпей золота на о. Большевик и северо-восточной оконечности п-ова Таймыр. – Л., Фонды ВНИИОкеангеология, 1984.
89. *Кузьмин В. Г., Гавриш А. В., Проскурнин В. Ф.* Районирование Североземельско-Челюскинской шельфовой зоны с выделением основных типов россыпей и анализом структуры ресурсов. – Л., Фонды ВНИИОкеангеология, 1990.
90. *Лазуренко В. И., Дешко Ю.Е., Седов В. Н.* Поисковые работы на россыпи золота в юго-восточной части о. Октябрьской Революции (арх. Северная Земля) в 1987-1991 гг. -Норильск, Фонды ЦАГРЭ, 1991.
91. Легенда Таймыро-Североземельской серии листов Госгеолкарты РФ масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). / Гл. ред. В. Ф. Проскурнин. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2008.
92. Легенда Таймырской серии листов Госгеолкарты Российской Федерации м-ба 1:200 000. Норильск, ТТГФ (Таймырские территориальные геологические Фонды), 1997.
93. Легенда Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000 / Гл. ред. Б. Г. Лопатин. СПб.: ВНИИОкеангеология. 2007.
94. *Лопатин Г.Г., Черненко Н.Я.* и др. Контрольно-аналитическое опробование по ранее отобраным пробам Челюскинской и Котуйканской площадей (отчет по договору № НН 1432-2004 за 2004-2005 гг.). Хатанга, фонды МУП "Полярная ГРЭ", 2005.
95. *Лопатин Г.Г. и др.* Прогнозно-ревизионные работы на платиновые руды и золото в пределах Восточно-Челюскинской площади» Отчет по договору №НН/1000-2005 от 29 июня 2005 г. Хатанга, 2006.
96. *Малявкин А. М., Трошенков В. А., Зувев Г. В.* Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 архипелага Северная Земля и прилегающего шельфа, проведенная в 1977-1978 гг. -Л., Фонды ВНИИОкеангеология, 1978.
97. *Маркович А. А. и др.* Отчёт Полярной геолого-поисковой экспедиции по общим поискам россыпного золота в северной части Таймырского полуострова за 1981-1985 гг. Норильск. НКГРЭ, 1985 г.
98. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (третьего поколения). ВСЕГЕИ, М.-СПб. 2007.
99. Отчет о результатах региональных геолого-геофизических работ в юго-восточной части Карского моря в 1986-1989 гг. / Хапилин А. Ф., Кальной Г.А., Кулаков Е. В. и др.-Норильск, Фонды ЦАГРЭ, 1990.
100. Отчет о поисковых работах на россыпное золото на о.Октябрьской Революции. /Острой А.С., Соломаха Е.М., Рябова И.С.- Л., Фонды ВНИИОкеангеология, 1978.
101. *Оябрь В.К.* Поиски россыпного золота на Челюскинской площади Северного Таймыра. Отчет Таймырской партии за 1985-1988 гг. Хатанга, фонды МУП "Полярная ГРЭ", 1988.

102. *Падерин П. Г.* Составление опорной легенды Госгеолкарты-200 Таймырской серии листов (новое поколение). Отчет Таймырской партии о результатах работ по составлению опорной легенды Таймырской серии листов «Госгеолкарты-200», проведенных в 1996-2001 гг. Норильск, фонды ДГУП ЦАГРЭ (ВСЕГЕИ), 2002.
103. *Проскурнин В. Ф. и др.* Оценка перспектив выявления месторождений благородных металлов на территории Таймырской складчатой области. Отчет о результатах работ. ВСЕГЕИ, СПб, 2008.
104. Радиолокационное зондирование ледников Северной Земли. Богородский А.В., Федоров Б.А.. Тр. ААНИИ. Т.295, 1970.
105. Разваляев Д. А. (отв. исп.). Региональные комплексные сейсмические исследования в Карском море в 1987-1988 гг. – Мурманск, Фонды МАГЭ, 1989.
106. Региональные комплексные геолого-геофизические исследования в Карском и Баренцевом морях/ Виноградов А. В., Иванова Н, М., и др. – Мурманск, Фонды МАГЭ, 1987.
107. Региональное изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности южной периклиналы Северо-Карского бассейна. Отчет по госконтракту. Фонды ОАО «Севморнефтегеофизика». Мурманск, 2011.
108. *Рослов Ю. В.* Изучить глубинное строение Баренцево-Карской плиты на основе результатов комплексных геофизических исследований на опорных профилях. Профиль 3-АР. Отчет по госконтракту. Фонды ФГУНПП «Севморгео». СПб, 2006.
109. *Саккулина Т. С.* Проведение комплексных геолого-геофизических исследований на опорном профиле 4-АР с целью изучения глубинного строения и уточнения перспектив нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты и зон ее сочленения с сопредельными тектоническими структурами. Отчет по гос. контракту. Фонды ФГУНПП «Севморгео». СПб, 2007.
110. *Хатилин А.Ф., Rogozov Ю.Г., Верецагин М.Ф.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части Центрального Таймыра. (отчет о результатах групповой геологической съемки м-ба 1:200 000 за 1981-1985 гг. Ленинград, НИИГА, 1986.
111. *Шануренко Н.К.* Минералогия Североземельско-Таймырского региона (отчет по теме 785 – Прогнозно – металлогеническая карта Североземельско-Таймырской складчатой области масштаба 1:500 000). Л., Фонды ВНИИОкеангеология, 1984.
112. *Лазуренко В. И., Дешко Ю. И., Листков А. Г.* Поиски россыпей золота на о. Большевик и поисково-оценочные работы в его южной части (арх. Северная Земля), Л., Фонды ВНИИОкеангеология, 1988.
113. *Шатков В. А., Машин В. С.* Годовой отчет по оперативному подсчету запасов на о. Большевик (арх. Северная Земля). – Норильск, Фонды ЦАГРЭ, 1985.

СПИСОК МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПРОЯВЛЕНИЙ, ПУНКТОВ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ШЛИХОВЫХ ОРЕОЛОВ, ВТОРИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ, ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТАХ Т-45, Т-46, Т-47, Т-48 ГОСГЕОЛКАРТЫ РФ МАСШТАБА 1:1 000 000

| Индекс квадрата и номер объекта | Вид объекта и размер месторождения | Название объекта или географическая привязка | Номер источника по списку литературы |
|--|------------------------------------|--|--------------------------------------|
| ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | |
| Нефть и газ | | | |
| <i>Нефть</i> | | | |
| I-5-1 | П | Р. Бурная | 18 |
| I-5-4 | П | Р. Пионерка | 74, 18 |
| Твердые горючие ископаемые | | | |
| <i>Уголь каменный</i> | | | |
| VI-12-6 | П | Р. Преградная | 17 |
| <i>Уголь бурый</i> | | | |
| IV-5-1 | П | О. Кирова | ГДП-1000 |
| V-3-1 | П | О. Исаченко | ГДП-1000 |
| VI-9-2 | П | Гафнер-фиорд, б. Угольная | 18 |
| VI-9-3 | П | Гафнер-фиорд, б. Угольная | 18 |
| VI-9-4 | П | Р. Красноярская (Широкая) | 18 |
| VI-10-6 | П | Низовья р. Ленинградская | 18 |
| VI-10-7 | П | Оз. Цыганское сердце | 18 |
| <i>Горф</i> | | | |
| VI-9-5 | П | Гафнер-фиорд | ГДП-1000 |
| VI-10-5 | П | Гафнер-фиорд | ГДП-1000 |
| МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | |
| Черные металлы | | | |
| <i>Железо</i> | | | |
| I-8-1 | П | Р. Ровная | 74 |
| I-8-2 | П | Сев. склон ледн. Карпинского | 74 |
| II-8-4 | П | Р. Курчавая, среднее течение | 90 |
| V-10-7 | П | Р. Серебрянка, верхнее течение | 75 |
| V-10-22 | П | Р. Борзова | 75 |
| V-11-8 | П | Р. Воейкова | 75 |
| V-11-9 | П | Р. Григорьева | 75 |
| V-12-7 | П | Р. Песцовая | 75 |
| IV-11-17 | ПМ | Междуречье Кунар-Ханневича | 75 |
| IV-11-19 | ПМ | Р. Ханневича | 75 |
| V-10-4 | ПМ | Р. Серебрянка, верхнее течение | 75 |
| V-12-8 | ПМ | П-ов Соревнований | 75 |
| V-12-10 | ПМ | Г. Ледовая | 75 |
| VI-9-1 | ПМ | Гафнер-фиорд | ГДП-1000 |
| I-8-1 | МА | Фиорд Матусевича | ГДП-1000 |
| II-8-3 | МА | Оз. Смутное | ГДП-1000 |
| <i>Железо, марганец</i> | | | |
| I-1-1 | ПМ | Донная станция 226 | ГДП-1000 |

| | | | |
|------------------------------|----|--------------------|------------|
| I-3-1 | ПМ | Донная станция 230 | ГДП-1000 |
| II-1-1 | ПМ | Донная станция 101 | ГДП-1000 |
| II-3-1 | ПМ | Донная станция 117 | ГДП-1000 |
| II-4-2 | ПМ | Донная станции 190 | ГДП-1000 |
| II-4-3 | ПМ | Донная станция 234 | ГДП-1000 |
| II-5-2 | ПМ | Донная станция 189 | ГДП-1000 |
| III-4-1 | ПМ | Донная станция 184 | ГДП-1000 |
| III-4-2 | ПМ | Донная станция 186 | ГДП-1000 |
| III-4-3 | ПМ | Донная станция 179 | ГДП-1000 |
| IV-2-1 | ПМ | Донная станция 148 | ГДП-1000 |
| IV-6-1 | ПМ | Донная станция 208 | ГДП-1000 |
| IV-8-1 | ПМ | Донная станция 61 | ГДП-1000 |
| IV-9-1 | ПМ | Донная станция 41 | ГДП-1000 |
| IV-9-2 | ПМ | Донная станция 42 | ГДП-1000 |
| IV-9-3 | ПМ | Донная станция 60 | ГДП-1000 |
| IV-9-4 | ПМ | Донная станция 59 | ГДП-1000 |
| IV-10-1 | ПМ | Донная станция 75 | ГДП-1000 |
| IV-11-1 | ПМ | Донная станция 65 | ГДП-1000 |
| V-1-1 | ПМ | Донная станция 138 | ГДП-1000 |
| V-1-2 | ПМ | Донная станция 141 | ГДП-1000 |
| V-1-3 | ПМ | Донная станция 85 | ГДП-1000 |
| V-1-4 | ПМ | Донная станция 140 | ГДП-1000 |
| V-1-5 | ПМ | Донная станция 127 | ГДП-1000 |
| V-1-6 | ПМ | Донная станция 143 | ГДП-1000 |
| V-2-1 | ПМ | Донная станция 3 | ГДП-1000 |
| V-3-2 | ПМ | Донная станция 135 | ГДП-1000 |
| V-4-1 | ПМ | Донная станция 165 | ГДП-1000 |
| V-8-2 | ПМ | Донная станция 38 | ГДП-1000 |
| V-9-1 | ПМ | Донная станция 163 | ГДП-1000 |
| VI-1-1 | ПМ | Донная станция 10 | ГДП-1000 |
| VI-1-2 | ПМ | Донная станция 145 | ГДП-1000 |
| VI-1-3 | ПМ | Донная станция 15 | ГДП-1000 |
| VI-2-1 | ПМ | Донная станция 16 | ГДП-1000 |
| VI-3-1 | ПМ | Донная станция 25 | ГДП-1000 |
| VI-3-2 | ПМ | Донная станция 17 | ГДП-1000 |
| VI-4-1 | ПМ | Донная станция 26 | ГДП-1000 |
| VI-4-4 | ПМ | Донная станция 82 | ГДП-1000 |
| VI-4-5 | ПМ | Донная станция 153 | ГДП-1000 |
| VI-4-6 | ПМ | Донная станция 19 | ГДП-1000 |
| VI-5-1 | ПМ | Донная станция 125 | ГДП-1000 |
| VI-5-2 | ПМ | Донная станция 28 | ГДП-1000 |
| VI-5-3 | ПМ | Донная станция 21 | ГДП-1000 |
| VI-5-4 | ПМ | Донная станция 30 | ГДП-1000 |
| <i>Железо, медь, платина</i> | | | |
| I-7-7 | П | Р. Книжная | 90 |
| <i>Железо, платина</i> | | | |
| II-8-2 | П | Озеро Смутное | 90 |
| <i>Марганец</i> | | | |
| I-4-1 | П | Р. Коленчатая | ГГК-1000/2 |
| I-5-3 | П | Пролив Юный | ГГК-1000/2 |
| I-8-4 | ПМ | Мыс Камень | ГГК-1000/2 |

| Цветные металлы | | | |
|---------------------------|------|-----------------------------|------------|
| <i>Медь</i> | | | |
| I-4-2 | П | Мыс Тонкий | 18, 74 |
| I-5-2 | П | Ледник Пионер | 18, 74 |
| I-5-5 | П | Р. Пионерка | 18, 74 |
| I-6-1 | П | Р. Песчаная | 18, 74 |
| I-6-2 | П | Р. Большая | 18, 74 |
| I-7-1 | П | Оз. Глубокое | 18, 74 |
| I-7-3 | П | Бухта Красная | 18, 74 |
| I-7-4 | П | Р. Ушакова | 18, 74 |
| II-8-6 | П | Р. Курчавая, нижнее течение | 90 |
| I-7-2 | ПМ | Бухта Красная | 80 |
| II-7-1 | ПМ | Гора Восьмерка | 74 |
| II-7-2 | ПМ | Р. Кружилиха | 74 |
| II-7-3 | ПМ | Р. Сланцевая | 74 |
| II-8-1 | ПМ | Фиорд Марата | 74 |
| II-4-1 | ВГХО | акватория | ГДП-1000 |
| <i>Медь, мышьяк</i> | | | |
| II-9-1 | ПМ | Р. Останцовая | 74 |
| II-9-3 | ПМ | Фиорд Спартак | 74 |
| II-9-4 | ПМ | Фиорд Спартак | 19, 74 |
| II-10-5 | ПМ | Залив Ахматова | 19 |
| II-10-6 | ПМ | Залив Ахматова | 19 |
| <i>Свинец</i> | | | |
| III-11-15 | ПМ | Р. Гольшева | ГГК-1000/2 |
| V-10-13 | ПМ | Р. Тессема | ГГК-1000/2 |
| V-10-21 | ПМ | Р. Фонтанка | ГГК-1000/2 |
| I-4-3 | ШО | акватория | ГДП-1000 |
| <i>Свинец, цинк</i> | | | |
| VI-11-7 | П | Оз. Трех сестер (Незабудка) | 18 |
| II-5-1 | ШО | О. Самойловича | ГДП-1000 |
| <i>Молибден</i> | | | |
| II-10-2 | П | Мыс Палец | 19 |
| III-10-16 | П | Мыс Таймыра | 19 |
| VI-11-2 | П | Порфиоровое | 18, 111 |
| III-10-9 | ПМ | Гора Пологая | 19 |
| V-10-16 | ПМ | Р. Тессема | 75 |
| V-10-17 | ПМ | Р. Тессема | 75 |
| V-11-5 | ПМ | Р. Гольцовая | 75 |
| V-11-13 | ПМ | Р. Пека | 75 |
| V-12-9 | ПМ | Р. Песцовая | 75 |
| V-12-11 | ПМ | Р. Пека | 75 |
| VI-10-2 | ПМ | Р. Каменная | 18 |
| <i>Вольфрам, молибден</i> | | | |
| III-9-10 | П | Мартовское | 19 |
| III-9-11 | П | Никитинское | 19 |
| III-10-15 | П | Мордовинское | 19 |
| <i>Вольфрам</i> | | | |
| V-10-11 | ШО | Р. Клязьма | 75 |
| <i>Олово</i> | | | |
| II-8-5 | П | Мыс Оловянный | 74 |
| I-8-5 | ПМ | Горы Туманные | 74 |

| | | | |
|---|------|------------------------------|------------|
| III-9-13 | ВГХО | Акватория южнее о. Большевик | ГДП-1000 |
| III-10-17 | ШО | О-ва Входные | ГДП-1000 |
| VI-4-3 | ШО | Акватория у п-ва Таймыр | ГДП-1000 |
| <i>Олово, мышьяк, висмут</i> | | | |
| II-8-7 | П | Мыс Массивный | 74 |
| <i>Олово, серебро, цинк</i> | | | |
| III-9-1 | П | Студенинское | 18 |
| <i>Мышьяк</i> | | | |
| IV-11-12 | ПМ | Р. Унга | 75 |
| V-9-13 | ПМ | Р. Мелкая | 75 |
| V-11-10 | ПМ | Р. Воейкова | 75 |
| V-12-4 | ПМ | Р. Песцовая | 75 |
| VI-11-14 | ПМ | Р. Жданова | 111 |
| Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы | | | |
| <i>Бериллий, мусковит</i> | | | |
| VI-6-2 | П | О. Таймыр | ГДП-1000 |
| VI-6-3 | П | О. Нансена | 18, 110 |
| VI-6-4 | П | П-ов Еремеева, север | 18, 110 |
| VI-6-5 | П | Мыс Каменистый | 18, 110 |
| VI-6-6 | П | Залив Бирули | 18, 110 |
| VI-5-5 | ПМ | Залив Волчий | ГДП-1000 |
| <i>Редкие земли</i> | | | |
| VI-11-8 | ПМ | Р. Фаддея | ГГК-1000/2 |
| VI-11-16 | ПМ | Р. Жданова | ГГК-1000/2 |
| VI-12-1 | ПМ | Зал. Фаддея | ГГК-1000/2 |
| VI-12-2 | ПМ | Зал. Фаддея | ГГК-1000/2 |
| VI-12-3 | ПМ | Р. Преградная | ГГК-1000/2 |
| VI 12-5 | ПМ | Р. Становая | ГГК-1000/2 |
| <i>Иттрий</i> | | | |
| V-10-6 | ПМ | Р. Серебрянка | 75 |
| V-11-12 | ПМ | Оз. Линька | 75 |
| <i>Церий</i> | | | |
| V-12-13 | ШО | Р. Пека | 75 |
| Благородные металлы | | | |
| <i>Золото</i> | | | |
| III-9-2 | РК | р. Студеная | 89, 113 |
| III-10-3 | РК | р. Лагерная | 78 |
| III-11-5 | РК/Э | Р. Гольшева | 78 |
| V-10-3 | РК | верхнее течение р.Серебрянки | 89, 101 |
| IV-10-4 | РК | р. Кунар | 89, 101 |
| III-9-5 | РС | р. Каменка | 103 |
| III-10-4 | РС | р. Скалистая | 78 |
| III-10-5 | РС | р. Тора | 103 |
| III-10-6 | РС | р. Нора | 103 |
| III-10-13 | РС | Водораздельная | 103 |
| IV-10-3 | РС | нижнее течение р. Серебрянка | 89, 101 |
| IV-11-10 | РС | р. Унга | 72 |
| III-9-4 | РМ | р. Обрывистая | 103 |
| III-10-12 | РМ | устье р. Порожистая | 103 |
| III-11-6 | РМ | р. Нижняя Литке | 78 |
| III-11-7 | РМ | р. Верхняя Литке | 78 |
| III-11-8 | РМ | р. Последняя | 78 |

| | | | |
|-----------|----|-------------------------------------|---------|
| IV-11-18 | PM | р. Ханневича | 101 |
| V-9-6 | PM | р. Разветвленная | 101 |
| I-7-6 | PP | р. Книжная | 90, 100 |
| II-10-4 | PP | руч. Войцеховского | 103 |
| IV-11-9 | PP | руч. Галечный, левый приток р. Унга | 89, 101 |
| IV-11-14 | PP | руч. Березитовый | 89, 101 |
| IV-11-15 | PP | р. Унга, верхнее течение | 89, 101 |
| IV-11-20 | PP | руч. Херберта | 101 |
| V-9-7 | PP | бухта Паландера | 99 |
| V-9-8 | PP | бухта Паландера | 103 |
| III-11-12 | MM | Нижнелиткинское | 78 |
| III-9-3 | П | Грязнуха | 88 |
| III-9-12 | П | Первое | 88 |
| III-10-1 | П | верховья р. Лагерной | 88 |
| III-10-10 | П | нижнее течение р. Лагерной | 78 |
| III-11-9 | П | Грозненское | 78 |
| III-11-10 | П | р. Гольшева, | 78 |
| III-11-11 | П | Васильевское | 78 |
| III-11-13 | П | Пальчиковское | 78 |
| III-11-14 | П | Приморское | 78 |
| III-11-16 | П | Сергеевское | 78 |
| IV-11-11 | П | р. Кунар | 94, 95 |
| IV-11-13 | П | Оперативное | 94, 95 |
| IV-11-16 | П | Р. Кунар | 72 |
| V-9-5 | П | побережье севернее бухты Паландера | 75 |
| V-9-9 | П | Паландерское | 75 |
| V-9-10 | П | бухта Паландера | 75 |
| V-9-12 | П | р. Мелкая | 75 |
| V-12-6 | П | Р.Песцовая | 75 |
| I-7-8 | ПМ | Р. Южная Ледниковая | 100 |
| II-9-2 | ПМ | ручей к западу от ледника Мушкетова | 103 |
| II-9-5 | ПМ | фиорд Спартак, оз. Закрытое | 88 |
| II-10-1 | ПМ | Р. Сборная | 103 |
| II-10-3 | ПМ | истоки р.Базовая | 88 |
| II-10-7 | ПМ | среднее течение р. Сложная | 88 |
| III-9-6 | ПМ | среднее течение р. Каменка | 76, 88 |
| III-9-7 | ПМ | р. Каменка, правый приток | 76 |
| III-9-8 | ПМ | ручей под ледником Кропоткина | 88 |
| III-10-2 | ПМ | верхнее течение р. Лагерной | 88 |
| III-10-7 | ПМ | Р. Шумная | 76 |
| III-10-11 | ПМ | устье р. Скалистая | 88 |
| III-11-1 | ПМ | г. Ледяная Шапка | 88 |
| III-11-2 | ПМ | Верховья р. Гольшева | 78 |
| III-11-4 | ПМ | верховья р. Собачья | 78 |
| IV-10-2 | ПМ | мыс Куйбышева | 18 |
| IV-10-6 | ПМ | Р. Летняя | 75 |
| IV-11-2 | ПМ | мыс Челюскин | 18 |
| IV-11-4 | ПМ | мыс Щербина | 75 |
| IV-11-5 | ПМ | западное побережье бухты Мод | 75 |

| | | | |
|----------|----|--|----------|
| IV-11-8 | ПМ | верхнее течение руч. Мод | 75 |
| V-6-2 | ПМ | О. Русский | ГДП-1000 |
| V-9-2 | ПМ | р. Каменка | 75 |
| V-9-3 | ПМ | ЮВ побережье Карского моря севернее бухта Паландера | 75 |
| V-9-14 | ПМ | ЮВ побережье Карского моря южнее м. Кит | 75 |
| V-10-1 | ПМ | р. Анжелико | 75 |
| V-10-2 | ПМ | водораздел рек Тессема-Анжелико | 75 |
| V-10-5 | ПМ | оз. Бориса | 75 |
| V-10-10 | ПМ | лев. приток р. Берга | 75 |
| V-10-14 | ПМ | р. Продольная | 18 |
| V-10-20 | ПМ | р. Продольная | 75 |
| V-10-23 | ПМ | междуречье Борзова-Белянка | 75 |
| V-10-24 | ПМ | верхнее течение р. Белянка | 75 |
| V-11-1 | ПМ | р. Ханневича | 75 |
| V-11-2 | ПМ | бассейн р. Ханневича | 75 |
| V-11-4 | ПМ | правобережье р. Ханневича | 75 |
| V-11-7 | ПМ | г. Заборчик | 75 |
| V-11-11 | ПМ | р. Гольцовая (ср. течение) | 18 |
| V-11-15 | ПМ | верхнее течение р. Дорожная | 75 |
| V-12-1 | ПМ | м. Округлый | 75 |
| VI-7-1 | ПМ | Зап. побережье зал. Вальтера м. Лемминговый | 103 |
| VI-10-1 | ПМ | р. Каменная, у г. Академика Смирнова | 18 |
| VI-10-3 | ПМ | р. Каменная (левый борт) | 18 |
| VI-11-1 | ПМ | р. Дорожная | 18 |
| VI-11-5 | ПМ | р. Гольцовая верховья | 18 |
| VI-11-6 | ПМ | оз. Омуть | 18 |
| VI-11-9 | ПМ | р. Жданова | 18 |
| VI-11-13 | ПМ | р. Жданова | 18 |
| VI-11-15 | ПМ | ср. течение р. Бырранга | 111 |
| VI-11-17 | ПМ | р. Незваная | 18 |
| VI-12-4 | ПМ | бассейн р. Становая | 111 |
| IV-10-5 | ШО | Р. Летняя | 75 |
| V-10-8 | ШО | Р. Каменка | 75 |
| V-10-9 | ШО | Р. Берга | 75 |
| V-10-12 | ШО | Междуречье Берга – Тессема | 75 |
| V-10-18 | ШО | Р. Тессема, истоки | 75 |
| V-11-3 | ШО | Р. Ханневича | 75 |
| V-11-6 | ШО | Р. Гольцовая | 75 |
| VI-6-1 | ШО | о. Красин, арх. Норденшельда | 99 |
| VI-6-7 | ШО | южное побережье пр. Таймырский | 18 |
| VI-7-2 | ШО | о. Расторгуева, арх. Норденшельда | 99 |
| VI-7-3 | ШО | м. Флаг | 18 |
| VI-9-6 | ШО | верховье р. Старая | 110 |
| VI-9-7 | ШО | верховье р. Провальная | 110 |
| VI-9-8 | ШО | левый приток р. Фомина | 110 |
| VI-10-4 | ШО | р. Волчья – устье р. Жданова | 110 |
| VI-11-10 | ШО | среднее течение р. Жданова | 102 |
| VI-11-11 | ШО | правый приток р. Жданова | 102 |

| | | | |
|--|----|---------------------------|----------|
| VI-11-12 | ШО | нижнее течение р. Жданова | 102 |
| VI-11-18 | ШО | правобережье р. Бырранга | 102 |
| <i>Серебро, золото</i> | | | |
| III-9-9 | П | р. Тора, среднее течение | 18, 76 |
| III-10-8 | П | р. Тора, среднее течение | 18 |
| III-11-3 | ПМ | Р. Скалистая | 18 |
| <i>Серебро</i> | | | |
| IV-11-6 | ПМ | Р. Кунар | 75 |
| V-12-5 | ПМ | Р. Песцовая | 75 |
| <i>Серебро, мышьяк</i> | | | |
| III-10-14 | ПМ | Бухта Журавлева | 18 |
| V-12-3 | ПМ | Бухта Далекая | 75 |
| <i>Платиноиды</i> | | | |
| IV-11-3 | ШО | Мыс Челюскин | 75 |
| Радиоактивные элементы | | | |
| <i>Уран</i> | | | |
| VI-10-8 | П | Степаново Ущелье | 102 |
| VI-11-4 | П | Каменское (Рыбак) | 102 |
| VI-11-3 | РА | Левобережье р. Широкая | 91 |
| <i>Уран, торий</i> | | | |
| V-10-19 | ПМ | Р. Продольная | 75 |
| V-11-14 | ПМ | Верховья р. Гольцовая | 75 |
| V-12-12 | ПМ | Верховья р. Пека | 75 |
| НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | |
| <i>Горный хрусталь</i> | | | |
| V-12-2 | П | Мыс Щербинина | 75 |
| <i>Кварц</i> | | | |
| V-10-15 | П | Р. Тессема | 75 |
| <i>Гипс</i> | | | |
| I-7-5 | П | Р. Ушакова | 74 |
| I-7-9 | П | Р. Стройная | 74 |
| <i>Битум</i> | | | |
| I-5-1 | П | Р. Бурная | 80 |
| I-5-4 | П | Р. Пионерка | 74, 80 |
| Минералы – спутники алмазов | | | |
| <i>Муассанит</i> | | | |
| I-2-1 | ШО | Донная станция 115 | ГДП-1000 |
| III-6-1 | ШО | Донная станция 206 | ГДП-1000 |
| IV-8-2 | ШО | Донная станция 47 | ГДП-1000 |
| IV-11-7 | ШО | Бухта Мод | 75 |
| V-2-2- | ШО | Донная станция 4 | ГДП-1000 |
| V-6-1 | ШО | Донная станция 174 | ГДП-1000 |
| VI-1-1 | ШО | Донная станция 10 | ГДП-1000 |
| VI-2-2 | ШО | Донная станция 22 | ГДП-1000 |
| VI-5-4 | ШО | донная станция 30 | ГДП-1000 |
| <i>Хромдиопсид</i> | | | |
| IV-1-1 | ШО | Акватория | ГДП-1000 |
| IV-3-1 | ШО | Акватория | ГДП-1000 |
| V-6-3 | ШО | Акватория | ГДП-1000 |
| V-8-1 | ШО | Акватория, юго-восток | ГДП-1000 |
| VI-4-2 | ШО | Акватория, юг | ГДП-1000 |
| <i>Пикроильменит</i> | | | |

| | | | |
|--------|----|-------------------|----------|
| IV-8-1 | ШО | Донная станция 61 | ГДП-1000 |
| IV-9-3 | ШО | Донная станция 60 | ГДП-1000 |
| | | <i>Пироп</i> | |
| V-9-4 | ШО | О-ва Фирнлея | ГДП-1000 |
| V-9-11 | ШО | Мыс Кит | 75 |

Принятые сокращения:

Коренные месторождения: ММ – малое месторождение. *Россыпные месторождения:* РК – крупное, РС – среднее, РМ – малое;. *Промышленная освоённость месторождений* (дается после знака /): Э – эксплуатируемое;

П – проявление; РП – россыпное проявление; ПМ – пункт минерализации; ШО – шлиховой ореол, ВГХО – вторичный геохимический ореол; МА – магнитометрическая аномалия; РА – радиометрическая аномалия.

Таблица металлотектов

| Свита, толща, комплекс | Наименование, характеристика, формационная принадлежность | Минерагеническая специализация | Рудоконтролирующее значение | Рудоконтролирующие структуры и обстановка |
|--|--|--|--|---|
| 1 Н, Cu, Fe, УБ / О, D, J₃, K, Северо-Карская потенциальная минерагеническая область | | | | |
| O _{1kr+uš} | Кружилихская и ушаковская свита красноцветных песчаников с прослоями пестроцветных аргиллитов, алевролитов, мергелей, доломитов и мало мощными прослоями туфов и потоками кислых эффузивов | Железо, медь, платиноиды, TR | Рудовмещающая для проявлений железорудных скарнов, кремнистой гематит-магнетитовой, медно-железколчеданной, буро-железняковой формаций | Прибрежно-морские условия (кружилихская свита), застойные водоемы (ушаковская свита). Контакт с интрузиями смутнинского риолит-трахидолеритового вулканического и восточно-октябрьского гранитового комплексов ордовика |
| O _{2-3oz+st} | Озернинская и стройнинская свиты пестроцветных песчаников, глинистых доломитов, известняков с прослоями гипсолитов | Гипс | Гипсоносная сульфатно-карбонатная формация | Мелководные моря, периодически сменяющиеся лагунами и усыхающими водоемами |
| γOvo | Гранитовый комплекс восточно-октябрьский | Вольфрам, мышьяк, олово, серебро, золото, цинк, висмут | Рудовмещающая, рудогенерирующая для проявлений касситерит-вольфрамит-молибденит-грейзеновой, оловорудной силикатно-сульфидной и олово-серебро-полиметаллической формаций | Роговики над нескрытым гранитоидным массивом, или апикальные грейзенизированные части гранитных массивов |
| λ-τβOsm | Смутнинский комплекс риолит-трахидолеритовый вулканический | Железо, медь, платиноиды, редкие земли | Рудовмещающая среда, рудогенерирующая для проявлений кремнистой гематит-магнетитовой, медно-железколчеданной и бу- | Шток-стратифицированный и корневой морфогенетические типы, подводющие каналы кислых магм, экструзии, субвулканические |

| | | | | |
|--|--|--|----------------------------|---|
| | | | рожеlezняковой формаций | тела, авлакогенно- рифтогенные обста- новки |
|--|--|--|----------------------------|---|

| | | | | |
|--|---|---------------------|--|--|
| D _{1sv} +pd , D ₂₋₃ mt | Ранне и средне- позднедевонские красноцветно- пестроцветные пес- чаники, алевролиты, мергели | Медь, мар- ганец | Рудовмещающая среда, рудообразующая, рудо- носная формация меди- стых песчаников и слан- цев, а также осадочная марганценозная. | Основание плат- форменного чех- ла, дельтовые, прибрежно- морские и лагун- ные обстановки |
| D _{1rs} | Русановская свита известняков, мерге- лей, алевролитов и гипсов | Нефть и битумы | Нефтематеринская для сингенетических углево- дородов и нефтемеща- ющая – для миграцион- ных | Отложения мел- ководного тепло- го бассейна. Сингенетичная вкрапленность и скопления в се- кущих карбонат- ных жилах и брекчиях. |
| C ₃ -P _{1ah} | Ахматовская толща песчаниково- гравелит- конгломератовая | Золото | Золотоносная – проме- жуточный коллектор кластогенного золота | Прибрежно- морские и кон- тинентальные обстановки |
| ^s J ₃ -K ₁ | Черные и серые гли- ны на акватории, сейсмокомплекс | Нефть | Нефтематеринская для сингенетических углево- дородов | Отложения за- стойных бассей- нов с большим количеством органики |
| K _{1sr} | Шренковская свита глинисто- песчанико- во(песчано)- гравий- ная(галечниковая) угленосная | Уголь бу- рый | угленосная для пластов бурого угля | Области компен- сированного погружения кон- тинентального мелководья |

**3 Au, Sn, Mo, Mu / O, C, KZ Кропоткинская установленная золоторудно-россыпная мине-
рагеническая зона**

| | | | | |
|------------------|--|--|---|---|
| C _{2sl} | Сложнинская толща зеленоцветных пес- чаников, алевроли- тов, аргиллитов с прослоями гравели- тов и глинистых известняков | Золото, олово, мышьяк, висмут, Ag | Рудовмещающая для проявлений золото- серебряной, олово- серебро- полиметаллической, вольфрам-молибден- грейзеновой, молибден- кварцево-грейзеновой формаций | Ороговикован- ные и дислоци- рованные породы в экзоконтакте гранитоидов кропоткинского и солнечнинско- го комплексов |
| C _{3kč} | Курчавинская свита сероцветная аргил- лит-алевролитовая с прослоями песчани- ков | Марганец | Рудоносная для марган- ценосной терригенной формации | Глубоководные отложения, обо- гащенные орга- никой |
| γOvo | Гранитовый ком- плекс восточно- | олово, серебро, | Рудогенерирующее для проявлений олово- | Роговики над невскрытым гра- |

| | | | | |
|--|--|--------------------------------------|---|---|
| | октябрьский | золото, цинк, | серебро- полиметаллической формаций | нитоидным мас- сивом, зоны дробления |
| $\gamma\delta C_{1-2S}$ | Солнечнинский комплекс. Граноди- ориты. граниты | Молибден, вольфрам | Рудовмещающие, рудо- генерирующие для воль- фрам-молибден- грейзеновой формации | Тектоно- магматическая активизация. Грейзенизиро- ванные экзо- и эндоконтакты гранитных ин- трузий, |
| γC_{eb} | Еремеевско- Бирулинский ком- плекс гранит- лейкогранитовый. Внутригранитные пегматиты | Мусковит, берилл, | Рудовмещающая среда, рудогенерирующее зна- чение для мусковит- редкометалльных пегма- титов | Выступ Карского сводового подня- тия, амфиболит- овая фация ме- таморфизма вмещающих по- род, гранитоиды нормального ряда |
| C_3-P_{1ah} | Ахматовская толща песчаниково- гравелит- конгломератовая | Золото | Золотоносная – проме- жуточный коллектор кластогенного золота | Прибрежно- морские и кон- тинентальные обстановки |
| J_{1-2kp} кунар- ская свита | Галечниково- песчаная (до 45м) континентальная | Золото россыпное | Базовая россыпеобразу- ющая формация (проме- жуточный коллектор), россыпевмещающая среда, россыпная форма- ция | Эрозионно- тектонические депрессии, зало- женные по ли- нейным корам химического выветривания возраста |
| P_3-N_1 | Трансгрессивно- регрессивная при- брежно-морская валунно-песчано- глинистая | Золото, платиноиды рос- сыпные | Россыпная, россыпеоб- разующая и рос- сыпевмещающая форма- ция | Прибрежно- морские обста- новки мелководья, перемыва кор химического выветривания и более древних промежуточных коллекторов |
| N_2-Q_1 (N_2-Q_2) | Континентальная аллювиальная гра- вийно-галечно- песчаная ожелез- ненная | Золото, платиноиды рос- сыпные | Россыпная, россыпеоб- разующая и рос- сыпевмещающая форма- ция | Верхние подлед- никовые участки долин. Россыпи I-II надпоймен- ных террас |
| Q_{II-IV} | Континентальная аллювиальная пес- чано-галечная с гли- нистым заполните- лем | Золото, платиноиды рос- сыпные | Основная россыпная формация, россыпевме- щающие отложения | Грабен-долины III-IV порядка, каньоны и кань- онообразные долины и прито- ки II-III порядка |
| 4 Au / PZ₁, C, J₁, KZ Восточнобольшевистская – Нижнетагтаймырская минерогеническая золоторудно – россыпная зона | | | | |

| | | | | |
|--|--|------------------|---|---|
| Є ₁₋₂ gl Є ₁₋₂ kr | Гольшевская и краснореченская толщи песчанико-филлитовые черноцветно-сероцветные флишвидные углеродистые | Золото | Рудовмещающие для рудогенерирующие для золото-кварцевой формации. Золотоносная черносланцевая формация. | Отложения миогеосинклинали, дислоцированные, слабо метаморфизованные в зеленосланцевой фации, дробленные в сводах антиклиналей. Начальные этапы каледонской складчатости, формирование метаморфогенных кварцевых жил. |
| Є ₂ sl | Сложнинская толща зеленоцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов | Золото | Рудовмещающее, рудогенерирующее (?) для проявлений золото-кварцевой формации | |
| Є ₂ cl | Челюскинская толща сероцветно-черноцветная флишвидная | Золото | | |
| γC ₃ -P ₁ l | Лодочниковский комплекс гранит-гранодиоритовый | Золото | Рудогенерирующее для кварцево-малосульфидных золото-рудных жил | Герцинская тектономагматическая активизация. |
| J ₁₋₂ kп кунарская свита | Галечниково-песчаная (до 45м) континентальная | Золото россыпное | Базовая россыпеобразующая формация (промежуточный коллектор), россыпемещающая среда | Эрозивно-тектонические депрессии, заложенные по линейным корам химического выветривания |
| Рkm | Трансгрессивно-регрессивная прибрежно-морская валунно-глинистая (каменский горизонт) | Золото россыпное | Россыпеобразующая и россыпемещающая формация | Прибрежно-морские обстановки мелководья, перемиыва кор химического выветривания Р возраста. |
| mQ _{IV} | Прибрежно-морская песчано-галечная | Золото россыпное | Россыпемещающая | Современных пляжей и подводных склонов |
| eQ _{IV} | Щебень, дресва, глины | | | Элювиальная на золотоносных корях выветривания |
| 5 Au, U, Mo, UB / RF, O, C-P, J, KZ Мамонтовско-Лаптевская золоторудно-россыпная зона | | | | |
| RF ₃ k | Колосовская свита карбонатная (доломитовая) | Железо | Рудовмещающая, рудогенерирующая для буро-железняковой формации | Коры выветривания по внутри- и межформационным осадочным, а также по тектоническим брекчиям |
| RF ₃ l | Лаптевская свита вулканогенная, метабазальты, андезибазальты, риолиты, | Золото, железо | Рудовмещающая и рудогенерирующая. Формации железистых кварцитов и бере- | Зеленосланцевая фация регионального метаморфизма (желе- |

| | | | | |
|----------------------------------|---|---------------------|--|---|
| | туфы, туффиты | | зит-лиственитовая золоторудная | зистые кварциты) и гидротермальные изменения вулканитов среднего и основного состава (березиты и листвениты). |
| ΣRF _{3k} | Кунарский комплекс дунит-гарцбургитовый | Хромит (платиноиды) | Хромитоносная дунит-гарцбургитовая формация рудоносная, рудогенерирующая | Альпинотипные гипербазиты ранней стадии развития эвгеосинклиналей |
| V ₂ -C _{1pr} | Продольнинская свита карбонатно-терригенная | Золото, железо | Рудовмещающая и рудогенерирующая. Формации железистых кварцитов и золотоносных конгломератов | Прибрежное мелководье (золотоносные конгломераты). Зеленосланцевая метаморфизм (железистые кварциты) |

| | | | | |
|---|--|---------------------------------|--|--|
| O ₁₋₃ pk+gl | Пекинская и гольцовская свиты объединенные углеродисто-глинистых граптолитовых сланцев, алевролитов, глинистых известняков | Уран, молибден, ванадий, фосфор | Рудоносная, рудовмещающая, рудогенерирующая для урановой углеродисто-сланцевой формации | Морские бассейны с обстановкой слабой циркуляции и сероводородного заражения. Линейные коры выветривания по зонам смятия. Экзоконтакт гранитоидов пекинского комплекса |
| γC ₃ -P _{1l} | Лодочниковский комплекс гранит-гранодиоритовый | Золото | Рудогенерирующее для кварцево-малосульфидных золоторудных жил и золоторудных метасоматитов | Герцинская тектономагматическая активизация. Березитизация, лиственитизация, окварцевание вулканогенных пород в экзоконтакте |
| ξyP _{2p} | Субщелочно-гранитовый пекинский комплекс | Медь, молибден | Рудогенерирующее и рудовмещающее для медно-порфировой формации | Интрузии позднепермского этапа активизации |
| K _{1sr} | Шренковская свита глинисто-песчаная угленосная | Уголь бурый | Угленосная для пластов бурого угля | Области компенсированного погружения континентального мелководья. |
| | | | | |
| P ₃ -N ₁ (или Pkm) | Прибрежно-морская валунно-глинистая, песчано-песчаниковая (каменский горизонт) | Золото, платиноиды россыпные | Россыпная, россыпеобразующая и россыпевмещающая формация | Прибрежно-морские обстановки мелководья, перемыва кор химического выветривания P ₃ возраста. |
| N ₂ -Q ₁ | Континентальная | Золото | Россыпная, россыпе- | Континентальные об- |

| | | | | |
|---|---|--|---|---|
| (N ₂ -Q ₂) | аллювиальная гравийно-галечно-песчаная ожелезненная | | образующая и россыпewмещающая формация | становки в условиях постепенно подъема, русловые, надпойменные, террасовые(?) россыпи |
| Q _{II} -Q _{IV} | Континентальная аллювиальная песчано-галечная с глинистым заполнителем | Золото, платиноиды россыпные | Основная россыпная формация, россыпewмещающие отложения | |
| 6 Au, Pb, Zn / RF Колосовско-Дорожнинская золоторудная минерагеническая зона потенциальная | | | | |
| RF _{1ok} | Октябрьская толща метатравелитокварцевопесчаниковая | Золото | Рудовмещающая среда, промежуточный коллектор, метаморфогенные золотоносные конгломераты | Мелководные морские бассейны. Зеленосланцевый метаморфизм |
| RF _{1zđ} | Ждановская толща метакарбонатновулканогеннотерригенная углеродистая | Золото, мышьяк | Черносланцевая золотоносная формация. Рудогенерирующая и рудовмещающая для метаморфогенных золото-кварцевых жил | Зеленосланцевый метаморфизм Застойные лагунные водоемы |
| ΣRF _{12s} | Становской комплекс гипербазитовый | Хромит | Рудовмещающая, рудогенерирующая хромитоносная дунитгарцбургитовая формация | Альпинотипные гипербазиты ранней стадии развития эвгеосинклиналей |
| RF _{3st} | Становская толща метавулканогенноосадочная | Свинец, цинк, кадмий, золото, серебро, | Рудогенерирующая и рудовмещающая вулканогенноосадочная в метаморфических толщах для полиметаллическиколчеданных руд | Палеодепрессия, ограниченная зонами глубинных разломов, березитизация |
| γRF _{3s} | Снежинский комплекс катаклазированных гранитов | Железо | Рудогенерирующее для магнетитовых скарнов | Контактный метаморфизм |
| O _{1-3pk+gl} | Пекинская и голцовская свиты объединенные углеродисто-глинистых граптолитовых сланцев, алевролитов, глинистых известняков | Уран, молибден, ванадий, фосфор | Рудоносная, рудовмещающая, рудогенерирующая для урановой углеродисто-сланцевой формации | Морские бассейны с обстановкой слабой циркуляции и сероводородного заражения. Линейные коры выветривания по зонам смятия. |

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений твердых полезных ископаемых на площади листа Т-45-48

| №№ пп | Название, ранг и индекс подразделения | Полезные ископаемые | Площадь, S, км ² | Запасы категории (А, В и С) | | Σ А + В + С | Прогнозные Ресурсы Р | | | Сумма запасов и ресурсов |
|---|---|---------------------------------|-----------------------------|-----------------------------|----------------|-------------|----------------------|----------------|----------------|--------------------------|
| | | | | C ₁ | C ₂ | | P ₁ | P ₂ | P ₃ | |
| Карская минерагеническая провинция | | | | | | | | | | |
| 1. Северо-Карская минерагеническая область потенциальная | | | | | | | | | | |
| 1 | 1.0.1. Книжинский золоторудно-россыпной узел потенциальный | Золото россыпное, т | 200 | | | | 0,06 | | | 0,06 |
| Таймыро-Североземельский минерагенический пояс | | | | | | | | | | |
| 3. Кропоткинская золоторудно-россыпная минерагеническая зона | | | | | | | | | | |
| 2 | 3.1. Мушкетовский золоторудно-россыпной район потенциальный | Золото россыпное, т | 1900 | | | | | 0,25 | | 0,25 |
| 3 | 3.2. Студенинский золоторудно-россыпной район | Золото коренное, т | 1670 | | | | | | 100 | 100 |
| | | Золото россыпное, т | 1,018 | 4,196 | | 4,196 | 0,195 | | | 4,391 |
| 4 | 3.3. Тора-Каменский золоторудно-россыпной район | Золото коренное, т | 1270 | | | | | | 80 | 80 |
| | | Золото россыпное, т | 4,465 | | 1,815 | 1,815 | 4,714 | | | 6,529 |
| 5 | 3.5.1. Нансеновско-Бирулинский берилл-мусковитовый узел потенциальный | Мусковит, забойный сырец, тыс.т | 150 | | 0,761 | 0,761 | | | | 0,761 |

| 4. Восточнобольшевикско-Нижнетаимырская золоторудно-россыпная минерогеническая зона | | | | | | | | | | |
|---|--|---------------------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|------|--------|
| 6 | 4.2. Лагерно-Голышевский золоторудно-россыпной район | Золото коренное, т | 1800 | | 5,3 | 5,3 | 32,6 | | 104 | 141,9 |
| | | Золото россыпное, т | 5,99 | 3,227 | 5,871 | 9,098 | 1,195 | 0,2 | | 10,493 |
| 7 | 4.3. Серебрянско-Челюскинский золоторудно-россыпной район | Золото коренное, т | 1400 | | | | | | 196 | 196 |
| | | Золото россыпное, т | 0,1819 | | | | 1,765 | | | 1,765 |
| 8 | 4.4.1. Паландерский потенциальный золоторудно-россыпной узел | Золото коренное, т | 450 | | | | | | 180 | 180 |
| | | Золото россыпное, т | 1,462 | | | | 0,155 | 0,315 | | 0,470 |
| 5. Мамонтовско-Лаптевская золоторудно-россыпная минерогеническая зона | | | | | | | | | | |
| 9 | 5.1. Центральнo-Челюскинский золоторудно-россыпной район (вне узлов) | Золото коренное, т | 530 | | | | | | 53 | 53 |
| | | Золото россыпное, т | 3,615 | | | | 12,845 | | | 12,845 |
| 10 | 5.1.1. Унгинский золоторудно-россыпной узел | Золото коренное, т | 125 | | | | | 51 | 110 | 161 |
| | | Золото россыпное, т | 0,655 | 0,789 | 0,263 | 1,052 | | 0,219 | | 1,271 |
| 11 | 5.1.2. Кунар-Серебрянский потенциальный золоторудный узел | Золото коренное, т | 130 | | | | | 42 | 144 | 186 |
| 12 | 5.1.3. Ханневический потенциальный золоторудно-россыпной узел | Золото коренное, т | 115 | | | | | | 62 | 62 |
| | | Золото россыпное, т | 0,212 | | | | 0,250 | | | 0,250 |
| 13 | 5.0.1. Борзовский потенциальный золоторудный узел | Золото коренное, т | 500 | | | | | | 125 | 125 |
| | | Серебро, т | | | | | | 1250 | 1250 | |
| 14 | 5.0.2. Широкинский потенциальный медно- | Молибден, тыс.т | 310 | | | | | | 775 | 775 |

| | | | | | | | | | | |
|---|---|----------------------------|-----|--|--|--|--|-----|----------|------|
| | молибденово- рудный узел | Медь, тыс.т. | | | | | | | 136 0 | 1360 |
| | | Золото корен- ное, т | | | | | | | 9,1 | 9,1 |
| 1 5 | 5.0.3. Верхнека- менский потен- циальный мо- либден- урановорудный узел | Уран, тыс.т | 200 | | | | | | 20, 6 | 20,6 |
| 1 6 | 5.2.1 Угольно- бухтинский уг- леносный узел потенциальный | Уголь бурый, млн. т | 180 | | | | | 730 | | 730 |
| 6. Колосовско-Дорожнинская золоторудная минерагеническая зона потенциальная | | | | | | | | | | |
| 1 7 | 6.0.1. Песцов- ский потенци- альный золото- рудный узел | Золото корен- ное, т | 280 | | | | | | 30 | 30 |
| 1 8 | 6.0.2. Трехсе- стерский потен- циальный колче- данно- полиметалличе- ский узел | Свинец, тыс.т | 350 | | | | | | 136 0 | 1360 |
| | | Цинк, тыс.т | | | | | | | 390 | 390 |
| | | Золото корен- ное, т | | | | | | | 13, 6 | 13,6 |
| | | Серебро, т | | | | | | | 970 | 970 |
| | | Кадмий, т | | | | | | | 600 | 600 |

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых на листах Т-45-48

| Группа, подгруппа полезных ископаемых | | Вид полезного ископаемого | Количество прогнозируемых объектов | Категория прогнозных ресурсов | Прогнозные ресурсы |
|---------------------------------------|------------------------------|-----------------------------|---|--|--------------------------|
| УГЛЕВОДОРОДНОЕ СЫРЬЕ | | Нефть и газ | Перспективный нефтегазоносный район – 1 | D ₂ | 417 млн. т |
| РУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ | в коренных объектах | Медь | Потенциальный рудный узел-1 | P ₃ | 1360 тыс.т |
| | | Молибден | | P ₃ | 775 тыс.т |
| | | Свинец | Потенциальный рудный узел-1 | P ₃ | 1360 тыс.т |
| | | Цинк | | P ₃ | 390 тыс.т |
| | | Кадмий | | P ₃ | 600 т |
| | | Золото | Минерагенические зоны – 4 (установленные -3, потенциальная -1) Рудные районы установленные – 5 Рудные узлы – 8 (установленные –3, потенциальные -5) | P ₁ P ₂ P ₃ | 32,6 93 т 1206,8 т |
| | | Серебро | Потенциальные рудные узлы – 2 | P ₃ | 2200 т |
| | Уран | Потенциальный рудный узел-1 | P ₃ | 20,6 тыс.т | |
| | в россыпных объектах | Золото | Минерагенические зоны установленные –3 Россыпные районы установленные – 5 Россыпные узлы –3 (установленные –1, потенциальные – 2) | P ₁ +P ₂ | 22,312 т |
| | НЕРУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ | Уголь бурый, млн. т | Угленосный район потенциальный – 1 Угленосный узел потенциальный | P ₁ +P ₂ +P ₃ | 730 |

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Геолкарты Т -45-48 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

| № № пп | Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта | Оценка ресурсов по категориям | | Баланс ресурсов по результатам работ (+, -) | Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам |
|--------|---|---|-------------------------|---|--|
| | | На начало работ | По результатам работ | | |
| 1 | Золото коренное, 3.2. Студенинский золоторудно-россыпной район | Ресурсы не приводились | 100 т – P ₃ | + 100 т | Поиски коренного золота м-ба 1:50000 в Озернинском рудно-россыпном узле |
| 2 | Золото коренное, 3.3. Тора-Каменский золоторедкометалльно-россыпной район | Ресурсы для района не приводились. По р/п Первое Au-1,5 т (P ₂), Ag-1,2 т (P ₂) – Киреев С.Б. – 1:50000 (1991 г) | 80 т – P ₃ | +78,5 т | Рекомендуется для лицензирования – Мартовско-Никитинский золоторедкометалльный узел, и рп Первое |
| 3 | Золото коренное, 4.3. Серебрянско-Челюскинский золоторудно-россыпной район | Сердюк С.С. (2006 г): Серебрянско-Кунарский рудно-россыпной узел – 139 т (P ₃) (площадь больше, чем 4.3), Нижнесеребрянский рудно-россыпной узел – 66 т (P ₃), всего 205т (P ₃) | 196 т – P ₃ | - 9 т | Поиски коренного золота м-ба 1:50000 в Серебрянском рудно-россыпном узле |
| 4 | Золото коренное, 4.4.1. Паландерский потенциальный золоторудно-россыпной узел | Сердюк С.С. (2006 г): Паландерский рудно-россыпной узел – 40 т (P ₃), Маргинская рудно-россыпная зона 34 т (P ₃) | 180 т – P ₃ | + 106 т | Поиски коренного золота м-ба 1:50000 в Паландерском рудно-россыпном узле |
| 5 | Золото коренное, 5.0.1. Борзовский потенциальный золоторудный узел | А.А.Макарьев – ГГС 1:200000 (1985) – 50 т P ₃ | 125 т – P ₃ | +75 т | Вторая очередь. Поиски коренного золота и серебра м-ба 1:50000 в Борзовском потенциальном руд- |
| | Серебро, 5.0.1. Борзовский потенциальный золоторудный | Ресурсы серебра не оценивались | 1250 т – P ₃ | +1250 т | |

| | узел | | | | ном узле |
|---|--|--|---------------------------------|----------------|--|
| 6 | Золото коренное, 6.0.1. Песцовский потенциальный зо- лоторудный узел | Макарьев А.А. – ГГС 1:200000 (1985) – 200 т P ₃ | 30 т – P ₃ | -170 т | Не рекоменду- ется проводить работы, т.к. большая часть площади узла находится в пределах Большого Арк- тического запо- ведника |
| 7 | Молибден, 5.0.2. Широкинский потенциальный мед- но- молибденоврудный узел | Беззубцев В.В. – АФГК – 200 (1979) – 25 тыс.т. – P ₃ | 775 тыс.т. – P ₃ | +730 тыс.т. | Вторая очередь. Поиски м-ба 1:50000 на мо- либден, медь и золото |
| | Медь, 5.0.2. Широкинский потенциальный мед- но- молибденоврудный узел | На медь не оце- нивался | 1360 тыс.т. – P ₃ | +1360 тыс.т | |
| | Золото коренное, 5.0.2. Широкинский потенциальный мед- но- молибденоврудный узел | На золото не оце- нивался | 9,1 т – P ₃ | +9,1 т | |
| 8 | Свинец, 6.0.2. Трехсестер- ский потенциальный колчеданно- полиметаллический узел | Ресурсы не оценивались | 1360 тыс.т – P ₃ | +1360 тыс.т | Вторая очередь. Поиски м-ба 1:50000 на по- лиметаллы, серебро, золото |
| | Цинк, 6.0.2. Трехсестер- ский потенциальный колчеданно- полиметаллический узел | Ресурсы не оце- нивались | 390 тыс.т – P ₃ | +390 тыс.т | |
| | Серебро, 6.0.2. Трехсестер- ский потенциальный колчеданно- полиметаллический узел | Ресурсы не оценивались | 970 т – P ₃ | +970 т | |
| | Золото коренное, 6.0.2. Трехсестер- ский потенциальный колчеданно- полиметаллический | Ресурсы не оценивались | 13, 6 т – P ₃ | +13,6 т | |

| | | | | | |
|--|---|---------------------------|------------------------|-------|--|
| | узел | | | | |
| | Кадмий, 6.0.2. Трехсестер- ский потенциальный колчеданно- полиметаллический узел | Ресурсы не оценивались | 600 т – P ₃ | 600 т | |

*при подсчете ресурсов по геохимическим данным по формуле Соловова А.П. авторами отчета не учитывался понижающий коэффициент на долю балансовых руд, в результате чего ресурсы по рудному золоту завышены

СПИСОК ГРАФИЧЕСКИХ ПРИЛОЖЕНИЙ

Карты, схемы листов Т-45-48 масштаба 1:1 000 000

Приложение 1. Лист 1. Геологическая карта дочетвертичных образований

Приложение 1. Лист 2. Условные обозначения к геологической карте дочетвертичных образований

Приложение 2. Лист 1. Карта четвертичных образований

Приложение 2. Лист 2. Условные обозначения к карте четвертичных образований, эколого-геологическая схема.

Приложение 3. Литологическая карта поверхности дна акватории

Приложение 4. Геоморфологическая карта

Приложение 5. Карта полезных ископаемых

Приложение 6. Лист 1. Карта закономерностей размещения полезных ископаемых

Приложение 6. Лист 2. Условные обозначения к карте закономерностей размещения полезных ископаемых

Схемы листов Т-45-48 масштаба 1:2 500 000

1. Схема прогноза на нефть и газ (на листе с картой 8)

2.Схема минерагенического районирования, продуктивности рудных узлов и прогноза полезных ископаемых (на листе с картой 8)

3. Тектоническая схема (на листе с картой 1)

4. Схема глубинного строения (см. в тексте)

5.Эколого-геологическая схема (на листе 4 – с условными обозн. к КЧО)

Схемы листов Т-45-48 масштаба 1:5 000 000

1. Схема минерагенического районирования (на листе 8)
2. Схема геоморфологического районирования (на листе с картой 6)
3. Схема оценки эколого-геологической опасности (на листе 3)
4. Схема тектонического районирования (на листе с картой 1)

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Таймыро-Североземельская
Серия Северо-Карско-Баренцевоморская
Лист Т-45 – 48 – м. Челюскин
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

Подписано в печать 30.11.2013. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 29,5 + вкл. Уч.-изд. л. 46.
Тираж 150 экз. Заказ 81011039

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