



МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ имени А. П. КАРПИНСКОГО» (ВСЕГЕИ)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ НАУЧНО-АНАЛИТИЧЕСКИЙ ЦЕНТР»
(ЗапСибГеоНАЦ)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия)

Лист R-43—(45) — Гыдан—Дудинка

Объяснительная записка

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-43—(45) — Гыдан—Дудинка. Объяснительная записка. СПб., Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. 187 с. + 9 вкл. (МПР России, ВСЕГЕИ, ЗапСибГеоНАЦ).

Изложены результаты обобщения материалов по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, истории геологического развития восточной части п-ова Ямал, севера Тазовского полуострова, п-ова Гыдан, бассейна низовьев Енисея. Приводится описание различных видов полезных ископаемых, известных в пределах территории, и дана оценка ее перспективности.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов по региональной геологии и полезным ископаемым.

Табл. 23, ил. 9, список лит. 157 назв.

Авторы:

*В. С. Бочкарев, Ю. В. Брадучан, А. С. Воронин, П. П. Генералов,
Е. К. Ковригина, Н. Х. Кулахметов, В. С. Митюшева, Б. П. Ставицкий,
Я. Э. Файбусович, С. В. Шемираева*

Материалы по листу R-43—(45) — Гыдан—Дудинка рассмотрены и рекомендованы к печати секцией Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 Главной редколлегии по геологическому картографированию МПР России.

Редакционная группа Главной редколлегии:

*Г. Н. Шапошиков (председатель), С. В. Егоров, К. Б. Ильин,
Е. К. Ковригина, С. И. Стрельников, Н. С. Торшин*

Ответственный редактор *П. П. Генералов*

© Министерство природных ресурсов Российской Федерации, 2000

© Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ВСЕГЕИ), 2000

© Федеральное государственное унитарное предприятие «Западно-Сибирский геологический научно-аналитический центр» (ЗапСибГеоНАЦ), 2000

© Коллектив авторов, 2000

© Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2000

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа R-43—(45) — Гыдан—Дудинка Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) почти полностью находится в пределах Западно-Сибирской плиты и лишь на крайнем юго-востоке охватывает часть Сибирской платформы. В комплект входят геологическая карта доплиоценовых образований, карта плиоцен-четвертичных образований, карта полезных ископаемых и объяснительная записка к ним.

Географические сведения. В пределы рассматриваемой территории с площадью суши 215 тыс. км² входят Ямало-Ненецкий АО Тюменской области и Таймырский АО Красноярского края. В орографическом отношении она почти полностью находится в пределах Западно-Сибирской равнины, а вдоль юго-восточной рамки листа выделяются сниженные (до 200 м) отроги Норильского плато Среднесибирского плоскогорья. Морфоструктура Западно-Сибирской равнины в пределах листа представляет собой чередование низин с абсолютными отметками до 70—80 м и возвышенностей с абсолютными высотами 80—200 м и изредка выше. В целом для орографии Ямала, Гыданского и Тазовского полуостровов характерно постепенное снижение высот от центральных их частей к периферии.

Гидрографическая сеть, отличающаяся густотой и большой разветвленностью, принадлежит к бассейнам Карского моря и его заливов. Эти заливы (Обская, Тазовская, Гыданская губы) характеризуются относительным мелководьем. Главная водная артерия территории — Енисей — полноводная широкая река, достигающая 6 км в ширину у г. Дудинка и 44 км на широте 71° с. ш. Глубина реки в устье составляет 10 м, а у Дудинки — 35 м; скорость течения 0,5—1,0 км/ч. Наиболее протяженные притоки впадают в Енисей слева. К ним относятся Малая Хета, Большая Хета, Яра, Танама и многие другие. Из рек водосборов Обской, Гыданской и Тазовской губ наиболее значительны Мессояха, Юрибей (Гыданский), Антипаюта, Пойловыха, Нурмаяха, Сеяха и др., интенсивно меандрирующие в широких долинах. Питание рек преимущественно снеговое и в значительно меньшей степени дождевое; грунтовое питание практически отсутствует.

Территория изобилует озерами. В основном преобладают небольшие (до 1 км в поперечнике) неглубокие термокарстовые озера. Крупные озера обычно расположены группами. Самая значительная группа, включающая озера Хасейнто, Ямбута, Периптавето и др., расположена вблизи Гыданской губы. Периоды замерзания и вскрытия рек и озер сильно растянуты. Реки вскрываются обычно в мае, ледостав начинается в конце сентября—начале октября. На многих крупных озерах и в губах лед окончательно стает иногда лишь в

середине лета. Замерзание их происходит значительно позднее замерзания рек, чаще всего во вторую половину октября [96].

Суровые климатические условия района в значительной мере обусловлены его положением в высоких широтах (68—72° с. ш.). Среднегодовая температура для них близка к —10 °С. Зима с устойчивым снежным покровом длится около восьми месяцев (с октября по май). Летом даже в наиболее теплые месяцы возможно выпадение снега.

На всей территории широко распространена многолетняя мерзлота, сковывающая рыхлые грунты и оказывающая чрезвычайно большое влияние на ход современных геологических процессов. Мощность мерзлой зоны превышает 400 м, а ее отсутствие предполагается лишь под дном заливов, наиболее крупных озер и руслом Енисея.

Рассматриваемая территория относится к зоне тундры и практически лишена древесной растительности. Лишь в долинах рек Мессояха, Большая Хета, Енисей и др. встречаются лиственничные редколесья, а севернее 69° с. ш. в защищенных от ветра местах отмечаются группы кустарников ольхи и ивы. На открытых пространствах моховые ассоциации почти совершенно лишены кустарниковой растительности. Животный мир небогат и представлен видами, обычными для тундр Европейско-Сибирской провинции. Здесь проживают северный олень, горностай, волк, песец, лемминг; в Енисейском заливе обычны нерпа и белуха.

Район мало населен и экономически освоен слабо. Несмотря на то, что в последние 30 лет в районе открыты многочисленные месторождения углеводородов (в том числе и несколько уникальных), разрабатываются лишь отдельные из них.

Крупнейший населенный пункт и речной порт — административный центр Таймырского АО г. Дудинка, связан железной дорогой с крупным промышленным и культурным центром г. Норильск. На Ямале и Гыдане имеется несколько поселков (Тадибейха, Мыс Каменный и др.), являющихся базами нефтегазозведочных экспедиций. Эти населенные пункты доступны зимой лишь для авиатранспорта. Летом транспортными магистралями становятся заливы Карского моря и Енисей. Остальные реки района несудоходны и проходимы лишь на лодках.

Район обладает ресурсами полезных ископаемых, в первую очередь — нефти и газа. В меньшей степени он перспективен на уголь, цветные металлы, строительные материалы.

Геологическая изученность. Первые сведения о геологическом строении арктической части Западной Сибири получены в результате маршрутных исследований А. Ф. Миддендорфа (1860 г.), Ф. Б. Шмидта (1872 г.), И. А. Лопатина (1897 г.) и др. Более поздние региональные маршрутные съемки проводились Н. Н. Урванцевым (1919—1926 гг.), И. Я. Ермиловым и Б. Н. Городковым (1926—1927 гг.), Ф. Г. Марковым (1938—1939 гг.), В. Н. Саксом (1939—1946 гг.), С. А. Стрелковым (1947—1950 гг.) и другими геологами. В 1934 г. Н. А. Гедройцем на левобережье Енисея вблизи устья Малой Хеты были обнаружены выходы горючих газов в виде грифонов.

Планомерное изучение природных ресурсов и геологическое картирование территории началось в 40-х годах в связи с вводом в эксплуатацию Норильского медно-никелевого месторождения, открытого Н. Н. Урванцевым в 1920 г., а также благодаря регулярному транспортному движению по Северному морскому пути. К 1956 г. коллективом НИИГА (С. А. Стрелков,

С. Л. Троицкий, 1951 г.; В. Н. Соколов, 1952 г.; В. С. Ломаченков, 1953 г.; Н. Н. Куликов, С. Л. Троицкий, 1953 г.; Н. А. Тимашков, 1953 г.; Н. Н. Куликов, Г. А. Значко-Яворский, 1954 г.; В. С. Ломаченков, Н. А. Тимашков, 1954 г.; и др.) вся площадь закартирована в масштабе 1 : 1 000 000. По результатам работ В. Н. Саксом составлена стратиграфическая схема четвертичных отложений, основанная на чередовании ледниковых и межледниковых эпох. В последующие годы подготовлены к изданию листы R-44, 45 (Н. Н. Урванцев и др., 1958 г.) и R-42, 43 (Ю. Н. Кулаков, Г. А. Значко-Яворский, 1959 г.) Государственной СССР масштаба 1 : 1 000 000.

В этот же период пробурены первые колонковые скважины вблизи устья р. Яковлева (1947—1953 гг.), севернее мыса Сопочная Карга (1952—1953 гг.), в пос. Новый Порт, Антипаюта, на мысе Трехбугорный (1956—1958 гг.), на Большехетской площади и Дудинском профиле (1960—1962 гг.) и глубокие поисково-разведочные скважины, позволившие выяснить строение мезозойско-кайнозойского осадочного чехла и установить наличие угольных пластов и фосфатоносных горизонтов. В 1956—1965 гг. Салехардской экспедицией ВНИГРИ под руководством Н. Г. Чочия выполняются геолого-геоморфологические исследования с целью изучения перспектив нефтегазности севера Западно-Сибирской плиты.

На юго-востоке площади геологами НИИГА (С. Л. Троицкий, 1960 г.; Г. А. Значко-Яворский, 1961 г.; Ю. Н. Михалюк и др., 1963 г.; А. А. Межвилк и др., 1966 г.; К. Н. Белоусов, 1966 г.; и др.) проведено среднемасштабное геологическое картирование; позднее изданы отдельные листы и блоки геологических карт под редакцией Ф. Г. Маркова (1972 г.) и М. Л. Шермана (1995 г.). Параллельно на участках проявлений полезных ископаемых были выполнены детальные поисковые работы, произведено металлогеническое районирование территории и составлены среднемасштабные металлогенические карты (1965, 1986 гг.). На прилегающих с севера и запада обширных пространствах в 1970—1981 гг. сотрудниками «Аэрогеологии» проведено среднемасштабное геологическое картирование (В. А. Николаев и др., 1976 г.; Р. А. Биджиев и др., 1981 г.; М. С. Долотов и др., 1981 г.) и космфотогеологическое картирование масштаба 1 : 1 000 000 (Д. А. Кукушкин и др., 1981 г.; А. С. Лавров и др., 1983 г.). На Тазовском полуострове и юго-востоке Ямала в процессе среднемасштабной геолого-гидрогеологической съемки, не завершенной к настоящему времени, пробурены колонковые скважины, вскрывшие разрез плиоцен-четвертичных отложений и подстилающих их горизонты палеогена и мела.

Развитию представлений о геологическом строении территории способствовал большой объем геофизических исследований, включающих разномасштабные грави- и аэромагнитные съемки, сейсморазведку, в меньшей мере электроразведочные работы, проведенные НИИГА, Тюменским и Красноярским ГУ, ЗГТ и другими организациями. В результате обобщения геолого-геофизических материалов составлены структурные карты по нескольким отражающим горизонтам (Г. А. Суханов и др., 1967 г.; В. А. Галунский и др., 1992 г.; и др.), получены новые сведения о тектонике и глубинном строении региона (В. С. Бочкарев, 1990 г.; Н. Н. Дашкевич и др., 1970 г.; П. К. Куликов, 1971 г.; В. С. Сурков, О. Г. Жеро, 1981 г.; Д. Б. Тальвирский, 1976 г.; и др.).

За последние десятилетия, после открытия Новопортовского нефтегазоконденсатного месторождения (1964 г.) разведан целый ряд месторождений, в

том числе разрабатываемое Ямбургское, являющееся вторым в мире по запасам углеводородного сырья.

С целью ускоренного освоения нефтегазовых районов коллективами МГУ, НИИГА, ВСЕГИНГЕО, СибНИПИГаз, ЗапСибНИГНИ проводятся инженерно-геокриологические и гидрогеологические исследования, выполненные В. В. Баулиным, Б. В. Галактионовым, В. В. Нелюбиным, Н. И. Обидиным, Б. П. Ставицким, В. Т. Трофимовым и др. [11, 12, 92, 115, 135, 136, 150].

Вопросы геоморфологии, неотектоники, четвертичной геологии региона освещены С. А. Архиповым, П. П. Генераловым, В. А. Зубаковым, Ф. А. Каплянским, В. Н. Саксом, В. Я. Слободным, О. В. Суздальским, В. Д. Тарноградским, С. Л. Троицким и др. [2, 10, 29, 78, 91]. Огромный фактический материал по геологическому строению, полезным ископаемым, накопленный к настоящему времени, обобщен в сводных работах ЗапСибНИГНИ, НИИГА, ВНИГРИ, СНИИГГиМС [6, 7, 56, 76, 79, 82, 118], а также на картах различного содержания [19, 30, 112, 126, 127, 155].

За 40 лет, прошедших со времени издания Госгеолкарты СССР масштаба 1 : 1 000 000 по листам R-42, 43 и R-44, 45 [104, 105], получено много новых данных, в первую очередь касающихся стратиграфии мезозоя Западно-Сибирской плиты и палеозоя Сибирской платформы, нефтегазоносности, тектоники. Вместе с тем следует отметить недостаточную изученность домезозойских образований. Полистные геолъемки среднего масштаба, проведенные преимущественно в 60-е годы, охватили лишь восточную часть исследуемой территории. На остальной площади выполнено лишь аэрофотогеологическое картирование, не предусматривающее картировочное бурение. Авторы карты плиоцен-четвертичных отложений при ее составлении провели дешифрирование материалов дистанционных съемок с целью уточнения геологических границ.

Проведенные при нефтегазопроисловых работах большие объемы буровых и геофизических работ позволили комплексно и на более высоком уровне изучения осветить геологическое строение и перспективы территории на полезные ископаемые — в первую очередь на углеводородное сырье.

Рассматриваемая работа выполнена в соответствии с «Требованиями по составлению и подготовке к изданию материалов Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия)», 1982 г., «Типовыми условными обозначениями» (1986 и 1989 гг.) и дополнениями к ним, разработанными Главной редакционной коллегией по геологическому картографированию МПР РФ.

Комплект карт и объяснительная записка к ним составлены в Западно-Сибирском геологическом научно-аналитическом центре (ЗапСибГеоНАЦ). Авторами работы являются В. В. Боровский, А. С. Воронин, П. П. Генералов, В. Г. Лихотин, Я. Э. Файбусович, С. Г. Черданцев. В работе также принимали участие ведущие специалисты ЗапСибНИГНИ — Ю. В. Брадучан, Н. Х. Кулахметов, Б. П. Ставицкий; ВСЕГЕИ — Е. К. Ковригина; СибНАЦ — В. С. Бочкарев.

Проведена частичная увязка карт доплиоценовых образований, плиоцен-четвертичных образований и полезных ископаемых листа R-43—(45) — Гыдан—Дудинка с ранее составленными по листам R-(40)—42 — Вайгач—Ямал; Q-42, 43 — Салехард; Q-44, 45 — Игарка и R-(45)—47 — Норильск. Северная рамка свободна. Для всех трех карт совпадение по западной рамке с листом R-(40)—42 — полное. С листами R-(45)—47 и Q-44, 45 по карте дочетвертичных образований достигнута сбивка контуров доюрских толщ. Полной увязки по верхнемеловым толщам не достигнуто из-за использова-

ния стратиграфических схем разных районов. В частности, на листе «Игарка» откартированы маргельтовская и костровская свиты Туруханского района, а на листе R-43—(45) — насоновская, салпадинская и танамская Усть-Енисейского. Существенные расхождения при сбивке с южными и восточными листами по карте плиоцен-четвертичных образований объясняются различными стратиграфо-генетическими подходами авторов вышеупомянутых листов и листа R-43—(45). Вместе с тем увязка границ геологических тел с листами «Игарка» и «Норильск» в основном достигнута.

Несбойка с листом Q-42, 43 — Салехард по общим геологическим картам связана с тем, что авторами представленных карт использованы материалы промежуточного отчета по Ямбургской площади ГГС-200, выпшедшего в 1991 г. (Е. П. Козлов, П. П. Генералов и др.), результаты которого не в полной мере использованы составителями листа «Салехард». Работы по этому объекту продолжаются и будут завершены в 2001 г.

На листе R-43—(45) не увязаны между собой стратоизогипсы юрских отложений. Это связано с тем, что на севере Западно-Сибирской плиты четкий отражающий сейсмический горизонт «Б» приурочен к кровле верхней юры, а в Усть-Енисейском районе наиболее надежен горизонт (II^б) в кровле средней юры.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории выявлены по обнажениям, глубоким скважинам или предполагаются по геофизическим данным структурно-вещественные комплексы от протерозойских до современных. Разновозрастные осадочные и вулканические триасовые образования объединяются в крупные стратиграфические единицы, каждая из которых отражает особенности тектонического развития и структурную позицию слагающих ее образований. Выделяются протерозойский, палеозойский, мезозойско-палеогеновый, плиоцен-четвертичный этапы тектонического развития. Каждый из них характеризуется режимом осадконакопления, присущим ему, и завершается или складкообразовательными процессами (тогда между смежными структурно-вещественными комплексами наблюдается угловое несогласие), или перерывами в осадконакоплении, сопровождающимися эрозией (региональное стратиграфическое несогласие).

На площади листа R-43—(45) распространены структурно-вещественные комплексы Сибирской платформы — геоантеклизы (архейско-протерозойский складчато-кристаллический фундамент и вендско-палеозойский чехол) и приарктической части Западно-Сибирской плиты — геосинеклизы (гетерогенный фундамент и мезозойско-кайнозойский чехол). Данные ОГТ (горизонты П_г и др.) и КМПВ допускают общность исторического развития территории и формирования осадков палеозоя, в едином бассейне от Ямала до Таймыра. Однако информация по геологическому строению этих структур, полученная к настоящему времени, допускает только раздельное описание доюрских образований.

Самые древние толщи предполагаются по результатам интерпретации региональных сейсмических профилей в центральной части территории (бассейны верховьев Мессояхи, Танамы, Яры). Здесь выделяется Няояхский срединный массив с предполагаемым карельским фундаментом и верхнепротерозойским дислоцированным чехлом. По аналогии с Сибирским кратоном верхний протерозой здесь представлен доломитами, известняками и сланцами. В магнитном поле массив выражается положительными аномалиями интенсивностью 0,1—0,2 мЭ. Для него характерно высокое положение (5,5—9,0 км) сейсмогоризонта «А».

ДОЮРСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Докембрий. На крайнем юго-западе образования, слагающие доюрский фундамент, вскрыты скважинами на Новопортовском месторождении (рис. 1). Кровля доюрского фундамента залегает на глубинах от 2490 м (скв. 139-Р) —

2550 м (скв. 108-Р) до 3208 м (скв. 93-Р). Отложения по скважинам 139-Р, 108-Р датируются поздним протерозоем по аналогии (вещественный состав и степень метаморфизма) с породами Уральской складчатой системы и представлены филлитовидными сланцами серицит-кварцевого, серицит-альбит-кварцевого, серицит-хлорит-кварцевого и кварцево-хлоритового состава (не исключается примесь вулканогенного материала) с редкими прослоями кварцито-песчаников и мраморов (скважины 139-Р, 108-Р). Породы дислоцированы и пересечены многочисленными кварцево-карбонатными прожилками. Углы падения сланцеватости 25, 45, 60°. Наблюдаются грубополосчатые текстуры, структуры гранолепидобластовые. Степень метаморфизма достигает зеленосланцевой фации. По скважинам, вскрывшим кровлю верхнепротерозойских пород, представляется, что залегают последние в ядрах положительных структур, полого погружающихся на восток и круто на север.

В разрезе, вскрытом скв. 108-Р, прослеживаются (снизу вверх) в интервале 2690—2600 м — кристаллические сланцы мощностью 90 м; в интервале 2600—2550 м — кварцито-песчаники с прослоями кристаллических сланцев (50 м).

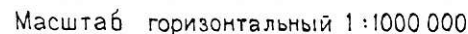
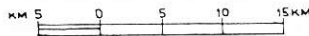
Вероятно, во фрагменте разреза верхнего протерозоя осадконакопление происходило в режиме восходящих тектонических движений, что обусловило регрессивную его направленность. Максимально вскрытая мощность верхнепротерозойских отложений 220—300 м.

Палеозой. Нижний палеозой. Выделен на Новопортовской площади по аналогии (вещественный состав и степень метаморфизма) с образованиями Уральской складчатой системы. Кровля нижнепалеозойских пород вскрыта на глубинах 2546 м (скв. 109-Р)—2588 м (скв. 115-Р). Они представлены филлитовидными сланцами кварцево-альбит-серицитовыми, глинистыми и карбонатно-глинистыми сланцами серыми, зеленовато-серыми; известняками, серыми и черными доломитами. Встречаются прослои мергелей и окварцованных олигомиктовых песчаников. Обломочный материал — кварц, полевой шпат. Цемент базальный: тонкозернистый агрегат кварца, альбита, серицита, хлорита, лейкоксена. Углы падения сланцеватости 45—75°. Наблюдаются полосчатая, линзовиднополосчатая текстуры, обломочная и пелитоморфная структуры.

В известняках встречены органические остатки: водоросли *Epirhytaceae* ?, спикулы губок, остракоды, мшанки (?), иглокожие (?) (скв. 109-Р, определения О. И. Богуш); неопределимые остатки иглокожих, брахиопод, трилобитов (скв. 115-Р, определения Н. П. Мешковой). Дополнительно А. Ф. Асташкиной определены конодонты нижнего ордовика — *Scolopodus* sp., *Drepanodus originalis* Ser., *Oistodus pseudoramis* Ser. В. С. Бочкаревым [112] эти отложения отнесены к яротинской толще мощностью 500 м.

Степень метаморфических преобразований пород соответствует зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Отложения нижнепалеозойского возраста окаймляют ядра положительных структур. Перепады отметок их кровли в бортах порядка 50 м. Максимальная вскрытая мощность ≈ 100 м.

В Усть-Енисейском районе к верхнему кембрию отнесены известняки (скв. 11-Р, Точинская — Малохетская площадь), вскрытые в интервале 1800—2002 м, которые перекрываются согласно фаунистически охарактеризованными отложениями ордовика. Известняки сопоставимы (В. С. Бочкарев, 1975 г.)



1—9 — метаморфические и осадочные породы: 1 — кристаллические сланцы, 2 — кристаллические сланцы, кварцито-песчаники, 3 — переслаивание известняков и карбонатно-глинистых сланцев, 4 — доломиты, глинистые доломиты, 5 — ритмичное переслаивание известняков (в том числе оолитовых), аргиллитов, алевролитов, песчаников, 6 — переслаивание доломитов, доломитистых известняков, аргиллитов, 7 — переслаивание известняков, доломитов, 8 — аргиллиты (в том числе углеродсодержащие), прослои глинистых доломитов, 9 — известняки доломитистые; 10—13 — формации: 10 — углито-алевролит-глинистая нижнего — среднего карбона, 11 — карбонатно-терригенная, карбонатная среднего палеозоя, 12 — терригенно-карбонатная нижнего палеозоя, 13 — кристаллических сланцев верхнего протерозоя; 14 — габброиды, базальты; 15 — скважины, вскрывшие доюрский фундамент, в числителе — отметки кровли фундамента, в знаменателе — вскрытая мощность пород фундамента (м); 16 — скважины с дебитом (м³/сут) нефти (Н), газа (Г), газа, воды (Г, В); 17 — находки ископаемой фауны; 18 — предполагаемые разломы.

с таковыми среднего—верхнего кембрия (Елогуйская опорная скважина и скв. 3-Р Кыксинской площади к югу от территории).

Ордовикские отложения вскрыты в интервале 1800—1143 м (скв. 11-Р, Точинская площадь) и представлены известковистыми породами и аргиллитами. Они содержат фаунистические остатки: мшанки, *Stigmatella* cf. *foord* (Nich.), *Phaenopora* cf. *ensiformis* Hall., *Pachydictya* cf. *flabellum* (Lind).

Средний палеозой. На Новопортовской площади выделяются карбонатная, карбонатно-терригенная и углисто-глинистая терригенная ассоциации пород (В. С. Бочкарев, В. В. Горетая, 1988) (рис. 1). Фаунистическое обоснование выделяемых образований не всегда надежное. В скв. 99-Р (Новопортовская площадь) в интервале глубин 3285—3293 м из известняков определены водоросли *Wetheredella* — верхнего силура—девона (?) (сборы В. В. Горетой, заключение Л. Г. Петровой, М. В. Постоялко). В известняках (скв. 131-Р, гл. 2670 м) встречены крупные проблематичные образования с пористой стенкой; мшанки (?) — сечения, подобные биосферам (скв. 143-Р, гл. 2218 м). Возраст известняков, по заключению О. И. Богуш, палеозойский. Вскрытая мощность среднепалеозойских отложений 1064 м.

Распределение литологических разностей по разрезу следующее (снизу вверх):

3612—3260 м (352 м) — известняки (скв. 93-Р).

3260—3208 м (52 м) — известняки доломитистые.

Монотонность карбонатного разреза нарушается присутствием покрова базальтов (скв. 99-Р, гл. 3280 м) и горизонта песчаников (скв. 93-Р, гл. 3220 м). Фаунистическое обоснование этой части разреза (скв. 99-Р, 3260 м) — водоросли *Wetheredella* — верхний силур—девон (?).

3208—2817 м (391 м) — доломиты (скв. 94-Р). На глубине 2880 м — дебит нефти и газа 284 м³/сут.

Распределение по площади скважин, вскрывших эту часть разреза, предполагает развитие известняков по периферии положительных локальных структур в морском бассейне с нормальной соленостью. Постепенно бассейн засоляется, возрастает доломитистость осадков, отлагаются доломиты. Растет тектоническая активность (покровы базальтов, горизонты песчаников). Рельеф дна морского бассейна усложняется, прогибы между локальными поднятиями углубляются. Проявляется фаціальное разнообразие осадконакопления. Вблизи поднятий продолжают формироваться карбонатные толщи:

2817—2570 м (скважины 104-Р, 146-Р) — доломиты, известняки глинистые.

2666—2545 м (скв. 124-Р) — равномерно чередующиеся доломиты и известняки. В депрессиях отлагаются ритмичнослоистые известковые, доломитовые, глинистые, песчаные осадки.

2866—2660 м (скважины 91-Р, 136-Р, 161-Р) — ритмичное чередование известняков (доломитов), аргиллитов, алевролитов, песчаников. Вверх по разрезу и к бортам депрессий растет примесь терригенного материала. Фауна, обнаруженная в аргиллитах (скв. 91-Р, гл. 2850 м), датирует их нижним карбоном.

2780—2600 м (скв. 134-Р) — послойное чередование аргиллитов, углистых аргиллитов (в погруженных частях депрессий). В зоне перехода карбонатных и углисто-глинистых фаций суточный дебит воды 180 м³/сут.

Карбонатная ассоциация представлена переслаиванием известняков доломитсодержащих и доломитов. Известняки серые, темно-серые, органогенные, редко битуминозные (коричневые разности). Структуры — пелитоморфная, средне- и крупнозернистая, текстуры — массивная, слоистая. Углы падения (к

горизонту) 15, 50, 70°. Трещины заполнены белым кальцитом. Доломиты серые, черные, битумсодержащие, рассланцованные (< 70°). В обоих литотипах примесь глинистой составляющей незначительна (до 5%). Известняки чистые — кальцита 96 % (скв. 93-Р, инт. 3402—3412 м).

Карбонатно-терригенная ассоциация представлена чередованием грубо- и тонкослоистых доломитов и известняков, в том числе глинистых и запесоченных; глинистых сланцев, алевролитов, песчаников в разной степени известковистых. Вблизи положительных структур встречаются оолитовые известняки (скважины 131-Р, 161-Р) — показатели мелководной обстановки. Реже отмечаются прослои кремнистых пород. Углы падения слоистости 15, 70°; сланцеватости — 20, 50, 70°.

В составе глинистых сланцев преобладают гидрослюда (70 %), железистый хлорит (30 %). Степень метаморфизма пород близка к зеленосланцевой.

Углисто-глинистая терригенная ассоциация широко развита в Западной Сибири и представлена углисто-глинистыми и глинистыми сланцами с подчиненным развитием известняков, алевролитов, полимиктовых песчаников. Метаморфические преобразования пород незначительные (углефицированный детрит). Угол наклона слоев (к горизонту) 45°.

Палеозойский разрез в границах листа практически амагматичен. Незначительные проявления вулканизма обнаружены на Новопортовской площади. В скв. 99-Р (гл. 3270 м) среди известняков среднего палеозоя (верхний силур—девон) встречен горизонт мелкопорфировых базальтов. В скв. 215-Р — межпластовая интрузия оливнинового габбро.

В Усть-Енисейском районе силурийские породы вскрыты на глубине 1143—570 м (скв. Точинская-11-Р). Это глинистые и доломитистые известняки с обильной фауной кораллов *Multisolenia* cf. *tortuosa* Fritz., *Palaeofavosites* cf. *mirabilis* M s c h e r n., *Paleohalysites* sp. (определения М. С. Жижиной); массовое развитие водорослей, криноидей, губок. Комплекс фауны позволяет сопоставлять породы с таковыми Норильского района.

Верхний палеозой. Верхнепалеозойские породы установлены на Новопортовской площади (В. С. Бочкарев). Это озерные аргиллиты, алевролиты, угленосные породы с остатками остракод и спорово-пыльцевыми комплексами пермского возраста.

В северо-восточной части листа скважинами 1 и 2 (Волочанская площадь) вскрыты эффузивы, залегающие на угленосных отложениях перми. Они подобны базальтам аймалской свиты (красноселькупская серия) по разрезу Тюменской сверхглубокой скважины СГС-6. Вмещающие отложения по спорово-пыльцевым данным отнесены по возрасту к татарскому веку [6].

Триас. На площади Новопортовского месторождения триасовые отложения по данным бурения и сейсморазведки отсутствуют (выклинивание сейсмических горизонтов Ia, Ib, Iv).

Данные по разрезам скважин смежных с юга площадей свидетельствуют о регрессивном характере осадконакопления этого периода, вероятно, сопровождавшегося локальными размывами формировавшихся осадочных серий. Аналоги позднепермско-раннетриасовой трапповой формации Сибирской платформы на территории выделены в красноселькупскую серию. Она представлена нормальными и щелочными базальтами, их туфами и аргиллитами. Спорово-пыльцевые комплексы относятся к перми и раннему триасу. Отложения сохранились фрагментами на Малохетской, Долганской, Суходудин-

ской нефтгазоразведочных площадях. Проявление аналогичных образований можно ожидать также на северо-востоке листа — в Гыданском и Усть-Енисейском районах.

На большей части площади можно предполагать накопление осадков триаса в песчано-глинистых фациях, в условиях мелководных заливов прибрежно-морского бассейна и озер (тампейская серия).

Тампейской серии отвечают сейсмические отражающие горизонты Ia—Iv. Отложения включают аргиллиты, песчаники, конгломераты. Их возраст (конец раннего—поздний триас) установлен по конхостракам, флоре и спорово-пыльцевым комплексам (В. С. Бочкарев, С. И. Пуртова, 1994 г.). Формирование осадков происходило в озерных и прибрежно-морских условиях. Мощность 700—1000 м. Отложения серии согласно перекрываются большехетской серией нижней—средней юры, включающей аргиллитоподобные и алевроитовые глины, песчаники с прослоями алевролитов, линзы гравелитов, конгломератов, горизонты углей.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

На территории вендские отложения обнажены на правом берегу Енисея против о-ва Агапитовский. Они прослежены к северу почти до устья Хантайки, где по разлому контактируют с кулюмбинской свитой верхнего кембрия. Нижний венд представлен лайдашнинской свитой, верхний — сухарихинской.

Нижний венд. Лайдашнинская свита (*V_{1ld}*) выделена Ю. С. Куликовым и Е. И. Летовым [42] на Енисее южнее р. Лайдашна. Ранее включенные в ее состав отложения относились к излучинской свите верхнего рифея [77] или к синию [203]. Разрез и стратиграфическое положение свиты уточнены А. С. Варгановым и др. [117].

Лайдашнинская свита сложена пестроцветными аргиллитами, кварцевыми песчаниками, а также алевролитами, гравелитами, конгломератами, известняками и доломитами. Залегает со стратиграфическим и угловым несогласием с конгломератами и гравелитами в основании на разных стратиграфических уровнях чернореченской свиты верхнего рифея и коре выветривания слагающих ее пород.

По вещественному составу и окраске пород разрез свиты расчленен на три пачки, снизу:

1. Кварцевые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, аргиллиты, алевролиты. Имеет ритмичное строение (до 7 ритмов)	м
(К югу от района — до 140 м.)	65—90
2. Красноцветные, реже — серые аргиллиты, подчиненные мергели, доломиты, известняки.	135
3. Черные и серые аргиллиты с прослоями кварцевых песчаников, доломитов, известняков	85

Мощность разреза 285—310 м.

Первые две пачки вскрыты скважинами 53 и 55, третья обнажена по правому берегу Енисея и на руч. Агапитовский [117]. Общая мощность лайдашнинской свиты в районе около 300 м.

Конгломераты свиты — пестроцветные, мелкогалечные, состоят из хорошоокатанной гальки (2—5 см в поперечнике) кварца, кварцитовидного песчаника, микрокварцита, черного аргиллита, спементированной кварцевым гравелитом. Гравелиты встречаются также в прослоях (0,2 до 1 м) среди песчаников. В составе обломочного материала в них преобладает кварц, встречаются красноцветные кварциты и филлитовидные сланцы, черные кремни.

Песчаники состоят из окатанных или угловатых зерен кварца (90—99 %), калиевого полевого шпата (до 8 %), альбита (до 5 %), единичных зерен халцедона, кварцитовидного песчаника. Цемент поровый глинисто-доломитовый, иногда кремнистый регенерационный. Состав алевролитов аналогичен песчаникам. Аргиллиты характеризуются примесью карбонатного (до 25 %) и песчаного (до 15 %) материала. Глинистая часть состоит из монтмориллонита с примесью гидрослюда.

Вторая пачка тонко- и линзовиднослоистая, содержит признаки образования в мелководных условиях: знаки ряби, микросдвиги, микроразмывы слоев.

В составе второй пачки аргиллиты переслаиваются с мергелями и доломитами, образуя своеобразную ритмичность (м):

Аргиллиты	10,2	7,2	34,3	29,2	18,2
Мергели, доломиты	20,5	6,2	3,2	6,0	—

В третьей пачке ритмы образуют аргиллиты и песчаники, известняки и доломиты присутствуют вверху разреза (м):

Аргиллиты	11,9	9,3	1,2	3,6	3,4	10,5
Песчаники	2,6	5,5	1,7	5,6	1,5	—
Известняки	—	—	—	—	—	4,5
Доломиты	—	—	—	—	—	4,5

В составе тяжелой фракции песчаников и алевролитов свиты преобладают турмалин и циркон.

Комплекс микрофитолитов свиты — *Osagia* cf. *cortcosa* Nar., *Vesicularites tortuosus* Re itl., *V. anfractus* Z. Zhur., *Nubecularites catagraptus* Re itl. сходен с таковым гравийской свиты.

Верхний венд. Сухарихинская свита (*V_{2sh}*) выделена В. И. Драгуновым (1956) на р. Сухариха, где и находится ее стратотип. Ранее свита относилась к нижнему кембрию [77]. О. А. Вотях и др. (1968) считали ее докембрийской. В настоящей работе она отнесена к верхней части венда и сопоставлена с платоновской свитой Туруханского поднятия и островной свитой Енисейского кряжа.

На рассматриваемой площади свита известна на правобережье Енисея против о-ва Агапитовский. Распространение ее на поверхности к северу ограничивается разломом, входящим в систему Енисейского линейного. Сложена она темно-серыми, часто водорослевыми известняками, светлоокрашенными доломитами, песчаниками, мергелями, карбонатными конгломератами. Характерны включения черных кремней. В основании на черных аргиллитах лайдашинской свиты без видимого несогласия залегает пачка (12,3 м) кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников. Сухарихинская свита имеет в районе двучленное строение, что отражено в расчленении ее на две подсвиты [117].

Нижняя подсвита (220—230 м) состоит из доломитов, известняков, мергелей и песчаников. В разрезе представлены четыре пачки: 1 — базальная (от 10,3 м до 20 м), состоящая из песчаников, алевролитов и аргиллитов; 2 — доломитовая (7,5 м) с прослоями водорослевых известняков; 3 — известняковая (66,2 м) с подчиненными мергелями; 4 — доломитовая (70,9 м) с подчиненными известняками. В верхах верхней пачки присутствует трубчатая проблематика *Cambrotubulus decurvatus* Miss. и микрофитолиты.

Верхняя подсвита (280 м) сложена черными и темно-серыми тонкослоистыми и массивными известняками, доломитами, мергелями. Вверху отмечены прослои песчаников.

По данным А. С. Варганова и др. [117], разрез подсвиты состоит из четырех пачек. В нижних трех, имеющих ритмичное строение и мощности соответственно 60, 55 и 65 м, черные водорослевые известняки сменяются доломитами, а затем мергелями. Четвертая пачка состоит из известняков и доломитов примерно в равных количествах. В пачках 1—3 встречаются известняковые конгломераты, конгломерато-брекчии, брекчии.

Мощность свиты в целом 500—510 м.

В известняках верхов верхней пачки по скважинам 51 и 54 установлены трубчатая проблематика *Tiksitheca* cf. *licus* Miss., остатки *Anabarites trisulcatus* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., а также остатки гастропод и хиолитов [117], характерные для немакит-далдынского горизонта.

Песчаники свиты по составу полевошпатово-кварцевые или кварцево-олигомиктовые. Обломочный материал в них имеет хорошую окатанность и представлен кварцем (75—90 %), калиевым полевым шпатом (5—25 %). Цемент — базальный доломитовый. Мергели — доломитовые или кальцитовые. Доломиты обычно содержат примесь песчаных зерен кварца (до 10 %). В тяжелой фракции из карбонатных пород свиты преобладают лейкоксен и анатаз (32—57 %), присутствуют турмалин (2—48 %) и циркон (0,2—41 %), характерен аутигенный пирит — до 80 % в породах нижней подсвиты, отмечены сфалерит и сидерит.

Известковые водоросли сухарихинской свиты (по определениям В. И. Шипицына) представлены: *Korilophyton inopinatum* (Vogel), *Renalcis polymorphus* Masl. (нижняя подсвита), к ним присоединяются *Gemma inclusa* Luch., *G. gelatinosus* Kogde, *Ranomminella* sp., *Girvanella* sp. (верхняя подсвита), также отвечающие немакит-далдынскому горизонту. Микрофитолиты, представленные в обеих подсвитах, содержат формы широкого возрастного распространения (рифей—ранний кембрий) и типично юдомские формы — *Radiosus punctatus* Nag., *R. ovatus* Nag., *Medullarites lineatus* Nag., *M. ovalis* Nag., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., а также считающиеся типичными для нижнего кембрия Средней Сибири — *Nubecularites parvus* Reitl., *N. catagraphus*

Reitl., *N. punctatus* Reitl. С учетом всех имеющихся данных, как считает В. А. Шипицын, сухарихинская свита района отвечает немакит-далдынскому горизонту венда.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения на территории отнесены к нижнему, среднему и верхнему отделам.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения нижнего отдела представлены краснопорожской свитой (*C_{1kp}*), установленной на поверхности только в юго-восточной части площади в бассейне руч. Агапитовский. Верхняя ее часть фрагментарно обнажена по Енисею к югу от района, а в его пределах вскрыта скважинами 51 и 54 Нижнехантайской площади [117]. Краснопорожская свита выделена В. И. Драгуновым (1963) по порогу Красный (Шумный) на р. Сухариха. Стратотип ее находится в 1—4 км ниже порога.

Свита залегает на сухарихинской со стратиграфическим несогласием: из разреза выпадает ее нижняя пачка розовато-красных известняков с остатками фауны археоциат низов томмотского яруса (р. Сухариха). Полный разрез свиты на территории отсутствует, так как она несогласно перекрыта устьбрусской свитой среднего кембрия, отвечающей верхам амгинского—нижней половине майского ярусов. Отложения большей части атдабанского, ботомского, тойонского и почти всего амгинского ярусов выпадают из разреза.

Краснопорожская свита сложена переслаивающимися пестроцветными доломитистыми, иногда глинистыми известняками и доломитовыми мергелями, доломитами, содержащими желваки кремней. Мощности прослоев отдельных разновидностей пород составляют от 1,5 до 12 м, а мощность свиты в целом не превышает 40 м. Отложения содержат комплекс остатков микрофауны, включающий хиолителминты, томмотиды, ханцелорииды и др., отвечающие томмотскому ярусу. В известняках верхней части свиты на правом берегу Енисея к югу от территории В. И. Драгуновым (1967) собраны остатки трилобитов *Hebediscus ponderosus* Lerm., *Neocobboldina dentata* Lerm., *Pagetiellus lenaicus* (Toill.) (определения Н. Е. Чернышевой), свидетельствующие о соответствии верхней части вскрытого разреза свиты эльгянскому горизонту атдабанского яруса. В тяжелой фракции из пород свиты представлены анатаз и турмалин, иногда пирит.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Амгинский—майский ярусы

На территории к среднему кембрию отнесены устьбрусская свита верхов амгинского—нижней половины майского ярусов и лабазная свита верхней половины майского яруса (*C_{2ub} + lb*). На карте обе свиты объединены ввиду малой мощности устьбрусской свиты. Свиты представлены известняками, часто онколитовыми и водорослевыми, глинистыми и песчанистыми известня-

ками, мергелями, песчанистыми доломитами, известняковыми конгломерато-брекчиями.

Устьбрусская свита выделена С. П. Микуцким (1960) в приустьевой части Бруса, впадающего в р. Горбиачин. На территории она установлена на поверхности только в бассейне руч. Агапитовский, а также вскрыта скв. 51 [117].

Разрез свиты по скв. 51, снизу:

1. Известняки темно-бурые, плотные с сутурными швами, выполненными битуминозной глиной с остатками трилобитов <i>Solenopleura</i> aff. <i>zwerewi</i> Lerm., <i>Pseudanomocarina</i> cf. <i>plana</i> N. Tschern., <i>Corynoxochus</i> <i>tensus</i> Lerm., <i>Clenoides</i> cf. <i>optimus</i> Laz., <i>Kootenia</i> <i>amgensis</i> N. Tschern. и др.	м
2. Известняки розово-бурые песчанистые детритовые с прослоями темно-бурого известняка с остатками трилобитов <i>Ranlinscella</i> aff. <i>granulatus</i> (Wal.) c., <i>Solenopleura</i> aff. <i>bucculentum</i> Gronw., <i>Linguagnostus</i> <i>gronwalli</i> Kob., <i>Pseudanomocarina</i> cf. <i>olenekeensis</i> Laz., <i>Anomocarioides</i> <i>divulgatus</i> Laz. и др., а также колпачковых гастропод, криноидей, хиолитов	2,0
3. Известняки серые и кремовые с остатками трилобитов, в верхней части — с их крупными формами. Из трилобитов определены <i>Anomocaridae</i> gen. et sp. indet. <i>Solenopleura</i> aff. <i>bucculentum</i> Gronw., <i>Olenoides</i> sp., <i>Phoidagnostus</i> sp.	1,0
4. Известняки серые и бурые пятнистые, известняки глинистые линзовиднослоистые, внизу с прослоями песчанистого детритового известняка, в кровле с остатками трилобитов <i>Solenopleura</i> aff. <i>bucculentum</i> Gronw., <i>Anomocaridoides</i> cf. <i>sulcatus</i> A. Zakh., <i>Peronopsis</i> sp., <i>Phoidagnostus</i> sp.	1,4
	2,2

Мощность разреза 6,5 м.

Остатки трилобитов слоя 1, по заключению Т. В. Пегель, отвечают суорбалахскому горизонту амгинского яруса, а из слоев 2—4 — оленекскому горизонту майского яруса.

Лабазная свита выделена Т. К. Баженовой (1964) со стратотипом на р. Кулюмбе. Она распространена на поверхности в том же районе, что и устьбрусская, а также вскрыта скв. 51 [117], где залегает со стратиграфическим несогласием (выпадает джахтарский горизонт) на известняках устьбрусской свиты.

Лабазная свита сложена серыми слоистыми известняками и мергелями, онколитовыми известняками, известняковыми конгломератами, внизу присутствуют песчанистые доломиты. На территории по скв. 51 описан разрез (40,4 м) только нижней части свиты, представленный преобладающими серыми известняками, онколитовыми и водорослевыми известняками, глинистыми известняками, вверху — серыми и зеленовато-серыми мергелями, в средней части с прослоем (2,2 м) зеленовато-желтых песчанистых доломитов. Известняки содержат многочисленные остатки трилобитов, а вверху — и беззачатковых брахиопод.

Полный разрез свиты (около 300 м) описан к югу от территории на правом берегу Енисея ниже устья р. Холпакова [117], где выше указанных известняков первой пачки (здесь ее мощность 58 м) залегают мергели, чередующиеся с карбонатными конгломерато-брекчиями (пачка 2 — 26 м), серые ленточные известняки, мергели, известковистые аргиллиты (пачка 3 — 46 м), ленточные известняки (пачка 4 — более 58 м), известняки, мергели, аргиллиты (пачка 5 — более 50 м), ленточные известняки с прослоями доломитизированных известняков и доломитов (пачка 6 — 50 м). Тяжелая фракция из пород свиты отвечает циркон-турмалин-

анатаз-лейкоксоновой ассоциации, присутствует аутигенный пирит, установлены единичные зерна сфалерита.

Свита отнесена к нижней части силигирского горизонта майского яруса, по заключению Т. В. Пегель, на основании определения остатков трилобитов. Джахтарский горизонт в разрезе отсутствует.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхний кембрий представлен на территории в полном объеме и расчленен на орактинскую (аюсоканский ярус) и кулюмбинскую (сакский—аксайский ярусы) свиты.

Аюсоканский ярус

Орактинская свита (Є_{3or}) выделена В. А. Марковским (1960) на р. Оракта, левом притоке Кулюмбе. На рассматриваемой территории она представлена только на правом берегу Енисея вблизи южной рамки листа. Распространение ее к северу на поверхности ограничено разрывным нарушением.

Орактинская свита согласно залегает на лабазной и сложена серыми слоистыми известняками, глинистыми известняками и мергелями с прослоями детритовых, онколитовых и водорослевых известняков, песчанистых доломитов, карбонатных гравелитов, седиментационных брекчий.

Разрез свиты изучен по скважинам 43 и 44 в бассейне Плесовой вблизи восточной рамки территории, где установлено ее четырехчленное строение, снизу: пачка 1 — темно-серые пятнистые известняки, водорослевые известняки, карбонатные гравелиты, остатки брахиопод; пачка 2 — ритмично чередующиеся онколитовые известняки, глинистые известняки, мергели, крупный детрит и раковины брахиопод, трилобитов; пачка 3 — монотонные слоистые известняки и мергели, седиментационные брекчии; пачка 4 — глинистые известняки, мергели, песчанистые доломиты с обломками трилобитов, ядрами брахиопод [117]. Неполная мощность в этом разрезе около 170 м, полная (по аналогии с соседними районами) — не менее 300 м. В тяжелой фракции из пород свиты преобладают аутигенный пирит или замещающий его лимонит, а также турмалин, циркон, анатаз, лейкоксен, в отдельных пробах — хромит, барит.

Орактинская свиты отнесена к аюсоканскому ярусу верхнего кембрия по определениям остатков брахиопод *Billingsella kulumbensis* Jadr., *B. aff. tegula* Jadr., *Billingsella* sp. и трилобитов *Paracoldinia* sp.

Сакский—аксайский ярусы

Кулюмбинская свита (Є_{3kl}) выделена В. А. Марковским (1960) в среднем течении р. Кулюмбе, где установлен ее стратотип и согласное залегание на орактинской. На территории прослежена на поверхности от района оз. Агапитово до низовьев Хантайки и далее до устья Амбарной, а под четвертичными отложениями, возможно, до устья Фокиной. Свита расчленена на три подсвиты, отвечающие энцийскому, юракийскому и кетыйскому горизонтам [117].

Нижняя подсвита (190—210 м) сложена доломитами и известняками, среди последних установлены пестрые водорослевые, темно-серые онколитовые и глинистые разности. Подчиненное значение имеют мергели и аргиллиты. Разрез подсвиты имеет ритмичное строение: наиболее распространенные ритмы представлены сменяющимися известняками, мергелями, доломитами.

Средняя подсвита (210—220 м) состоит из светлых и пестрых доломитов, светлых массивных, часто водорослевых известняков и красноцветных мергелей. Характерно простое строение ритмов.

Верхняя подсвита (270—290 м) включает известняки, пестроцветные доломиты, мергели, аргиллиты, подчиненные конгломераты и гравелиты. Известняки тонкослоистые и массивные водорослевые. В средней части встречены прослои и включения гипса. Строение ритмов: онколитовые и водорослевые известняки (2—8 м) — пестрые доломиты (0,5—1,6 м) — мергели и аргиллиты (2—7 м).

Мощность свиты 670—720 м.

Возраст свиты установлен на основании определений остатков трилобитов, брахиопод и моноплакофор.

Из нижней подсвиты А. В. Розовой определены трилобиты: *Paracoldinia strata*, *P. salairica*, *Faciura infida* L a z., *Ensyna* sp. и др., комплекс, имеющий распространение с мадуйского горизонта аюсокканского яруса. Однако трилобиты рода *Faciura* появляются с энцийского горизонта. Здесь же О. Ф. Якуниной определены остатки брахиопод *Billingsella kulumbensis* J a d r., *B. aff. parva* J a d r., *Eoorthis* sp., распространенные с мадуйского горизонта и выше по разрезу.

Средняя подсвита охарактеризована остатками трилобитов плохой сохранности. По аналогии со стратотипом она отнесена к юракскому горизонту.

Верхняя подсвита содержит остатки брахиопод кетыйского горизонта: *Eoorthis sabus*, *E. sublineocostata*, *E. palmula*, *Conotreta* sp. (определения О. Ф. Якуниной), трилобитов *Monosulcatina laeve* R o s., *Ketyna* aff. *ketiensis* R o s., а также моноплакофор. Верхнекембрийские отложения, по-видимому, отвечающие верхней части кулюмбинской свиты, вскрыты скв. 11 на Точинской нефтегазоразведочной площади по левому берегу Енисея против устья Сухой Дудинки под ордовикскими отложениями в интервале 1732—2000 м [26, 80].

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

На территории установлены отложения нижнего и среднего отделов ордовика.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К нижнему отделу отнесены уйгурская, ильтыкская и гурагирская свиты. Первая из них отвечает усть-кутскому*, вторая — усть-кутскому—чуньскому и третья — чуньскому ярусам местной Сибирской шкалы.

* Усть-кутский ярус местной шкалы соответствует тремадокскому ярусу, а чуньский — аренинскому ярусу международной шкалы. Лланвирнскому ярусу в пределах Сибирской платформы отвечает региональный перерыв в осадконакоплении.

Уйгурская свита (*Oug*) выделена А. В. Розовой в 1970 г. в бассейне р. Кулюмбе, где установлен ее стратотип. На территории она прослеживается из района оз. Агапитово на юге в нижнее течение р. Хантайка и далее (под четвертичными отложениями) на реки Убойная и Фокина.

Разрез сложен известняками, доломитами, подчиненными красноцветными мергелями, в основании с прослоями известковых песчаников, гравелитов и конгломератов. Во всех породах содержится примесь песчаного материала. Характерны признаки образования пород в условиях мелководья: знаки ряби, трещины усыхания, косая и волнистая слоистость, следы илоедов, местные размывы. Залегает на кулюмбинской свите согласно.

Уйгурская свита расчленена на две подсвиты, отвечающие мансийскому и лопарскому горизонтам [73, 117].

Нижняя подсвита (около 150 м) включает известняки, часто онколитовые и строматолитовые, доломиты, мергели, в прослоях встречаются карбонатные гравелиты и конгломераты, песчаники, детритовые известняки. Строение разреза ритмичное: биогермные известняки с прослоями карбонатных конгломератов и песчаников сменяются доломитами, а затем мергелями. В разрезе по р. Хантайка, примерно в 6 км от устья в средней части разреза подсвиты установлены остатки брахиопод *Apheorthis khantaiskiensis* J a d r., *A. endigiensis* J a d r. мансийского горизонта (определения О. Ф. Якуниной).

Верхняя подсвита (до 150 м) представлена пестроцветными известняками, доломитами и мергелями. Имеет сходное с нижней подсвитой ритмичное строение. В средней части ее разреза на р. Хантайка найдены остатки гастропод *Tropidodiscus curvilinearis* C o n r., *Cyrtodiscus* sp., моноплакофор *Kyrenella ayactica* S. R o s., трилобитов *Pseudocoldinia gloriosa* R o s., *Dolgeuloma* aff. *ordinara* O g i e n c o., *D. aff. abunda* R o s., ядра брахиопод *Apheorthis* sp. По заключению А. В. Розовой, большая часть этих форм являются проходящими из мансийского горизонта, но ранее в разрезе р. Хантайка найдены остатки трилобитов *Pletopeltides magnus* Z. M a x., *Dolgeuloma turumakitica* R o s. лопарского горизонта [74].

Мощность уйгурской свиты составляет 300 м.

Усть-кутский—чуньский ярусы

Ильтыкская свита (*Oil*) выделена В. А. Марковским и А. В. Розовой (1975) на р. Ильтыко, притоке Кулюмбе со стратотипом на Кулюмбе. Она распространена на правобережье Енисея, где прослеживается от района оз. Агапитово и низовьев Хантайки до бассейна р. Фокина. Севернее (в низовьях Дудинки) она вскрыта скв. С-11, где выше ее залегают гурагирская свита нижнего, загорнинская свита среднего ордовика, яковлевская свита нижнего мела и четвертичные отложения [15]. Ильтыкская свита согласно залегает на уйгурской и сложена темно-серыми и черными водорослевыми известняками и доломитами. Последние в сочетании с сульфатно-доломитовыми породами преобладают в средней части разреза свиты и в ее кровле. Характерны линзы известняковых конгломератов, гравелитов и песчаников, встречающиеся по всему разрезу. Красноцветные породы образуют единичные прослои.

Ильтыкская свита расчленена на три подсвиты, отвечающие нийскому, угорскому и кимайскому горизонтам [117]. Нижняя и верхняя подсвиты сложены преобладающими известняками, средняя — доломитами и сульфатно-доломитовыми породами. Мощности подсвит составляют соответственно 200, 130—140 и 110—120 м, а свиты в целом — 440—460 м.

Нижняя подсвита охарактеризована остатками брахиопод *Apheorthis melita* Jadr., *A. submelita* Jadr., *A. engidiensis* Jadr., являющимися руководящими для нийского горизонта. Средняя подсвита содержит смешанный комплекс фаунистических остатков (конодонты, брахиоподы), проходящий из угорского горизонта в кимайский. Верхняя подсвита по находкам остатков конодонтов — *Scolopodus quadraeplicatus* Branson et Mehl., *Drepanodus honocurvatus* Lindstr., а также брахиопод *Nanorthis hamburger hamburgensis* Jadr., *Ryselasma skitiense* Jadr., *Angarella jaworowskii* Assat. отнесена к кимайскому горизонту.

Чуньский ярус

Гурагирская свита (O_{1gr}) выделена В. И. Драгуновым (1961) со стратотипом на р. Кулюмбе.

На территории она установлена в нижнем течении Хантайки и на р. Убойная. Вероятно, она присутствует в разрезах нижнего ордовика под четвертичными отложениями в бассейне р. Фокина, а также вскрыта скв. С-11 в низовьях Дудинки под отложениями среднего ордовика, нижнего (яковлевская свита) и нижнего—верхнего (долганская свита) мела, а также четвертичными.

Гурагирская свита согласно залегает на ильтыкской. Она сложена пестроцветными мергелями, доломитами, известняками, гипсом, ангидритом, аргиллитами, песчаниками. Разрез имеет двучленное строение. Нижняя подсвита (120—140 м) — аргиллит-мергельно-доломитовая, с гипсом и ангидритом, ритмичного строения, пестроцветная. Верхняя подсвита (около 160 м) — аргиллит-мергельная с подчиненными песчаниками и известняками, красноцветная, почти не содержит сульфатов.

Мощность гурагирской свиты 280—300 м. Она увеличена примерно на 100 м по сравнению со стратотипом.

Возраст свиты не определен однозначно, так как фаунистически она слабо охарактеризована. К тому же положение границы нижнего и среднего ордовика дискуссионно. На р. Кулюмбе остатки брахиопод *Angarella lopatini* Assat., характерные для верхней части чуньского яруса, найдены в 9 м от кровли свиты. К востоку от района в бассейне Сиговой в разрезе скв. 25 в известняках нижней подсвиты установлены остатки брахиопод *Nanorthis hamburgerensis* (Walcott), *Ryselasma akitiense* Jadr., *Angarella jaworowskii* Assat., характерных для кимайского горизонта, а в верхней подсвите из доломитовых песчаников и алевролитов с руч. Безымянный в низовье Хантайки выделен комплекс конодонтов *Oistodus multicorrigatus* Haggis, *Drepanodus homocurvatus* Lindstr., *Oneotodus* sp., *Scolopodus* sp. и др., имеющий распространение от кимайского до вихоревского горизонта [117]. По Сибирской стратиграфической шкале ордовикской системы вихоревский горизонт является верхним в составе чуньского яруса нижнего ордовика.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Криволуцкий и мангазейский ярусы

К среднему ордовика (O_2) на правобережье Енисея отнесены ангирская и амарканская свиты криволуцкого яруса и загорнинская — мангазейского. Основание криволуцкого яруса — муктейский горизонт в западной части Сибирской платформы выпадает из разреза вследствие регионального прерыва в осадконакоплении.

Ангирская, амарканская и загорнинская свиты объединенные прослеживаются на поверхности от нижнего течения Хантайки на р. Убойная и далее — под четвертичными отложениями — до р. Фокина. Севернее они вскрыты скважинами в низовьях Дудинки (скв. С-11, р. Косая) — под четвертичными, нижнесилурийскими и мангазейскими отложениями, а также на левобережье Енисея против устья Сухой Дудинки (скв. 11 Точинской нефтегазодочной площади, интервал 1212—1267 м) под четвертичными, нижнемеловыми, средне-, верхнеюрскими, девонскими, силурийскими и среднеордовиковскими (мангазейскими) отложениями.

Свиты выделены В. А. Марковским и А. В. Розовой (1975) в среднем течении р. Кулюмбе, где и находятся их стратотипы.

Ангирская свита залегает на гурагирской с размывом, что устанавливается по наличию в низах ее разреза линз известняковых гравелитов. Граница свит — резкая, что определяется налеганием темно-серых аргиллитов с фауной волгинского горизонта на гурагирские красноцветы.

Свита сложена серыми, темно-серыми до черных известняками с многочисленными остатками брахиопод и остракод и подчиненными темно-серыми и черными аргиллитами, образующими отдельные слои (0,8—1,9 м) в нижней и верхней частях свиты, а также тонкие прослойки среди известняков. Мощность свиты в районе изменяется от 20 до 30 м, что, возможно, связано с размывом в предамарканское время.

Соответствие свиты волгинскому горизонту криволуцкого яруса определяется наличием в ее составе остатков брахиопод *Murinella* aff. *jakutiensis* Andr., *Mimella* aff. *macia* Andr., *Atelelasma peregrinum* (Andr.), *Ratinesquina ermani* Andr. и др. Установлены также конодонты этого же уровня (данные Г. П. Тартышной).

Амарканская свита залегает на ангирской с размывом, что фиксируется наличием в ее основании кварцевых песчаников или песчаных доломитов. Сложена она красноцветными аргиллитами и мергелями, подчиненными известняками, доломитами, кварцевыми песчаниками, гипсом. Разрез имеет двучленное строение: нижняя часть — сероцветная гипсоносная аргиллит-мергельно-доломитовая; верхняя — красноцветная мергельно-аргиллитовая.

Мощность свиты колеблется от 50 до 65 м, что, видимо, связано с предзагорнинским размывом. Соответствие ее киренскому—кудринскому горизонтам криволуцкого яруса установлено по остаткам брахиопод *Rostricellula basalaris* Cooper., *R.* aff. *lenaensis* (Nikif.), *Rostricellula* sp., *Lingulella* sp., остракод *Fidelitella simplex* (V. Ivan.), *F. unica* (V. Ivan.), *Primitia abundans*

V. Ivan. и др., а также комплекса конодонтов. В кровле свиты иногда отмечаются фаунистические остатки чертовского горизонта.

Загорнинская свита расположена в тех же районах, что и описанные выше свиты криволуцкого яруса, залегает несогласно на разных уровнях амарканской свиты.

Свита сложена преобладающими серыми и черными аргиллитами с прослоями ракушняковых известняков, в основании — с кварцевыми песчаниками и алевролитами. Разрез имеет двучленное строение: нижняя часть (19—22 м) — аргиллито-известняково-песчаниковая с обильными остатками фауны, верхняя (33—35 м) — аргиллитовая.

В нижней части на слое белых и светло-серых кварцевых песчаников (до 7 м) залегают чередующиеся известняки (1—1,6 м) и аргиллиты (1,1—2,1 м). В верхней части среди серых и зеленовато-серых аргиллитов содержатся прослойки (до 0,1 м) ракушнякового или детритово-ракушнякового известняка с остатками брахиопод и остракод.

Мощность свиты 52—55 м. Ее нижняя часть по находкам остатков брахиопод *Mimella panna* Andr., *Ateleasma carinatum* Jadr., *Strophomena mangazeica* Andr. и др., остракод *Bodenia aspera* V. Ivan. и др. и комплексу конодонтов соответствует чертовскому горизонту. Верхняя часть отнесена к баксанскому горизонту по выявленным остаткам брахиопод *Leptellina carinata* Jadr., *Oepikina sinuata* Jadr., *Triplesia baxanica* Nikif. и остракод *Aparchitella procera* V. Ivan., *Euprimites helenae* V. Ivan., *Glandites indistincta* V. Ivan. и др. [117].

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

На территории силур представлен нижним и верхним отделами. Первый включает отложения лландоверийского и венлокского ярусов, второй — лудловского и пржидольского.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Лландоверийский ярус

К лландоверийскому ярусу на правобережье Енисея относятся чамбинская, а также угиюкская и танименская свиты. Две последние на карте доплиоценовых образований объединены.

Чамбинская свита (*S₁cm*) выделена Н.Н. Предтеченским, Ю. И. Тесаковым и др. [81] на р. Кулюмбе. Стратотип находится на р. Горбиачин ниже устья руч. Олений. Свита распространена на поверхности в крайней юго-восточной части территории — на лево- и правобережье Хантайки, откуда прослеживается в верховья Сиговой и Убойной и далее (под четвертичными отложениями) до р. Фокина. В бассейне Дудинки и к северу от нее в восточном крыле Дудинской антиклинали нижнесилурийские отложения перекрыты нижнемеловыми и четвертичными. Нижний силур установлен также в разрезе скв. 11 Точинской нефтегазопромысловой площади, где он залегает под силуром, девоном, триасом, средней—верхней юрой, нижним мелом, а также четвертичными отложениями.

Чамбинская свита залегает со стратиграфическим несогласием на различных горизонтах загорнинской свиты, при этом в разрезе отсутствуют верхний ордовик и нижний подъярус лландовери. Свита сложена черными и серыми аргиллитами и подчиненными известняками и мергелями. В основании ее выделяется пачка (до 25 м) черных битуминозных аргиллитов с остатками граптолитов (граптолитовые сланцы), а в кровле — пачка (до 10 м) мергелей с остатками брахиопод.

Мощность чамбинской свиты 160 м. Она отнесена к среднему лландовери по остаткам брахиопод *Eoplectodonta pumila* Lор., *E. aff. transversalis sibirica* Lор., *Septatrypa pentagonalis* (Pouls.), *Strophomena striatissima* (Pouls.), *Paterula* ? aff. *perfecta* Cор., *Odiospira* aff. *khetaensis* (Nikif.), *Isorthis neocrassa* (Nikif.) (заключение О. Ф. Якуниной) [117].

Угиюкская и танименская свиты объединенные (*S₁ug + m*). Первая свита выделена Н.Н. Предтеченским, Ю. И. Тесаковым и др. [81]; стратотип ее установлен на р. Горбиачин в 1 км ниже устья руч. Олений. Вторая установлена Ю. И. Тесаковым, Л. Ф. Штейн и др. [81] на р. Кулюмбе в районе устья руч. Надпорожный. Свиты распространены в тех же районах, что и чамбинская.

Угиюкская свита согласно залегает на чамбинской и сложена зеленовато-серыми аргиллитами и мергелями с единичными маломощными прослоями ракушняковых известняков и известняковых гравелитов, наиболее характерных для средней и верхней частей разреза. Так, в средней части свиты повсеместно наблюдается маркирующий горизонт пестрых известняковых гравелитов с обломочным материалом красных аргиллитов и детритовых известняков. В породах свиты заключены многочисленные остатки брахиопод, остракод, трилобитов, кораллов, мшанок, криноидей и граптолитов. Мергели в составе свиты установлены в нижней и средней частях ее разреза.

Мощность угиюкской свиты 130 м.

Свита отнесена к верхнему лландовери (хаастырский горизонт) по комплексу брахиопод *Mendacella tungusensis* Nikif., *Leptostrophis* aff. *longiorus* Lор., *Alispira gracilis* Nikif., *Rafinesquina inaequicostata* Lор. и остракод *Costaegera* cf. *hastata* Abush., *Thrallella alveolata* Abush. (заключение О. Ф. Якуниной).

Танименская свита сложена известняками, мергелями и аргиллитами. Нижняя ее часть (подсвита) — аргиллит-известняково-мергельная, ритмичного строения, верхняя в основном известняковая. Граница с нижележащей угиюкской свитой нечеткая, фиксируется появлением в разрезе желваковых известняков. Мощность нижней подсвиты около 130 м, верхней — 90 м, а свиты в целом — 220 м.

Танименская свита по фаунистическим данным относится к агидийскому горизонту верхнего лландовери. В нижней ее части определен комплекс брахиопод *Leptaema rhomboidalis* Lор., *Mendacella tungusensis* Nikif., *Eocoelia* aff. *hemisphaerica* (Sow.), *Stegerhynchus moyeroensis* Lор., *Strophomena sibirica* Andr., *Anabaria* aff. *rara* (Nikif.), *Rafinesquina inaequicostata* Lор. и др. и остатки остракод *Beyrichia quadricornuta* Abush., *B. mirabilis* Abush., *Bollia cardinis* Abush. и др., характерные для низов агидийского горизонта. В верхней подсвите установлены остатки брахиопод *Leptostrophis talikitensis*

Lop., *Fardenia* aff. *gorbiyatchensis* (Lop.), *Strophomena pectenoides* Andr., *Protatrypa lepidota* Nikif. et T. Modz., *Meristima* cf. *lacrima* Nikif., *Plectatrypa wenlockiana* Lop. и др., а также остракод *Hogmochilima maaki* (F. Schmidt) верхней части агидийского горизонта.

Венлокский ярус

К венлоку в восточной части территории (правобережье Енисея) отнесена муктенская свита (*S_{1mk}*), установленная впервые Ю. И. Тесаковым, Л. Ф. Штейн и др. [81] на р. Кулюмбе, где описан ее стратотип в 0,5 км выше руч. Надпорожный. Свита распространена в тех же районах, что и охарактеризованные выше лландоверийские свиты.

Муктенская свита сложена преобладающими серыми известняками, мергелями, в подчиненном количестве — известняковыми гравелитами и конгломератами. Известняки тонколинзовиднослоистые, реже — массивные детритовые. Залегают она на танименской свите согласно, граница свит проводится по подошве слоя волнистослоистых известняков с фаунистическими остатками венлока.

Разрез свиты представляет собой чередование известняков и мергелей в слоях мощностью от 1,4 до 22,5 м (чаще от 4,5 до 11 м) для первых и от 1 до 9 м (чаще от 2,5 до 5 м) для вторых. Слои известняков часто содержат тонкие прослойки мергелей (0,5—1 см) и известняковых гравелитов или конгломератов (до 10 см).

К слоям известняков, реже — мергелей приурочены многочисленные фаунистические остатки брахиопод *Fardenia propria* (Lop.), *Hyattidina parva* (Nikif.), *Protatrypa lepidota* Nikif. et T. Modz., *Strophodonta* aff. *omnutakensis* Lop., *Plectatrypa wenlockiana* Lop. и др., а также остракод и гастропод. По заключению О. Ф. Якуниной (брахиоподы) и О. П. Струкуненко (остракоды), вмещающие их отложения отвечают венлоку [117]. Мощность муктенской свиты около 100 м.

Отложения нижнего силура вскрыты также скв. Точинская-11 в интервале 832—1200 м, где представлены переслаиванием серых и зеленовато-серых органических известняков и аргиллитов с прослоями доломитов, а в верхней части разреза базальтов и туффов [80]. С глубины 1038—1039 м определены кораллы, подтверждающие отнесение отложений к нижнему силуру.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Лудловский—пржидольский ярусы

Отложения верхнего силура на карте показаны как конгдинская и панкагирская свиты объединенные (*S_{2kn} + pn*).

К лудловскому ярусу на правобережье Енисея отнесена конгдинская свита, выделенная Ю. И. Тесаковым, Л. Ф. Штейн и др. на р. Кулюмбе [81] со стратотипом в 1 км выше устья руч. Надпорожный. Она распространена в тех же районах, что и муктенская свита, и залегает с ней согласно.

В составе конгдинской свиты преобладают известняки и мергели, в подчиненном количестве встречаются аргиллиты, карбонатные гравелиты и конгломераты. Известняки представлены линзовиднослоистыми, желваковыми, онколитовыми и обломочными разностями, а в нижней половине разреза —

водорослевыми. По составу они часто доломитистые. В известняках и мергелях изредка встречаются ангидрит и целестин. Отнесение свиты к лудловскому ярусу подтверждается, по заключению О. П. Струкуненко, находками по всему разрезу остатков остракод *Healdianella inornata* Abush., *Beyrichia kureikiana* Abush., *Hermannina plana* Abush. и др. [117].

Мощность свиты в районе около 100 м.

К пржидольскому ярусу в работе с некоторой долей условности отнесена панкагирская свита, выделенная Ю. И. Тесаковым, Л. Ф. Штейн и др. [81] на р. Кулюмбе на участке между устьями ручьев Надпорожный и Туркут, где установлен ее стратотип. Первоначально она датировалась как переходная от верхнего силура к нижнему девону по находке в ее средней части на р. Кулюмбе табулята *Tiverina vermiculata* Sok. et Tes., считавшихся характерными для лоховского яруса нижнего девона. В последнее время установлен более широкий интервал ее распространения: верхний силур—нижний девон (Р. Г. Матухин и др., 1995). В отношении же возраста панкагирской свиты и отвечающих ей в районе Норильска постнической, ямпахтинской и хребтовской свит наметился возврат к более ранним представлениям о соответствии всей сероцветной сульфатно-карбонатной толщи района верхнему лудлову (пржидол по современной стратиграфической шкале).

В описываемом районе свита так же, как и в стратотипе, имеет трехчленное строение, сложена известняками, мергелями, доломитами, аргиллитами, но практически не содержит сульфатов. По наличию аргиллитов она сходна с орловской толщей р. Курейка, залегает на конгдинской свите согласно.

Нижняя часть свиты (около 60 м) сложена серыми мергелями, доломитами, известняками и черными битуминозными доломитистыми аргиллитами с включениями целестина. Средняя часть (120 м) представлена серыми массивными доломитами и мергелями, часто брекчиевидными. Верхняя часть (90 м) состоит из чередующихся зеленовато-серых мергелей и темно-серых тонкослоистых аргиллитов. Вверху среди них содержится прослой (до 3 м) известковистого доломита. Мощность панкагирской свиты 270 м.

Верхнесилурийские отложения вскрыты скважинами Точинская-11 и Суходудинские-1 и 2 [80]. По первой они установлены в интервале 670—832 м, а по Суходудинским скважинам, где подошва верхнего силура не вскрыта, в интервалах глубин 1512—1690, 1536—1723 и 1681—1738 м. Отложения представлены известняками, мергелями, аргиллитами, базальтами, туфами и туффитами. Вулканические породы играют значительную роль в разрезе [80].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

На правобережье Енисея отложения девона фрагментарно обнажены на поверхности. Они представлены всеми тремя отделами.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К нижнему девону в районе отнесены зубовская свита лоховского, курейская свита пражского и разведочнинская свита эмского ярусов.

Лохковский ярус

Зубовская свита (D_{1zb}), выделенная Н. Н. Урванцевым в 1958 г. по горе Зуб в районе Норильска, на рассматриваемой территории распространена на поверхности ограничено — в верховьях Удойной, в ядерной части одноименной синклинали, по р. Убойная на склонах Убойнинской брахиантиклинали и на правом берегу р. Болгохтох в ядерной части соответственной брахиантиклинали.

По резкой смене подстилающих сероцветных терригенно-карбонатных пород пржиждола пестроцветными, в основном терригенными и карбонатно-терригенными отложениями зубовской свиты можно предполагать ее несогласное залегание. В указанных районах свита сложена пестроцветными доломитовыми и доломитистыми мергелями, часто алевролитистыми, алевролитами, содержит редкие прослойки и линзочки ангидрита и гипса. По данным Г. И. Харченко и др. (1961), Г. Д. Маслова и др. (1963), Р. Г. Матухина и В. Вл. Меннера (1974), разрез свиты имеет трехчленное строение, снизу:

1. Пестроцветные доломитистые аргиллиты с прослоями (0,1—0,5 м) в низах известковистых доломитов, а по скв. С-10 — серых известняков и мергелей.	26
2. Красновато-бурые и зеленовато-серые мергели с желваками и гнездами ангидрита.	29
3. Серые и зеленовато-серые известковистые аргиллиты с подчиненными глинистыми доломитами (скв. С-10) и частыми маломощными прослоями ангидрита.	30

Мощность разреза 85 м.

Мощность свиты дана по скв. С-10 на междуречье Ямной и Болгохтоха. К западу от территории на Фокинской площади она составляет 170 м, а в районе Норильска увеличивается до 200—230 м.

Фаунистически зубовская свита охарактеризована слабо. В средней части ее разреза в районе Норильска установлены остатки бесчелюстных рыб *Stainaspis miroshnikovi* Obg. позднесилурийского—раннедевонского облика, в нижней и верхней — остракод *Leperditia* (?), а в верхней — ракоскорпионов *Stylonurus menneri* Nov., характерных для начала раннего девона, но встречающихся и в позднем силуре. Поэтому зубовская свита отнесена к лоховскому ярусу с некоторой условностью.

Пражский—эмсский ярусы

Залегающие выше зубовской свиты отложения нижнего девона показаны как курейская и разведочнинская свиты объединенные ($D_{1kr} + rz$).

Курейская свита выделена В. Вл. Меннером на р. Курейка (1958). На правом берегу Енисея она распространена в тех же районах, что и зубовская свита, а также вскрыта скважинами С-10, БГ-1, Н-7 на междуречье Ямной и Болгохтоха и скв. ДП-5 в среднем течении Дудинки. На подстилающей зубовской свите залегает согласно.

Разрез курейской свиты имеет двучленное строение. Нижняя часть (30—40 м) — сероцветная, представлена темно-серыми слоистыми известковистыми аргиллитами и мергелями с редкими прослоями (0,2—1,0 м) зеленовато-серых и красноватых массивных известковистых аргиллитов. Породы содержат остатки остракод, пелеципод, лингул, ракоскорпионов, рыб. Верх-

няя часть (35—50 м) — пестроцветная, состоит из красновато-бурых известковистых аргиллитов с большим количеством отпечатков рыб. Фаунистические остатки изучены в основном для смежного Норильского района: панцирные рыбы *Porolepis kureikensis* Vork., *Helbernaspis* sp., *Putoranaspis prima* (Obg.), *Aphathaspis kiaeri* Obg. (определения Д. В. Обручева), ракоскорпионы *Starmerium leifi* Nov. (определения Н. И. Новожилова), остракоды *Birdsalella bechkiriana* Rozhd. (определения Е. Н. Поленовой), что позволяет отнести свиту к пражскому ярусу.

Мощность свиты на рассматриваемой территории 65—90 м.

Разведочнинская свита выделена Н. Н. Урванцевым (1956) в районе Норильска, детально изучена Г. Д. Масловым по горным выработкам по руч. Разведочный. Свита распространена в тех же районах, что и курейская, залегает на ней с разрывом. Она также вскрыта скважинами С-10, БГ-2 на междуречье Ямной и Болгохтоха и скв. ДП-5 в среднем течении Дудинки.

Разведочнинская свита сложена темно- и зеленовато-серыми, иногда красновато-коричневыми слоистыми аргиллитами, содержащими в подчиненных прослоях известковые мергели и костные брекчии. Встречаются ожелезненные аргиллиты, глинистые песчаники, гравелиты, желваково-детритовые фосфориты.

Фаунистические остатки в породах свиты изучены в основном в районе Норильска (гора Зуб, р. Далдыкан). Они принадлежат брахиоподам *Elytha pseudoaculeata* Rozhn., *Schizophoria* ex gr. *striatula* (Schloth.), *Spinatrypa tulacostata* (Paesck.) (определения А. К. Крыловой), рыбам — *Lunaspis* cf. *arctica* Heintz., *Arthodira* nov. gen., *Aretolepidida* nov. gen. и др. (определения Д. В. Обручева), остракодам — *Birdsalella bechkiriana* Rozhd. (определения Е. Н. Поленовой), что позволяет отнести свиту к эмсскому ярусу. Мощность разведочнинской свиты в районе 116 м (скважины С-10, БГ-2), к востоку (за пределами района) она увеличивается до 140 м (р. Далдыкан) и 170 м (район Норильска).

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Эйфельский—живетский ярусы

К среднему девону на правом берегу Енисея относятся мантуровская свита эйфельского яруса и юктинская — живетского яруса, показанные на карте доплиоценовых образований объединенными ($D_{2mn} + juk$).

Мантуровская свита выделена Г. Д. Масловым в 1947 г. Стратотип ее описан по скважинам в районе Норильска. Она распространена на тех же площадях, что и разведочнинская, залегает на ней с разрывом. Вскрыта скважинами С-10, Н-8, БГ-1 и 2 на междуречье Ямной и Болгохтоха и скв. ДП-5 на р. Дудинка.

Разрез сложен пестроцветными — красновато-бурыми, пятнистыми, зеленовато-серыми мергелями, аргиллитами, глинистыми доломитами с прослоями (0,3—4 м) гипса и ангидрита в средней и верхней частях разреза. В основании свиты иногда присутствуют прослои (0,1—0,2 м) гравелитов, гравийные обломки в которых представлены кремнем, полевыми шпатами, кварцем.

Фаунистические остатки (рыбы) установлены восточнее территории (р. Далдыкан) — *Linaspis* cf. *arctica* Heintz., *Leiaspis norilski* Obg., *Angarichthys hyperboreis* Obg. и др. (определения Д. В. Обручева). Встречаются фрагменты остракод, гастропод, отпечатки растений, а в верхах разреза — фора-

миниферы. Палеонтологические данные позволяют отнести мантуровскую свиту к эйфельскому ярусу. Указание на ранне-среднедевонский возраст (Р. Г. Матухин и др., 1995) на основании определения спор из нижней мало-мощной (до 13 м) пачки, отвечающих позднему эмсу, требует дополнительного изучения, так как споры могут быть переотложенными.

Мощность свиты 130—150 м (141 м — по скв. С-10); к востоку (за пределами района) она увеличивается, достигая в соленосных разрезах 590 м.

Юктинская свита выделена Н. Э. Шульц в 1956 г. по руч. Юкта, притоку Кондромо (бассейн Подкаменной Тунгуски).

Свита распространена в тех же районах, что и мантуровская, залегает на ней без видимого несогласия. Она также вскрыта скважинами С-10, Н-8, БГ-1 и др.

Разрез сложен светло-серыми массивными доломитистыми известняками и известковистыми доломитами. Постоянство ее состава определяет ее роль как маркера в пестром разрезе девона. В породах свиты содержатся многочисленные остатки брахиопод, остракод, гастропод, пелеципод, наутилоидей, трилобитов, кораллов, криноидей плохой сохранности. К востоку от территории из скважины в районе горы Зуб А. К. Крыловой определены остатки брахиопод *Emanuella subumbona* (Hall.), *Spynatripa aspera* (Schoth.), *Elytha undifera* Roem. и др., указывающие на принадлежность вмещающих их пород к живетскому ярусу.

Мощность юктинской свиты изменяется от 17 м (скв. С-10) до 30 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

К верхнему девону на правобережье Енисея отнесены нахохозская и каларгонская свиты франского яруса и фокинская свита фаменского яруса.

Франский ярус

Нахохозская и каларгонская свиты объединенные (*D₃nk + kl*). Нахохозская свита выделена по руч. Нахохоз (приток Имангды) Г. Д. Масловым в 1961 г., а каларгонская — по руч. Каларгон в районе Норильска в 1958 г. Свиты представлены на поверхности в верховьях Тукуреевой (приток Фокиной), откуда прослеживаются под четвертичными отложениями на р. Фокина, далее на р. Дудинка. На правобережье последней они слагают северный и западный склоны Болгохтохской брахиантклинали и вскрыты скважинами С-10, БГ-1, 5, 8, С-12 (ст. Тундра) и др.

Нахохозская свита залегает на подстилающей юктинской свите среднего девона согласно и сложена пестроцветными (красновато-коричневыми, зеленовато-серыми) мергелями с гипсом, подчиненными им доломитами с линзами и прослоями (0,1—5 м) гипса и ангидрита. Распределение гипса и ангидрита в разрезе свиты по площади неравномерное. Так, по скв. С-10 они отсутствуют, а по скв. БГ-8 составляют до 20 % от суммарной мощности свиты.

Фаунистических остатков в породах свиты не обнаружено. По положению в разрезе между юктинской свитой с фауной верхней части живетского яруса и каларгонской свитой, охарактеризованной остатками верхней части франского яруса, нахохозская свита отнесена к франскому ярусу. Мнения о возможном

среднедевонском возрасте свиты (Г. Д. Маслов и др., 1963; Р. Г. Матухин и др., 1995) не подкреплены фактическими данными.

Мощность свиты в районе 100 м (скв. С-10 и др.). К востоку от него на р. Далдыкан она выпадает из разреза.

Каларгонская свита на рассматриваемой территории залегает на нахохозской свите без видимого несогласия, но к востоку от нее местами наблюдается залегание с размывом на среднедевонских отложениях (нахохозская свита выпадает из разреза).

Каларгонская свита сложена доломитами, часто известковистыми, глинистыми доломитами, известняками, мергелями. Отмечаются обильные фаунистические остатки: кораллы, брахиоподы, остракоды, криноидеи, пелециподы, фораминиферы. Разрез ее имеет трехчленное строение и расчленен Г. Д. Масловым на подсвиты. В. А. Платоновым, Э. Б. Луниным и Е. И. Маркеловым (1970) эти подсвиты в Норильском районе переведены в ранг свит с наименованиями (снизу): североталнахская, луговская и тулаеская. На рассматриваемой территории нижняя часть свиты (165—195 м) представлена серыми доломитами, глинистыми доломитами, известковистыми доломитами, известняками, вверху с прослоями (до 7 м) мергелей. Внизу и в середине разреза отмечены обильные фаунистические остатки (см. ниже).

Средняя часть (более 100 м) сложена серыми и темно-серыми плитчатыми известняками с прослоями темно- и зеленовато-серых мергелей и органогенных серых известняков (до 1 м), доломитов и известковистых доломитов (0,3—0,5 м).

Верхняя часть (150—200 м) состоит из темно-серых известняков, чередующихся с серыми доломитами и зеленовато-серыми мергелями.

В нижней части свиты установлены остатки брахиопод *Adolfspirifer* cf. *ieremejevi* (Tchern.), *Leiorhynchus* cf. *rhomboides* (Phill.) и др. (определения А. К. Крыловой), а в верхней — остракод *Mölleritia* cf. *tenuis* Abush. (определения А. Ф. Абушик) и фораминифер *Archaeosphaera minima* Sul., *Parathuramina* sp., *Radiosphaera* sp. (определения Н. С. Лебедевой) [100], отвечающих франскому ярусу.

Мощность каларгонской свиты 415—500 м.

Фаменский ярус

Фокинская свита (*D₃fk*) выделена Г. Д. Масловым в 1964 г. на р. Фокина. Стратотип свиты принят по скв. С-12, пробуренной около ж. д. ст. Тундра. Она залегает согласно на каларгонской свите и сложена серыми и зеленовато-серыми мергелями, доломитами, ангидритом с подчиненными прослоями (1—5 м) известняков. Последние содержат остатки брахиопод и фораминифер, по которым устанавливается соответствие свиты фаменскому ярусу. Мощность фокинской свиты достигает 420 м.

Девонские отложения вскрыты также скв. Точинская-11 в интервале 544—668 м под среднеюрскими отложениями [80]. Нижняя часть этого интервала (40 м) сходна с зубовской свитой. В интервале 570—630 м среди карбонатно-терригенных пород установлены туффиты, роль которых увеличивается вверх по разрезу. Вверху (24 м) залегают туфы, туффиты, туфобрекчии, базальты. Предположительно девонские отложения вскрыты бурением также на Суходулинской, Долганской и Нижнехетской площадях. По-видимому, стратиграфический объем этих отложений ограничивается нижним девонem.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения карбона представлены на правобережье Енисея нижним и средним—верхним отделами.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Турнейский—визейский ярусы

Нижний карбон включает ханельбиринскую и серебрянскую свиты турнейского яруса и тундринскую — визейского. Однако на карте доплиоценовых образований из-за незначительных мощностей свит они объединены и показаны под индексом C_1 .

Ханельбиринская, серебрянская и тундринская свиты представлены в разрезах по рекам Фокина и Серебряная вблизи их слияния, а также вскрыты скв. С-12. Ханельбиринская свита впервые установлена Н. Н. Лапиной в 1967 г. как горизонт по р. Ханель-Бирин, притоку Фокиной. Она залегает с размывом на верхнедевонских отложениях и сложена серыми, местами брекчиевидными известняками с многочисленными остатками фауны брахиопод, кораллов и гастропод. Внизу разреза обычно устанавливается пачка (6—7 м) седиментационных брекчий.

Остатки брахиопод представлены *Punctospirifer eniseiensis* Lap., *Fusella ussiensis* (Tolm.), *Pustula pixidiformis* (Kon.) и др. (определения Н. Н. Лапиной), а фораминифер — *Tourayella* cf. *segmentata* Grozd. et Leb., *Spiroplectammina* cf. *nana* Lap., *Asterosphaera* cf. *pulchra* Reitl. и др. (определения Н. С. Лебедевой), которые указывают на поздне-турнейский возраст [117]. Мощность ханельбиринской свиты в районе не превышает 30—35 м.

Серебрянская свита выделена Н. Н. Лапиной в 1967 г. по р. Серебряная, притоку Фокиной также вначале как горизонт. Она согласно залегает на ханельбиринской свите и сложена темно- и светло-серыми известняками, часто оолитовыми и органогенно-обломочными, вверху — доломитовыми известняками и доломитами. Внизу обычно присутствует известняковая брекчия (1,2—1,5 м). Остатки брахиопод и фораминифер представлены в средней части свиты теми же формами, что и в ханельбиринской свите. Мощность серебрянской свиты на р. Фокина 18 м.

Тундринская свита выделена Г. Д. Масловым в 1953 г. в районе Норильска, название дано по заполярной тундре. На подстилающих отложениях тундринская свита залегает с размывом и сложена глинистыми доломитами, известняками и пестроцветными мергелями. Встречаются желваки кремня, новообразования кристаллов целестина. Фаунистические остатки в породах свиты не установлены. Она отнесена к визейскому ярусу как залегающая выше верхнетурнейских отложений. Мощность свиты на правобережье Енисея 70—100 м, а суммарная мощность нижнего карбона бассейна Фокиной — 120—150 м.

СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Средне-верхнекаменноугольные нерасчлененные отложения (C_{2-3}) слагают основание угленосной толщи Тунгусской синеклизы. На Сибирской платформе в центральных районах они выделяются в составе катской свиты, а на северо-западе — адылканской или норильской свит.

По составу (терригенные породы с единичными прослоями каменного угля) средний—верхний карбон этих районов практически не имеет различий. Поэтому нет необходимости введения местного стратиграфического подразделения с особым названием. На карте доплиоценовых образований данный стратиграфический уровень дается без свитного индекса.

Отложения среднего—верхнего карбона установлены на поверхности в тех же районах, что и нижнекаменноугольные, за исключением правобережья Дудинки, а также вскрыты скважинами У-100, 147, 329, С-9, ДП-3, БГ-4, 6, 7 и др. Под четвертичными отложениями они, по-видимому, не имеют большого распространения, так как смещены по разломам (и в дальнейшем размыты), изменены или уничтожены при внедрении интрузий траппов. Они с размывом залегают на нижнекаменноугольных, а к востоку от района также на средне- и верхнедевонских породах. В основании местами присутствуют базальные конгломераты (до 0,5 м) с плохоокатанными гальками кварца, кварцитов и карбонатных пород, заключенных в песчанистом цементе. Песчаники — кварцевые, реже полимиктовые — являются основной компонентой состава отложений. Среди них встречаются прослои (0,5—10 м) черных тонкосланцеватых аргиллитов и алевролитов. Количество последних уменьшается к северу (р. Дудинка, скв. С-9). В низах разреза отмечены линзы (до 1,5 × 10 м) серых песчанистых, реже глинистых известняков. Редкие пропластки каменного угля не превышают по мощности 0,4 м. Встречаются синседиментационные брекчии.

На р. Фокина в рассматриваемых отложениях собраны растительные остатки: *Angaridium finale* Neub., *Noeggerathiopsis* ex gr. *subangusta* Zal. и др. (определения Н. А. Шведова), а восточнее территории — *Gondwanidium sibiricum* (Pet.) Zal., *Noeggerathiopsis theodori* Tschirk. et Zal., *Samaropsis auriculata* Neub. и др. [21], указывающие на их средне-позднекаменноугольный возраст. Мощность отложений в районе от 60 до 110 м (р. Фокина). По скв. БГ-6 (междуречье Болгохтоха и Южного Ергалаха) она резко уменьшается — 17,4 м [102].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения, представленные на территории несколько полнее, чем каменноугольные, выделяются в составе нижнего и верхнего отделов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижняя пермь (P_1) в районе, как и на Сибирской платформе в целом, не расчленена и обычно картируется под названием бургу克林ской, а в Норильском районе — быстринской свит. Различия их по составу и мощности не столь существенны, поэтому введение самостоятельного термина для Норильского района не оправдано. В работе нижепермские отложения даются без свитного индекса.

В районе нижепермские отложения прослеживаются на поверхности из бассейна Фокиной (р. Серебряная) на реки Дудинка и Южный Ергалах. Севернее они установлены в отдельных блоках по рекам Ямная и Косая. На подсти-

лающих средне-верхнекаменноугольных отложениях они залегают без видимого несогласия, тогда как к востоку от территории в пределах Норильского района — с размывом. Отложения представлены черными тонколистоватыми аргиллитами с прослоями (до 9 м) алевролитов, средне- и мелкозернистых песчаников (преобладают в низах разреза). Каменный уголь (до 11 пластов мощностью от 0,1 до 2,8 м) распределен в разрезе равномерно, но наиболее мощные пласты приурочены к его верхней части. На р. Серебряная в верхах разреза установлен прослой (1 м) литокластических туфов.

Разрез нижней перми имеет двучленное строение. Нижняя пачка сложена преобладающими полевошпатово-кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом, в верхней ее части отмечены алевролиты и аргиллиты с пластами (до 0,4 м) каменного угля. Верхняя пачка состоит из алевролитов, аргиллитов, мелкозернистых полимиктовых песчаников. Породы обогащены углестым материалом и содержат прослои каменного угля, в том числе — два промышленных. Они разрабатываются к востоку от района на Кайерканском месторождении.

Раннепермский возраст отложений установлен по многочисленным растительным остаткам: *Annulina neuburgiana* (Radcz.) Neub., *Zamipteris schmalhauseni* Schwed., *Noeggerathiopsis derzavini* Neub., *N. latifolia* Neub., *Samaropsis skokii* Neub. и др. (определения Н. А. Шведова). На р. Фокина ниже устья Серебряной собраны остатки пресноводной фауны: *Najadites orbiculata* Lutk. et Lob., *Mrsiella* ex gr. *magniforma* Rag. var. *taimyrensis* Lutk. et Lob. и др. и морской фауны *Allorisma* sp. (определения О. В. Лобановой). Мощность отложений изменяется от 70—80 м на севере (правобережье Дудинки в низовье) до 150—170 м на Фокинском участке и в скв. С-9. На междуречье Болгохтоха и Дудинки (скв. БГ-6) нижняя пермь выпадает из разреза.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхняя пермь на Сибирской платформе включает три стратиграфических уровня, выделяемых как пелятинский, дегалинский и гагарьеостровский горизонты. Первый отвечает уфимскому и казанскому ярусам, второй и третий — татарскому. К пелятинскому горизонту на северо-западе платформы относится кайерканская* (или шмидтинская и кайерканская — по схеме Ю. Г. Гора), к дегалинскому — амбарнинская, к гагарьеостровскому — ивакинская свиты. В рассматриваемом районе правобережья Енисея дегалинский горизонт выпадает из разреза.

Пелятинский горизонт. Кайерканская свита (P_2kr) выделена в Норильском районе по р. Кайеркан В. А. Хахловым, Н. Н. Урванцевым в 1956 г. Она распространена в тех же районах, что и нижняя пермь, и залегает на ней с размывом. В основании ее устанавливаются конгломераты, гравелиты или песчаники с рассеянной галькой.

Свита имеет двучленное (двухритмовое) строение. Нижняя часть — от конгломератов до углистых аргиллитов и каменного угля сложена преобла-

* По стратиграфической схеме, утвержденной МСК в 1982 г., кайерканская свита отвечает всему пелятинскому горизонту, а Ю. Г. Гор (1963, 1965, 1969) под названием «кайерканская» понимает только его верхнюю половину, а нижняя выделяется им как шмидтинская свита. При геологосъемочных работах [116] термин «кайерканская свита» употребляется в соответствии с решением МСК. Это принято и в данной работе.

дающими полимиктовыми песчаниками, чередующимися с алевролитами и аргиллитами. Количество последних увеличивается вверх по разрезу, где так же сосредоточено до восьми пластов каменного угля. Пласты маломощные, невыдержанные по простиранию.

Верхняя часть имеет тот же состав, что и нижняя, залегает на ее размытой поверхности, местами отсутствует в разрезах (скв. БГ-6). Она содержит до девяти пластов каменного угля (в пределах рассматриваемого района на Нижнефокинском месторождении — три). На р. Серебряная установлен прослой (2,5 м) агломератовых туфов. Мощность кайерканской свиты в районе 70—100 м.

Свита содержит многочисленные флористические остатки. В нижней части установлены *Gamophyllites ilyinskiensis* Radcz., *Noeggerathiopsis minax* Gorel., *N. radzenkoi* Gorel., а в верхней — *Comia eniseyevensis* Schwed., *Callipteris altaica* Zal., *Pecopteris taimyrensis* Schwed., *Noeggerathiopsis aequalis* (Goepp.) Zal., *N. candalepensis* Zal., *N. concinna* Radcz., *Angarocarpus tychtensis* (Zal.) Radcz., *Nephropsis tomiensis* Zal. (определения М. Ф. Нейбург, Н. А. Шведова, Ю. Г. Гора). На Нижнефокинском каменноугольном месторождении найдены остатки пелеципод *Microdontella protumida* Chalf., *M. cyclos* Chalf., *M. subovata* Jones., *Abiella ussovi* Chalf. (определения О. А. Бетехтиной) [101, 102]. Приведенные данные свидетельствуют о соответствии свиты пелятинскому горизонту.

Гагарьеостровский горизонт. Ивакинская свита (P_2iv) выделена Г. Д. Масловым и др. (1958) по руч. Ивакин на Норильском плато в составе субщелочных базальтов, их туфов, андезибазальтов. Я. И. Польшин (1959) те же породы без верхней пачки андезибазальтов относил к ергалахской свите. В работе принят первый термин как рекомендованный стратиграфическим совещанием 1979 г. [72] и использующийся в практике геологосъемочных работ последних лет. Ивакинская свита распространена на рассматриваемой территории ограниченно: на междуречьях Южного Ергалаха и Дудинки, Дудинки и Фокиной прослежена на поверхности; на междуречье Дудинки и Болгохтоха вскрыта скважинами. Повсеместно она залегает на кайерканской свите несогласно.

На рассматриваемой территории свита сложена в основном туфобрекчиями, туфами и туффитами, подчиненными вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами. На р. Фокина М. А. Марковский в туффитах свиты установил остатки флоры: *Noeggerathiopsis* sp., *Paracalamites* sp., а к северо-востоку от района на плато Хараелах Н. А. Шведовым определены *Noeggerathiopsis candalepensis* Zal. и др., свидетельствующие о позднепермском возрасте. Соответствие свиты гагарьеостровскому горизонту установлено по находкам в смежных районах отпечатков флоры: *Todites evenkensis* Radcz., *Cordaites insignis* (Radcz.) S. Meyen, *Yavorskia mungatica* Radcz. и др.

Нерасчлененные образования палеозоя (PZ) показаны на разрезе к карте доплиоценовых образований в юго-восточной части территории — на правобережье Енисея в бассейне нижнего течения Дудинки. Здесь они вскрыты скважинами С-10, С-11, С-12 и др. [14] и представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углями (верхний палеозой), известняками, доломитами, мергелями (средний и нижний палеозой).

Триасовые отложения на территории представлены нижним отделом и нерасчлененными отложениями. Вулканические образования нижнего триаса слагают на поверхности западную краевую часть Норильского плато (западный борт Норильско-Хараслаха прогиба). Отложения нерасчлененного триаса вскрыты скважинами на левобережье Енисея (Семеновская, Тампейская и Точинская нефтегазоразведочные площади).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Разрез нижнего триаса рассматриваемой территории на правобережье Енисея — в западной части Норильского плато относится к тутончанскому, двурогинскому и пutorанскому (нижняя часть) горизонт. По сравнению с Норильским районом он значительно редуцирован и сокращен по мощности. Так, в районе практически отсутствуют пикриты и меньше количество пикробазальтов в составе гудчихинской свиты. Пикробазальты гудчихинского уровня мощностью всего 20—25 м известны только на р. Южный Ергалах (лист R-45-XXVII, XXVIII). Туклонская свита в западной части Норильского плато замещена базальтовой логанчинской свитой, которая часто выпадает из разреза. При этом на хаканчанскую свиту сразу ложится надеждинская.

Сравнение разреза нижнего триаса территории с его разрезом в Норильском районе приведено в табл. 1.

Тутончанский горизонт. Сыверминская свита (T_{1sv}) выделена Я. И. Полькиным в 1959 г. со стратотипом на плато Сыверма. В районе она распространена на левобережье Дудинки — на водоразделе ее с р. Большая Авамская. Свита несогласно залегает на различных уровнях ивакинской свиты. Разрез слагают покровы (до 8 м) амфиболизированных базальтов с характерной мелкогорошчатой текстурой. Среди них встречаются покровы плагиофировых базальтов (до 40 м). В подчиненном количестве в прослоях (3—8 м) присутствуют туфы и туффиты. Мощность сыверминской свиты колеблется от 275 до 300 м.

Гудчихинская свита (T_{1gd}) выделена Г. Д. Масловым в 1959 г. на севере Норильского плато со стратотипом на горе Гудчиха, где ее первоначальный объем включал вулканы от кровли сыверминской свиты до подошвы надеждинской. Гудчихинская свита согласно залегает на сыверминской. Сложена пикробазальтами (20—25 м), базальтами, подчиненными туфами, туффитами. Мощность свиты не превышает 140 м.

Хаканчанская свита (T_{1hk}) выделена Я. И. Полькиным в 1959 г. по р. Хаканча, впадающей в Хантайское озеро. Там же установлен ее стратотип. Ранее слагающие ее пирокластические породы описывались В. Н. Рожковым (1938) как маркирующий горизонт. Свита залегает несогласно на гудчихинской свите, иногда на верхней перми. На территории распространена на водоразделе Дудинки и Большой Авамской.

Разрез сложен в основном литокластическими туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами. В прижерловых зонах палеовулканов распространены агломератовые туфы и туфобрекчии. Мощность свиты 18—20 до 50 м. В прижерловых зонах она возрастает до 100 м и более.

Логанчинская (туклонская) свита на рассматриваемой площади отсутствует.

Разрезы нижнего триаса западной и восточной частей Норильского плато

Горизонт	Приенисейский район (западная часть Норильского плато)	Норильский район (восточная часть Норильского плато)
Путоранский (нижняя часть)	Мокулаевская свита — базальты; 300—380 м	Мокулаевская свита — базальты; 380 м
Двурогинский	Моронговская свита — туфы, базальты; 320—380 м	Моронговская свита — базальты, туфы; 315—400 м
Тутончанский (верхняя часть)	Надеждинская свита — базальты; 320—420 м. Логанчинская свита — базальты; от 0 до 30—60 м. Хаканчанская свита — туфы, туффиты, туфопесчаники; 18—20 до 50 м	Надеждинская свита — базальты; 350—500 м. Туклонская свита — пикробазальты, базальты; 30—160 до 210 м. Хаканчанская свита — туфы, туффиты, туфопесчаники; 3—20 до 50 м
Тутончанский (нижняя часть)	Гудчихинская свита — пикробазальты, базальты, подчиненные туфы, туффиты; до 140 м. Сыверминская свита — базальты; 275—300 м	Гудчихинская свита — пикробазальты, базальты, подчиненные туфы, туффиты; до 370 м. Сыверминская свита — базальты; 240—400 м.

Надеждинская свита (T_{1nd}) выделена Г. Д. Масловым в 1962 г. по горе Надежда на севере Норильского плато. В районе она распространена на междуречье Дудинки и Южного Ергалаха, а также в низовьях Дудинки — на реках Дуромой и Косая. Свита залегает несогласно на хаканчанской и более древних отложениях.

Разрез сложен плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми базальтами, образующими покровы мощностью от 5 до 25 м. Меньше распространены полифировые и оливин-плагиофировые базальты. Подчиненное положение занимают в разрезе туфы и туффиты, образующие прослои среди покровов мощностью до 12 м. Свита обычно имеет трехчленное строение.

Нижняя пачка (от 60 до 140 м) состоит из 9—10 покровов пироксен-плагиофировых и полифировых базальтов, мощность каждого от 5—7 до 20—25 м. Выше залегают плагиофировые базальты, а сверху — два горизонта (по 11—12 м) литокластических туфов и туффитов, между которыми установлен покров (до 35 м) гломеропорфировых базальтов. Средняя пачка (до 200 м) сложена мощными (до 40 м) покровами плагиофировых базальтов, но иногда встречаются и пироксен-плагиофировые базальты. Верхняя пачка (70—80 м) в основании содержит горизонт (7—10 м) пестрых туффитов, выше в разрезе ее представлены пироксен-плагиофировые, полифировые и реже — плагиофировые базальты. Отмечены единичные прослои (до 5—7 м) туффитов.

Мощность надеждинской свиты 320—420 м.

Отнесение образований тутончанского горизонта к нижнему триасу обосновывается данными, полученными к востоку от рассматриваемой территории.

В туффитах из верхов сыверминской свиты на оз. Лама найдены растительные остатки рода *Cladophlebis* и спорово-пыльцевой комплекс смешанного

(поздняя пермь—ранний триас) характера [14]. Возможно, пермские споры являются переотложенными.

В туфопесчаниках хаханчанской свиты на юго-западном берегу Хантайского озера М. Д. Василевской (1942), а затем В. А. Хахловым (1953) установлен богатый комплекс растительных остатков раннего триаса: *Cladophlebis kirjamkensis* Pryn., *C. adnata* Goerr., *C. denticulata* Brongn., *Retinosporites sibirica* Neub. и др. Сюжного берега того же озера (руч. Пиритовый) В. М. Петренко определил остатки пелеципод из коллекции Я. И. Полькина 1961 г.: *Palaeonodonta* aff. *castor* (Eichw.), *P.* aff. *subcastor* Amal., *Microdon-tella subovata* (Jones), *Abiella concinna* (Jones) и др., известных из татарского яруса верхней перми (ильинская и ерунаковская подсерии Кузбасса), но не исключаяющих и раннетриасовый возраст вмещающих отложений.

Отнесение к нижнему триасу надежинской свиты обосновано В. И. Владимирович и Г. П. Радченко по определенным отпечаткам листовой флоры, а Е. С. Дюжиковой, Э. М. Кара-Мурза и Н. Н. Муратовой — по спорово-пыльцевым данным [14].

Двурогинский горизонт. Моронговская свита (T_{1mr}) выделена Г. Д. Масловым в 1962 г. по горе Моронго на Норильском плато. Она распространена в районе на междуречьях Дудинки и Болгохтоха, правых притоков Дудинки — Ямной и Косой. Севернее — в верховьях Сухой Дудинки она перекрыта верхнеюрскими (?), нижнемеловыми и четвертичными отложениями.

В основании моронговской свиты залегают обломочные вулканические породы (до 10 м), несогласно перекрывающие надежинскую свиту. Моронговская свита состоит (до 60—70 %) из туфогенных образований — лито-, витро- и кристаллокластических туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов, пестроокрашенных туффов, туфопесчаников, туфоалевролитов, а также (до 40—30 %) плагиофировых, реже пироксен-плагиофировых и афировых базальтов, образующих до 14 покровов мощностью от 3—4 до 20 м.

Базальты моронговской свиты, в отличие от слагающих нижележащие свиты, практически не изменены, и только верхние части покровов представлены миндалекаменными разностями. На р. Болгохтох в туфогенно-осадочных породах свиты С. Р. Пашкевичем выявлены остатки флоры раннетриасового облика. В смежных районах отпечатки растений найдены у оз. Чибичете А. А. Межелком, вблизи оз. Хантайское — В. М. Лебедевым. Наибольшее значение имеют отпечатки флоры, установленные В. А. Фадеевым и Л. М. Герасимовым в бассейне Курейки: *Neuropteridium* aff. *tunguskanum* Pryn., *Retinosporites* (?) aff. *sibirica* Neub., *Cladophlebis* sp. Н. А. Шведов, выполнивший определения, считает их характерными для раннего триаса.

Мощность моронговской свиты на территории 320—380 м. По скв. Болгохтохская-1 (БГ-1) она составляет 362 м.

Путоранский горизонт. Мокулаевская свита (T_{1mk}) выделена в 1960 г. В. С. Голубковым и Д. А. Додиныным. Стратотип ее находится на р. Мокулай в пределах плато Хараелах. Распространена в тех же районах, что и моронговская (перекрывает ее несогласно).

В основании свиты повсеместно залегает маркирующий базальный горизонт (до 90 м), состоящий из двух покровов плагиофировых базальтов мощностью 15—20 и 60—65 м и содержащий в низах вулканогенно-осадочные породы (3—15 м). Выше залегают от 8 до 15 покровов пироксен-плагиофировых и оливин-плагиофировых базальтов мощностью от 3 до 40 м

каждый, среди которых отмечено 2—3 прослоя (1—10 м) туфов, туффов, туфогравелитов, туфопесчаников.

К востоку от района в прослоях вулканогенно-осадочных пород из нижней части свиты установлены отпечатки растений *Cladophlebis borealis* Pryn., *C. jeniseica* Pryn., *Anomopteris mongeotii* Brongn., свидетельствующие о соответствии свиты нижней части путоранского горизонта. Мощность свиты 300—380 м. Первая цифра отвечает мощности ее разреза, вскрытого по скв. Болгохтохская-1 (БГ-1).

Мокулаевской свитой заканчивается разрез нижнего триаса в западной части Норильского плато.

Триасовые отложения нерасчлененные — тампейская серия (T_{1m}) вскрыты нефтегазоразведочными скважинами на левобережье Енисея в районе Усть-Порта (Семеновская, Тампейская и Точинская площади). Наиболее полный разрез этих отложений (тампейская серия) вскрыт на Тундровой площади в пределах Енисейско-Хатангского регионального прогиба [1, 26, 80]. По составу они резко отличаются от триасовых образований правобережья Енисея: это существенно терригенная толща, представленная аргиллитами, песчаниками, подчиненными конгломератами и гравелитами мощностью на территории до 260 м, залегающая с резким угловым несогласием на верхнепермских угленосных отложениях вскрытой мощностью до 535 м. По заключению Э. Н. Кара-Мурза, по спорово-пыльцевым данным верхняя толща безусловно является триасовой и большая часть ее относится к верхнему триасу. Возраст подстилающих отложений (поздняя пермь или ранний триас) должен уточняться.

ПОСЛЕТРИАСОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрская система в пределах рассматриваемой территории представлена полифаціальным терригенным комплексом пород, который в полных разрезах без видимого несогласия залегает на осадочных образованиях тампейской серии триаса. В прибортовых зонах седиментационного бассейна наблюдается последовательное (снизу вверх) выклинивание юрских отложений; кроме того, в сводах наиболее контрастных поднятий (Усть-Портовский мегавал) установлены размыты верхних горизонтов юры. Кровля и подошва юрских пород в наиболее погруженных частях бассейна находится на глубинах соответственно 4—5 и 8—10 км. Поэтому все три отдела юрских отложений вскрыты глубокими скважинами (с забоями 2500—3955 м) только на значительных поднятиях и в прибортовых зонах. Представления о литологическом составе, мощностях и фаціальных условиях осадконакопления глубокозалегающих горизонтов юры базируются в основном на материалах сейсморазведки.

На рассматриваемой площади, как и в пределах всей Западной Сибири, в составе юры выделяются два комплекса: нижне-среднеюрский и келловей-верхнеюрский (частично охватывающий и низы берриаса). Они имеют свой генетический набор отложений, свои фаціальные ряды с соответствующим сочетанием ископаемых органических остатков, образуют характерные для них типы разрезов. Для каждого комплекса разработаны региональные стратиграфические схемы районирования, принятые Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием в 1990 г. (МРСС-90), в соответствии с решением которого приводится характеристика подразделений [71].

Нижне-среднеюрские отложения (частично нижний келловей) объединяются в заводоуковский надгоризонт. Накопление осадков надгоризонта происходило в различных условиях, в связи с чем преимущественно континентальные терригенные угленосные отложения надгоризонта, развитые в узкой полосе на западе, от Нового Порта до левобережья Тазовской Губы, обособлены в заводоуковскую серию [93], а их возрастные аналоги, представленные преимущественно морскими образованиями на полуостровах Ямал и Гыдан и в Енисей-Хатангском региональном прогибе — в большехетскую серию [73]. Фациальная граница между названными сериями пород в значительной мере является условной, поскольку смена литологического состава метрометровых осадочных толщ в условиях конседиментационного формирования бассейна обычно происходит весьма постепенно и выражается, как правило, обширной переходной зоной, в которой отмечаются признаки как одного, так и другого типа разреза.

Заводоуковская серия (J_1-2v) на левобережье Тазовской губы представлена песчано-глинистыми угленосными отложениями (уренгойский тип разреза), в составе которого выделяются (снизу): береговая, ягельная, котухтинская и тюменская свиты.

Береговая свита выделена в Уренгойском фациальном районе [85] со стратотипом по Геологической (Береговой) скв. 14, в интервале глубин 4750—5031 м. Ввиду того, что в указанной скважине ее подошва не вскрыта, по скв. Уренгойская-414 принят гипостратотип этого подразделения (интервал 4928—5130 м).

Свита представлена серыми и зеленовато-серыми грубозернистыми песчаниками, от полимиктовых до аркозовых, преимущественно массивными, реже горизонтально-слоистыми за счет тонких линз более темного алевроитоглинистого материала. Цемент глинистый, известково-глинистый. Песчаники чередуются с прослоями и пластами гравелитов и валунно-галечниковых конгломератов. Среди грубообломочных пород отмечаются прослои аргиллитов и алевролитов с раковистым изломом, с редкими отпечатками водорослей и обугленным растительным детритом. В составе этого стратона выделяются песчаные пласты ЮГ₂₀—ЮГ₂₃.

Геттанг-раннеплинсбахский диапазон свиты установлен по спорово-пыльцевым комплексам и остаткам листовой флоры: *Neocalamites* sp., *Equisetites* cf. *gracilis* (Nath.) Halle, *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, *Pityophyllum* ex gr. *nodenskioldii* (Heer.) Nath., *Samaropsis plicatiformis* Tesl., *Carpolites minor* Pryn. и др. Мощность свиты изменяется от 207 до 270 м.

Ягельная свита выделена в 1989 г. В. С. Бочкаревым, Ю. В. Брадучаном и др. (скв. Уренгойская-414, интервал 4854—4928 м). Представлена темно-серыми аргиллитоподобными глинами тонкоотмученными, местами алевроитистыми, с прослоями гравелитистых песчаников, иногда с карбонатным цементом. В отдельных разрезах обособляются два пласта — ЮГ₁₈ и ЮГ₁₉. В породах свиты установлены спорово-пыльцевые комплексы и остатки растений *Sphenobairia* sp., *Pityophyllum* sp., *Pityospermum* cf. *parvum* Tur.-Ket., *Carpolites* cf. *ivanovskyi* Tesl. Учитывая эти данные и положение в разрезе, свита относится к плинсбаху. Мощность ее достигает 150 м.

Котухтинская свита впервые описана в 1987 г. А. А. Неждановым и В. В. Огибениным в скв. Большекотухтинская-105, в интервале 3352—3705 м.

Свита залегает согласно на подстилающих породах, подразделяется на две подсвиты, каждая из которых состоит из двух пачек.

Нижнекотухтинская подсвита (до 370 м) расчленяется на две пачки: нижняя, пачка 1 — грубообломочная; верхняя, пачка 2 (тогурская) — глинистая.

Пачка 1 представлена чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитоподобных глин, прослоями битуминозных. Породы серые, иногда с зеленоватым оттенком. По всему разрезу отмечаются растительный детрит, корни, единичные двустворки. Песчано-алевритовые образования обособлены в группу пластов, получивших индексы ЮГ₁₃—ЮГ₁₇. Среди пород выявлены остатки листовой флоры: *Equisetites* cf. *beani* (Bunb.) Sew., *Neocalamites* sp., *Czekanowskia* ex gr. *latifolia* Tur.-Ket., *Phlebopteris polypodioides* Brong., *Schisolepsis* cf. *moelleri* Sew. и спорово-пыльцевые комплексы плинсбаха. На основании этих данных и положения в разрезе пачка относится к верхней части плинсбахского яруса. Мощность ее 210—270 м. С определенной долей условности пачка сопоставляется с нижнеджангодской подсвитой.

Пачка 2 (аналог тогурской пачки более южных районов) представлена глинами уплотненными, темно-серыми, иногда с зеленоватым оттенком, участками слабобитуминозными, углистыми с прослоями алевролитов. В породах встречаются растительный детрит, остатки листовой флоры, двустворки, многочисленные фораминиферы, споры и пыльца тоарского яруса. Мощность пачки до 100 м. Предположительно она сопоставляется с среднеджангодской подсвитой.

Верхнекотухтинская подсвита (180—270 м) делится на две пачки: нижняя, пачка 1 — грубообломочная, верхняя, пачка 2 (радомская) — глинистая.

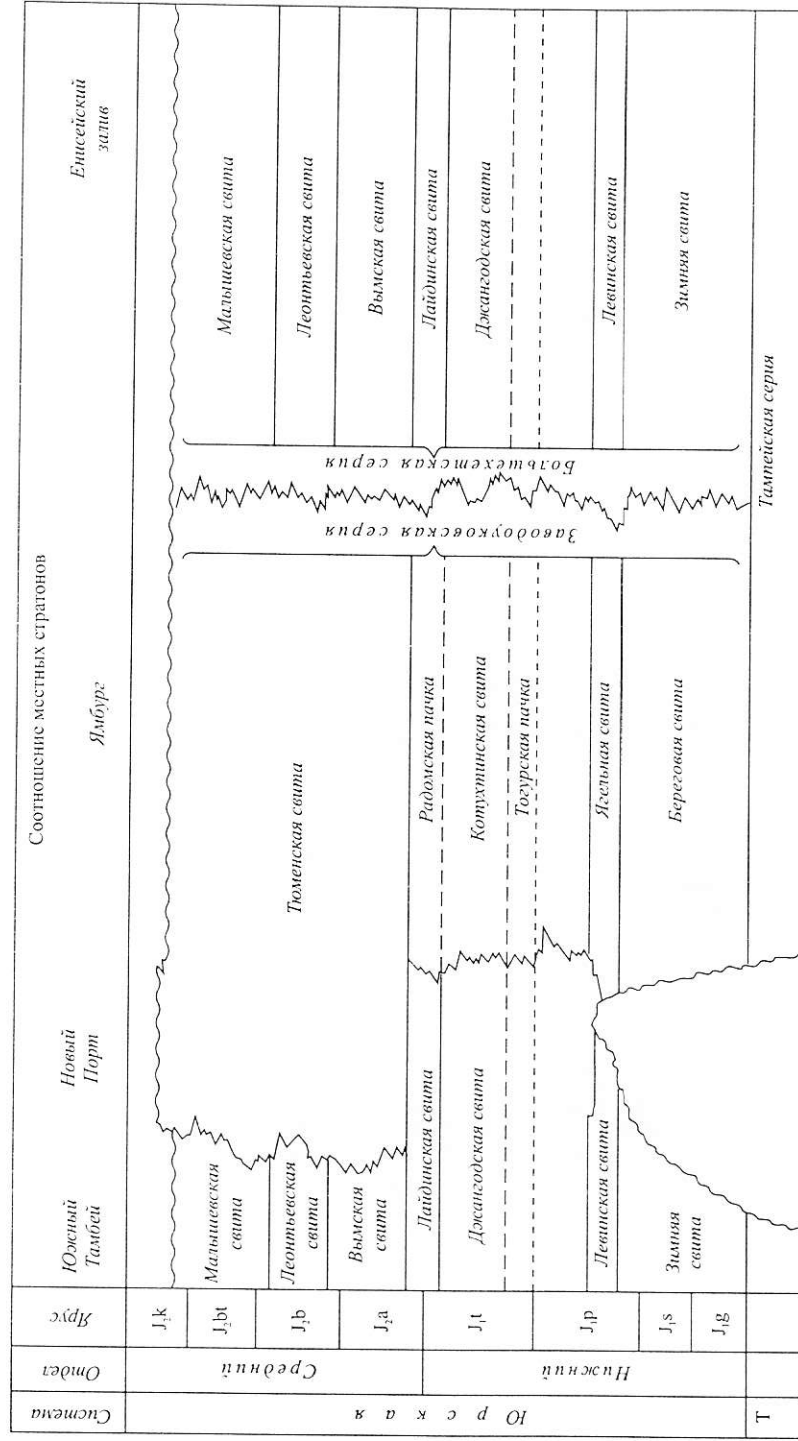
Пачка 1 по литологии близка к пачке 1 нижней подсвиты. В ее составе преобладают песчаники серые, зеленовато-серые, чередующиеся с алевролитами и уплотненными глинами. В глинисто-алевритистых разностях пород встречаются сидерит, реже пирит, растительный детрит, корневые системы, единичные фораминиферы. В составе стратона выделяются пласты ЮГ₁₀—ЮГ₁₂. По всему разрезу встречена обильная листовая флора, среди которой определены: *Equisetites asiaticus* Pryn., *E. gracilis* (Nath.) Hall., *E. turgicus* (Vlad.) Kiritsch., *E. sokolowski* Eichw., *Cladophlebis williamsonii* (Br.). *Raphaelia stricta* Vachr., *Pityophyllum* (Florinia) sp., спорово-пыльцевые комплексы тоара. На основании этих данных и по положению в разрезе пачка датируется тоаром. Мощность ее 110—130 м. С определенной долей условности она сопоставляется с верхнеджангодской подсвитой.

Пачка 2 (радомская) по сопоставлению с более юго-западными разрезами представлена глинами темно-серыми, уплотненными, интервалами слабобитуминозными, с прослоями песчаников и алевролитов с растительным детритом. Тоар-раннеаленский возраст пачки обосновывается установленными в породах комплексами фораминифер *Ammodiscus glumaceus* — *Riyadhella syndascoensis*, спор и пыльцы и остатками флоры: *Equisetites beani* (Bunb.) Sew., *Czekanowskia setacea* Heer, *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Schirolepis* sp., *Desmiophyllum* sp., *Sphenobaiera* ex gr. *angustiloba* Heer. На основании сопоставления разрезов эта пачка синхронна лайдинской свите. Мощность пачки 10—140 м.

Тюменская свита выделена Н. Н. Ростовцевым [75] по скв. Тюменская-1-ОП в интервале 1434—1472 м. На рассматриваемой территории она согласно залегает на котухтинской и лайдинской свитах (табл. 2). Мощность ее на территории меняется от 300 до 780 м.

Обобщенная стратиграфическая схема нижне-среднеюрских отложений.
Составил Ю. В. Бродучан

Таблица 2



Свита сложена чередующимися сероцветными с буроватым оттенком песчаниками, алевролитами и глинами с маломощными прослоями углей. Характерными особенностями пород являются слабая сортировка, обилие обугленного растительного детрита, остатки корней, отпечатки ископаемых растений, большое разнообразие текстур, паттунный характер образований.

По степени концентрации песчаного материала свита делится на три подсвиты, но такая дифференциация прослеживается не по всем разрезам, во многих пунктах она весьма условна.

Нижняя подсвита в наиболее представительных разрезах сложена песчаниками, переслаивающимися с глинами. В составе подразделения на западе выделяются пласты ЮН₇—ЮН₉, на востоке ЮГ₇—ЮГ₉, среди которых обнаружена обильная листовая флора: *Equisetites* sp. indet., *Coniopteris maakiana* (Heer.) Pryn., *C. cf. irkutensis* Pryn., *C. hymenophylloides* (Br.) Sew., *C. cf. latifolia* Brick., *Cladophlebis suluctensis* Brich., *C. williamsonii* (Br.) Br., *C. bidentata* Tur.-Ket., *Ginkgo sibirica* Heer, *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, *C. cf. jenisejensis* Kiritsch. et Samyl., *Erethmophyllum* sp. indet., *Phoenicopsis* sp. indet., *Hausmannia* sp., *Nilssonina* cf. *kendali* Har. и спорово-пыльцевые комплексы аалена и байоса. На основании этих данных подсвита отнесена к ааленскому—низам байосского ярусов. Мощность ее достигает 240 м. Подсвита сопоставляется с вымской свитой большехетской серии.

Средняя подсвита сложена глинами с пластами алевролитов и песчаников, которые на западе получили индексы ЮН₅—ЮН₆, а на востоке — ЮГ₅—ЮГ₆. В ней обнаружены немногочисленные отпечатки флоры: *Equisetites* cf. *lateralis* (Phill.) Phill., *Coniopteris* aff. *depensis* E. Leb., *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer и байосские спорово-пыльцевые комплексы. На основании этих данных подсвита относится к байосу. Мощность ее колеблется от 60 до 320 м и сопоставляется с леонтьевской свитой.

Верхняя подсвита представлена песчаниками, алевролитами, чередующимися с аргиллитоподобными глинами. В ее составе на западе выделяются пласты ЮН₂—ЮН₄, на востоке — ЮГ₂—ЮГ₄. По всему разрезу стратона выявлены довольно обильные отпечатки листовой флоры: *Coniopteris snigirevskae* Tesl., *Lobifolia* cf. *lobifolia* (Phill.) Ras. et Leb., *Nilssonina* ex gr. *lobatidentata* Kiritsch., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ixostrobus herri* Pryn. и другие спорово-пыльцевые комплексы байоса—бата, бата и бата—келловей. На Новопортовской площади в верхах подсвиты обнаружены батский *Recurvoides anabarensis* и нижнекелловейский *Ammodiscus uglicus* комплексы фораминифер. На основании этих данных верхняя подсвита относится к верхам байосского, батскому ярусам и самым низам нижнекелловейского подъяруса. В районе Новопортовской площади происходит омоложение кровли тюменской свиты, где практически весь нижний келловей входит в ее состав. Мощность верхнетюменской подсвиты 120—220 м.

Тюменской свите в составе большехетской серии соответствуют три свиты: вымская, леонтьевская и малышевская.

Большехетская серия (J₁₋₂bh) представлена двумя типами разреза: ямало-гыданским и усть-енисейским. Фацимальное различие между ними невелико и заключается в постепенном нарастании морских условий формирования нижнеюрских отложений на Гыдане и, в большей мере, на северо-западе Ямала. Разрез сложен аргиллитоподобными и алевроитовыми глинами, глинистыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитоподобных глин, с линзами конгломератов и гравелитов, углями. В пределах рассматриваемой

территории в составе большехетской серии (снизу вверх) выделяются зимняя, левинская, джангодская, лайдинская, вымская, леонтьевская и малышевская свиты (табл. 2).

Зимняя свита выделена Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудковой и др. (1968 г.). Стратотип ее установлен в разрезе скв. Семеновская-1-Р в интервале 2748—2569 м. Разрез сложен серыми и буровато-серыми песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитоподобных глин и реже конгломератов. Порода содержат многочисленные растительные остатки, раковины двустворок, обломки древесины, конкреций сидерита и пирита. Максимальная мощность свиты зафиксирована в разрезе скв. Южно-Соленинская-25, где она составляет 311 м. В центральной части Енисей-Хатангского прогиба мощность свиты по геофизическим данным, вероятно, превышает 600 м. В породах обнаружены комплексы фораминифер *Ammodiscus ex gr. asper* Gerke, *Pseudonodosaria dea* Schl. и остракоды *Ogmoconeha longula*, *O. magna* Gerke et Lev. На основе этих данных с учетом положения в разрезе свита отнесена к геттангу—синемюру—низам плинсбаха.

Левинская свита выделена Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудковой и др. (1968 г.). Стратотип ее установлен в разрезе скв. Малохетская-10-Р в интервале 2197—2136 м. В районе Новопортовской площади она с угловым несогласием залегает на образованиях фундамента, на большей части территории распространения границы ее согласные. Свита представлена буровато-серыми и темно-серыми аргиллитоподобными глинами с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. На п-ове Ямал в ее основании обособляется пласт ЮЯ₁₂. Свита охарактеризована фауной двустворчатых моллюсков *Narax laevigatus* Orb., комплексами фораминифер *Trochammina lapidosa* Gerke и *Nodosaria nordvikensis* и спорово-пыльцевыми комплексами плинсбахского яруса. В районе Новопортовской площади отмечается одревнение кровли. Мощность свиты 45—260 м.

Джангодская свита установлена Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудковой и др. (1968 г.). Стратотип ее выделен в разрезе скв. Малохетская-10-Р в интервале 2136—1907 м. По литологическому составу подразделяется на три подсвиты.

Нижняя подсвита (20—160 м) сложена серыми песчаниками от грубо- до мелкозернистых, глинистых, преобладающая доля которых к югу заметно сокращается за счет увеличения в разрезе алевролитов и аргиллитоподобных глин со значительным содержанием обугленного растительного детрита. Проницаемые породы обособлены в пласты ЮЯ₁, ЮН₁₁ (Ямал, Гыдан), ЮЕ₁₃—ЮЕ₁₄ (Усть-Енисейский район). Подсвита охарактеризована комплексами фораминифер *Marginulinopsis hatangensis*—*Discorbis buliminoides*, *Trochammina lapidosa* и спорово-пыльцевыми спектрами плинсбаха.

Средняя подсвита (40—70 м) представлена преимущественно глинистыми породами темно-серыми, тонкоотмученными, с редкими прослоями серых алевролитов, в которых отмечаются пирит и сидерит. Нижняя граница ее устанавливается по подошве аргиллитоподобных глин с фауной тоарского яруса. Двустворки — *Dacriomya inflata* (Ziet.), *D. cf. jacutica* (Petr.), *Leda acuminata* (Goldf.), *Tancredia schiriaelvi* Bodu.; белемниты — *Mesoteuthis ex gr. pyramidalis* (Ziet.); комплексы фораминифер — *Ammodiscus glumaceus*, *Ammobaculites lobus*, *A. strigosus*, *Saccammina inanis*. Эта подсвита коррелируется с тогурской пачкой Уренгойского и более южных районов Западно-Сибирской равнины.

Верхняя подсвита (40—360 м) сложена светло-серыми песчаниками с прослоями буровато-серых алевролитов и аргиллитоподобных глин. На западе в ней выделяются пласты ЮЯ₁₀, ЮН₁₀, на востоке — ЮЕ₁₀—ЮЕ₁₂. В породах подсвиты определен комплекс фораминифер с *Ammodiscus glumaceus*—*Ryadhella syndascoensis* и спорово-пыльцевые спектры тоарского яруса.

По-иному расчленяют рассматриваемую часть разреза Ф. Г. Гурари, А. М. Казаков, В. П. Деятов и др. [85]. Джангодскую свиту они сочли возможным перевести в ранг серии, а ее подсвиты — в самостоятельные свиты (соответственно, снизу вверх): шараповскую, тогурскую и надояхинскую. При этом стратотипы нижнего и верхнего стратона не приводятся. Вызывает сомнение правомочность использование термина «тогурская» в данном конкретном случае. Тогурская пачка была выделена Ф. Г. Гурари в разрезе скв. Колпашевская-2 в пределах Обь-Иртышской области, которая, по их мнению, «характеризуется развитием почти исключительно континентальных образований: речных, дельтовых, озерных, болотных» [23]. Свита под таким названием распространяется Ф. Г. Гурари и др. на Ямало-Гыданскую область, где она формировалась, по их же мнению, в условиях глубоководного морского бассейна. Вряд ли целесообразно осадки разного генезиса объединять в одно подразделение.

Лайдинская свита выделена Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудковой и др. (1968 г.). Название дано по р. Большая Лайда в низовьях р. Енисей. Стратотип установлен в разрезе скв. Малохетская-10, в интервале 1907—1845 м. Нижняя граница свиты проводится по подошве глинистой толщи, согласно перекрывающей песчаные отложения джангодской свиты или залегающей с несогласием на эрозионных поверхностях триаса и палеозоя в прибортовых зонах седиментационного бассейна. Разрез представлен темно-серыми и буровато-серыми аргиллитоподобными глинами с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов, реже гравелитов и конгломератов. По всему разрезу наблюдаются растительные остатки, обломки обугленной древесины, конкреции глинистого сидерита и пирита. Свита охарактеризована двустворками *Arctotis lenensis* (Lah.), *Meleagrinella doneriana* (Boriss.), *Tancredia* sp. indet., комплексами фораминифер *Saccammina ampullacea*, *Lenticulina nordvikensis* и спорово-пыльцевыми комплексами переходного типа тоарского и ааленского ярусов. На основании этих данных описываемые образования относятся к верхам тоара—аалену. Мощность свиты 24—95 м.

В составе заводоукской серии, в диапазоне джангодской и лайдинской свит выделяется единое подразделение, расчленение которого в значительной степени обусловлено сопоставлением с вышеуказанными стратонами.

Вымская свита выделена в 1967 г. Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудковой и др. (1968 г.). Названа по оз. Вымское вблизи пос. Ермаково. В качестве стратотипа принят разрез скв. Малохетская-10-Р, в интервале 1845—1736 м. Свита представлена преимущественно песчаниками светло-серыми, нередко известковистыми, иногда каолинизированными, с прослоями зеленовато-бурых алевролитов и аргиллитоподобных глин. В последних встречаются многочисленные остатки обугленных стеблей, листьев, древесины. На западе в ее составе выделяются пласты ЮЯ₇—ЮЯ₉, на востоке — ЮЕ₆—ЮЕ₉. По всему разрезу встречаются двустворки *Arctotis ex gr. lenensis* (Lah.), *Arctica humilculmina* Schurung., *Homomya* sp., *Tancredia* sp. В нижней части свиты обнаружен комплекс фораминифер, аналогичный таковому из лайдинской свиты. В верхах разреза вымской свиты определен комплекс фораминифер *Ammodiscus pseudoinfirmus granulata*, который с некоторой долей условности относится к позднему аалену и раннему байосу. Мощность свиты 40—327 м.

Леонтьевская свита выделена в 1967 г. Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудковой и др. (1968 г.) в разрезе скв. Малохетская-10-Р в интервале 1736—1629 м. Разрез представлен аргиллитоподобными глинами темно-серыми, зеленовато-серыми, тонкоотмученными, с редкими прослоями и пластами алевролитов и глинистых песчаников. Для пород свиты характерны флюидалные текстуры, конкреции сидерита, пирита. В составе свиты на востоке индексируется один пласт ЮЕ₅. Байосский возраст пород установлен по комплексам фораминифер *Trohammina praesquamata*—*Marginulina septentrionalis*, двустворкам *Meleagrinnella decussata* Goldf., *Tancredia subtilis* Lah. и спорово-пыльцевым комплексам. Мощность свиты 60—300 м.

Малышевская свита выделена в 1967 г. Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудковой и др. (1968 г.). Стратотип ее принят по разрезу скв. Малохетская-10-Р в интервале глубин 1629—1470 м. Свита распространена повсеместно, за исключением сводовых частей Малохетского вала, Семеновского и Мессояхского поднятий, где она полностью или частично размыта в предваланжинское время. Представлена песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитоподобных глин и пропластками каменных углей. Песчаники светло-серые, почти белые, интенсивно каолинизированные, прослоями известковистые. В алевролитах и глинах отмечены ходы илоедов, выполненные песчаным материалом, многочисленные обугленные растительные остатки, корни растений, линзы углей. На западе в ее составе выделяются пласты ЮЯ₂—ЮЯ₄, на востоке — ЮЕ₂—ЮЕ₄. Мощность свиты в прогибах до 400 м.

Отложения малышевской свиты бедны фаунистическими остатками. Единственный аммонит *Craniocephalites* (?) sp. indet. и обедненный комплекс фораминифер *Recurvoides anabarensis*—*Globulina praecircumphlua* свидетельствуют о байос-батском возрасте вмещающих пород.

На основании этих данных и по положению в разрезе малышевская свита относится к верхам байоса—низам келловея, т. е. по стратиграфическому диапазону она близка к верхнетюменской подсвите.

ЮРСКАЯ—МЕЛОВАЯ СИСТЕМЫ

СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ ЮРЫ—НИЖНИЙ ОТДЕЛ МЕЛА

Келловейский—берриасский ярусы

В начале келловейского века началась обширная трансгрессия, море охватило территорию площадью около 1,5 млн км², и в дальнейшем происходило расширение морской седиментации. Завершение этого этапа не совпадает с рубежом юрского и мелового периодов, несколько сдвинуто на начало берриасского века. Поэтому, если строго подходить к датировке этого этапа, его следует определить как келловей-раннеберриасский (частично), но в региональных стратиграфических схемах, принятых Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием в 1990 г. (МРСС-90) в г. Тюмень, этот комплекс образований назван келловей-верхнеюрским. Отложения включены в даниловский надгоризонт [7] на основе одноименной серии (свиты), на рассматриваемой территории объединяющий только породы морского генезиса.

В составе даниловского надгоризонта выделяются местные подразделения, отвечающие трем типам разреза: фроловско-тамбейскому, гыданскому и устьенисейскому. Первый включает даниловскую свиту (серию), а его тамбейский подтип — абалаковскую и баженовскую свиты, второй гольчихинскую свиту, а третий — точинскую, сивговскую и яновстанскую свиты (табл. 3).

Даниловская серия (свита) (J₂—K₁dn) выделена Ю. В. Бладучаном и Г. С. Ясовичем по скв. 62 в интервале 1734—1824 м по одноименной площади в качестве свиты [9], а в 1985 г. Ю. В. Бладучаном [7] переведена в ранг серии. Под двойным ранжированием показана в региональной стратиграфической схеме. На описываемой территории развита на весьма ограниченном пространстве в районе Новопортовской площади, где она с определенной долей условности может быть расчленена на две части — подсвиты.

Нижняя подсвита (15—20 м) на кривых электрокаротажа характеризуется наиболее низкими значениями кажущегося сопротивления. Она представлена темно-серыми, реже серыми аргиллитоподобными глинами, от тонкоотмученных до алевроитовых, со стяжениями пирита, в верхней части — в разной степени глауконитовыми с карбонатными конкрециями. В основании отмечается базальный пласт (Ю₂⁰). Он сложен слабо отсортированными песчаниками, алевролитами с сидеритовыми оолитами, мощностью около 1 м. По палеонтологическим данным (рис. 2) подсвита относится к среднему келловею—кимериджу, возможно охватывает низы нижнетитонского подъяруса, так как верхняя ее граница проходит внутри интервала, где определен комплекс фораминифер *Tolypammina virgula* и *Planularia pressula*, свойственный верхам кимериджа—низам нижнетитонского подъяруса. На подавляющей части распространения даниловские образования охватывают келловей в целом. Новопортовская площадь является исключением из этого правила, их подошва здесь омолаживается.

Верхняя подсвита (80—90 м) представлена серыми и темно-серыми аргиллитоподобными глинами, иногда алевроитовыми, с глауконитом, изредка слабобитуминозными, с карбонатными стяжениями, пиритом, с остатками рыб. Палеонтологически охарактеризована слабо, но вблизи ее границ установлены комплексы фораминифер (рис. 2). На значительной части своего распространения поверхность даниловской свиты проходит внутри нижней части борельного берриаса. В пределах Новопортовской площади берриас и по крайней мере верхнетитонский подъярус выпадают из разреза.

Тамбейский подтип фроловско-тамбейского типа разреза представляют абалаковская и баженовская свиты.

Абалаковская свита выделена П. Ф. Ли в 1959 г. [46] по разрезам скважин Абалаковской площади. Развита на территории Ямалского, Тазовского и крайней юго-западной части Гыданского полуостровов. Трансгрессивно залегает на образованиях заводоукского надгоризонта. Верхний контакт согласный.

Свита представлена аргиллитоподобными глинами темно-серыми, преимущественно тонкоотмученными, в разной степени глауконитовыми; в нижней половине обычно слабослюдистыми, а в верхней — преимущественно тонкоотмученными разностями. По всему разрезу стратона отмечаются пиритовые стяжения, глинисто-карбонатные конкреции.

На рассматриваемой территории свита слабо охарактеризована палеонтологически. В единичных разрезах установлены верхнекелловейские аммониты: *Eboracicerat cf. nikolaevi* (Bodul.) и комплекс фораминифер *Dorothia insperata*—*Trohammina rostovzevi*, свойственный для среднего и верхнего келловея.

В верхней половине подразделения обнаружен *Amoeboreras (Amoebites)* sp. indet, часто встречаемый аммонит в нижнем кимеридже Западной Сибири, сопровождаемый фораминиферами сообщества *Haplophragmoides canuiformis*, *Lenticulina michailovi* и *Saracenaria subsuta*. У верхнего контакта в одном разрезе определен комплекс фораминифер *Tolypammina virgula*—*Planularia pressila*, известный из верхов кимериджа—низов волжского яруса. На основании этих данных и с учетом положения в разрезе абалакская свита датируется келловеем—кимериджем.

В Усть-Енисейском районе абалакской соответствуют точинская, сиговская и нижняя часть яновстанской свиты.

Баженовская свита выделена Ф. Г. Гурари [23] в качестве пачки марьяновской свиты. В 1967 г. на МРСС-67 переведена в ранг свиты. Лектостратотипом считается разрез скв. Сарагатская-2 в интервале 2503—2530 м [3].

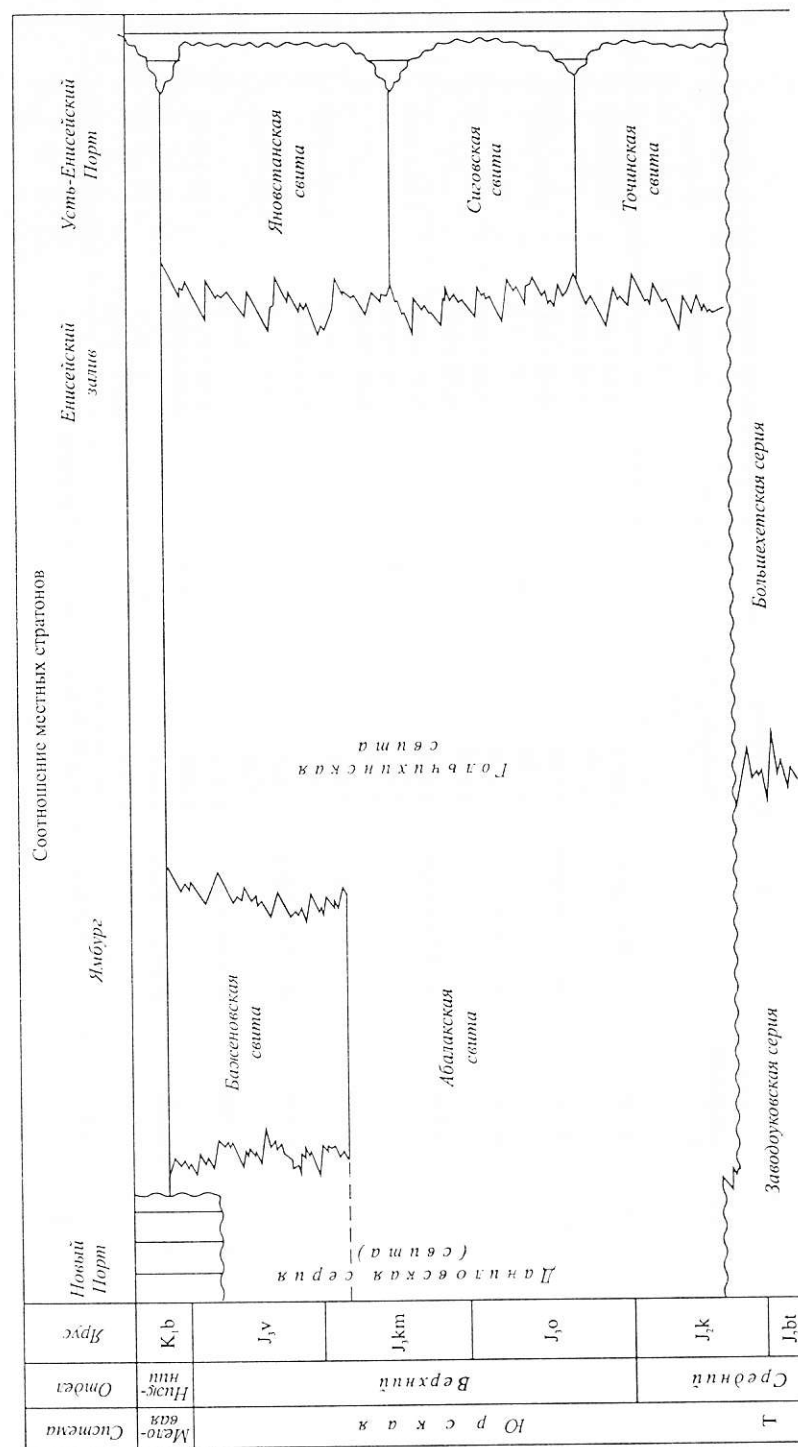
Разрез представлен черными и буровато-черными битуминозными аргил-литоподобными глинами, массивными и тонкоплитчатыми, с прослоями рыхлых листоватых разностей, иногда с пропластками радиоляритов и глинистых известняков, образующих двух-, чаще трехчленное строение свиты. В породах встречаются стяжения пирита, онихиты, остатки рыб, отпечатки двустворчатых и головоногих моллюсков, ростры белемнитов. На рассматриваемой территории баженовская свита палеонтологически не охарактеризована, но несколько южнее, на сопредельной части Уренгойского и Надымского районов, в аналогичных образованиях обнаружено достаточно много ископаемых органических остатков. В основании битуминозных отложений найдены верхне-кимериджские аммониты *Aulacostephanus* s. str., выше по разрезу установлены характерные для среднетитонского подъяруса *Dorsoplanites* sp. и верхнетитонские *Craspedites* sp., а в самых верхах подразделения в единичных разрезах определены аммониты, указывающие на низы берриаса. Кроме аммонитов, здесь установлены редкие комплексы фораминифер с угнетенными формами, часто встречаемые в нижне-среднетитонских отложениях. На основании этих данных баженовская свита описываемого участка относится к верхам кимериджа (частично)—титонскому ярусам и самым низам берриаса.

На высокоамплитудных поднятиях (Среднемессояхский вал), судя по сейсмическим данным, свита или синхронные ей образования выпадают из разреза. К верхней части баженовской свиты приурочен основной отражающий сейсмический горизонт «Б». Мощность свиты до 60 м. Как нефтегазоносный объект она получила индекс Ю₆.

Гольчихинская свита (J_2 — K_{1gl}) выделена В. И. Кислухиным как полный аналог даниловских образований, от которых отделена тамбейским подтипом фроловско-тамбейского типа разреза (табл. 3). Она развита на п-ове Гыдан и большей части Енисей-Хатангского прогиба, за исключением его юго-западной окраины. Стратотип ее принят по разрезу скв. Дерябинская-5, в интервале 2937—3312 м, а наименование дано по р. Гольчиха. Разрез представлен аргиллитоподобными глинами, темно-серыми до серых, иногда со слабым буровато-коричневым, в средней части зеленоватым оттенком от тонкоотмученных до алевроитовых, прослоями битуминозных, у внешнего контура с прослоями глинистыми алевролитами. В нижней половине свиты отмечены многочисленные стяжения пирита, растительный детрит (аттрит), ядра двустворок, ростры белемнитов, отпечатки аммонитов, среди которых многочисленны келловейские формы, полностью характеризующие ярус: *Pseudocadoceras* sp., *Cadoceras* sp. juv.), *Kepleritinae* gen. et sp. indet.

Таблица 3

Обобщенная стратиграфическая схема келловей-верхнеюрских отложений.
Составил Ю. В. Брадучан



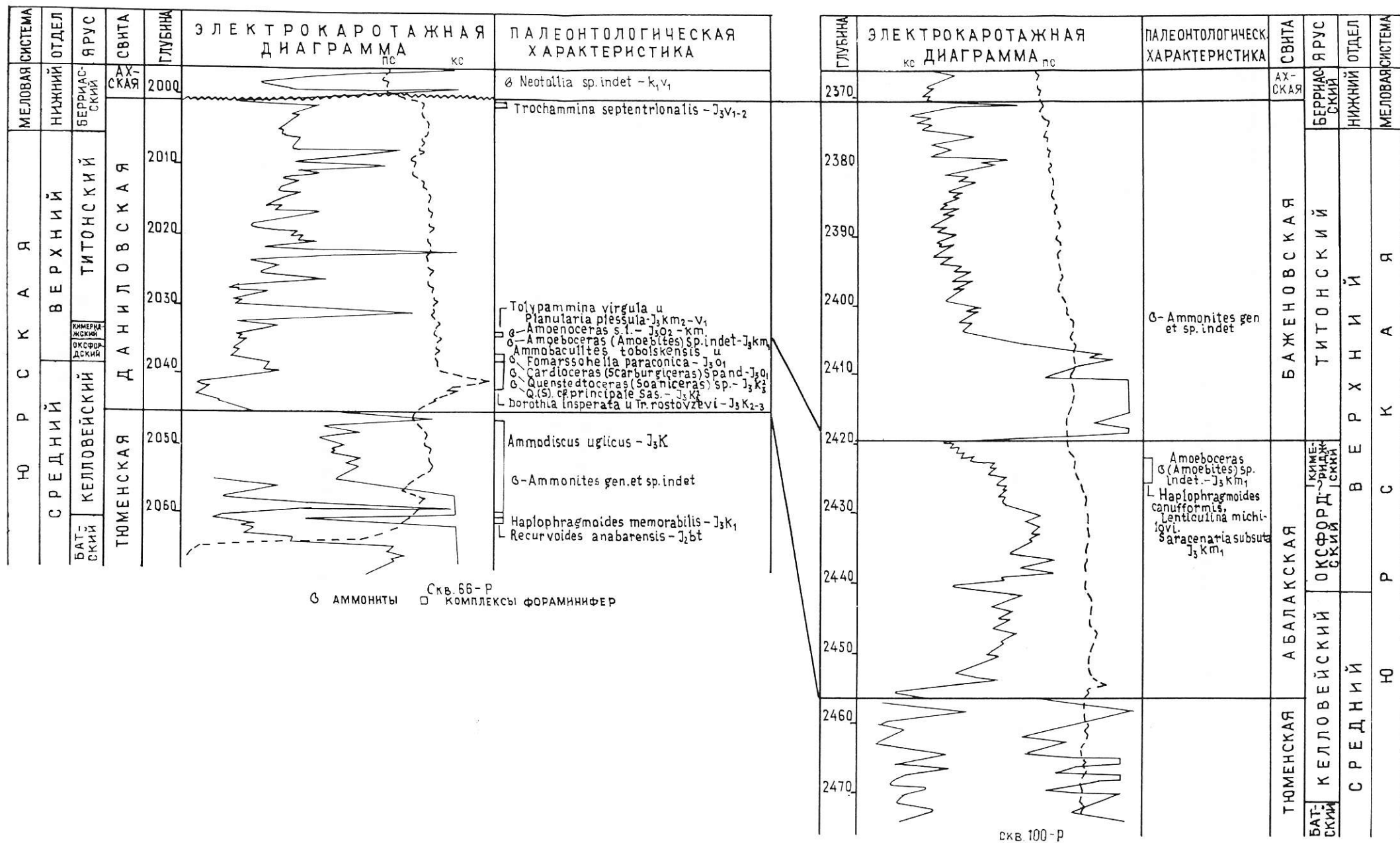


Рис. 2. Схема сопоставления двух типов разрезов верхнеюрских отложений Новопортовской площади (скважины 66-Р и 100-Р). Составил Ю. В. Бродучан.

Rondiceras ex gr. *milashevici* (Nik.), *Longaeviceras* cf. *filarum* Meledina, *Quenstedtoceras* (*Soanicer*) sp. indet., *Q.* (*S.*) aff. *angustum* Meledina, *Q.* (? *Eboracicer*); отмечаются верхнетитонские *Craspedites* sp. indet. Весьма многочисленны двустворки: *Buchia mosquensis* (Buch), *Meleagrinnella* cf. *ovalis* (Phil), *Tancredia* sp., *Nuculoma variabilis* (Sow.), *Malletia valga* Schur., *Grammatodon* sp. indet., *Homomya* sp. indet. В средней части подразделения обнаружен комплекс фораминифер *Tolymmina virgula*—*Planularia pressula*, указывающий на верхи кимериджского—низы титонского яруса. Исходя из этих данных и учитывая положение в разрезе, гольчихинская свита относится к келловейскому ярусу средней юры—низам бореального берриаса. Мощность ее изменяется от 90—130 м (Геофизическое поднятие) до 500 м (Дерябинская площадь).

Точинская свита выделена в 1966 г. Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудковой и др. (1968 г.) со стратотипом по разрезу скв. Малохетская-10, в интервале 1425—1470 м. Совместно с сивовской, яновстанской свитами образуют усть-енисейский тип разреза, развитый в пределах описываемой территории в юго-западной части Енисей-Хатангского прогиба. Свита представлена аргиллитоподобными глинами темно-серыми, иногда с буроватым оттенком, преимущественно алевротитыми, в средней и верхней частях толщи нередко с прослоями алевролитов и песчаников (пласт СГ₈), количество которых возрастает к обрамлению и в сводовых частях высокоамплитудных поднятий. В основании подразделения выделяется базальный горизонт, представленный слабоотсортированными песчаниками и алевропелитами, обособляемыми в пласт Ю₂⁰.

На Малохетском валу, Семеновском, Точинском и других поднятиях точинская свита выпадает из разреза. Она трансгрессивно залегает на большехетской серии, верхний контакт ее на большей части развития подразделения согласный, но на отдельных поднятиях она с размывом перекрывается сивовскими образованиями.

Свита охарактеризована только келловейской фауной, среди которой установлены нижнекелловейские аммониты *Cadoceras* (? *Arcticoceras*) sp. indet. и верхнекелловейские *Longaeviceras* cf. *nikitini* (Sok.), *L. stenolobum* (Sok.), *L.* cf. *novosemelicum* (Bod.), комплексы фораминифер *Kutzevella memorabilis*—*Ammobaculites borealis* (нижний келловей), *Dorothia insperata*—*Trochammina rostovzevi* (средний, верхний келловей). В отдельных случаях определены келловей-оксфордские спорово-пыльцевые спектры. На основании этих данных и учитывая положение в разрезе свита относится к келловей—низам оксфорда. По своему стратиграфическому положению она близка к нижневасюганской подсвите более южных районов. Мощность точинской свиты до 80 м.

Сивовская свита выделена в 1966 г. Н. И. Байбородских, А. А. Булыниковой и Н. Х. Кулахметовым [86]. Стратотип ее установлен в разрезе скв. Малохетская-1 в интервале 1240—1315 м. В пределах усть-енисейского типа разреза свита картируется как единое геологическое тело и представлена песчаниками и алевролитами серыми, зеленовато-серыми, в разной степени глауконитовыми с прослоями аргиллитоподобных глин, темно-серых до серых, в верхней части с зеленоватым, в нижней—с буроватым оттенком. Проницаемые пласты индексируются СГ₁—СГ₇.

Свита неплохо охарактеризована палеонтологически. В ее образованиях установлены оксфордские и нижнекимериджские аммониты: *Cardioceras*

(*Cardioceras*) *cordatum* (Sowerty), *C.* (*C.*) *jacuticum* Pavlov, *Amoeboceras* (*Amoeboceras*) cf. *alternoides* (Nikitin), *A.* (*A.*) *alternans* (Buch), *A.* (*Prionodoceras*) sp., *A.* (*Amoebites*) sp., ниже- и верхнеоксфордские комплексы фораминифер, келловей-оксфордские спорово-пыльцевые спектры. На основании этих данных и учитывая положение в разрезе свита датируется оксфорд—ранним кимериджем. Мощность ее меняется от 20 до 100 м.

Сивовская свита отсутствует в сводовых частях Малохетского вала, Семеновского поднятия и имеет сокращенный разрез на Майской, Тампейской и других площадях вследствие размыва.

Яновстанская свита выделена в 1965 г. Н. И. Байбородских, А. А. Булыниковой, А. Н. Резаповым и др. [70]. Стратотип ее установлен в Туруханской опорной скважине 1-Р в интервале 2260—2032 м.

Яновстанская свита объединяет мощную (до 703 м, скв. Долганская-2) толщу глин аргиллитоподобных, темно-серых, иногда с буроватым или зеленоватым оттенком, от тонкоотмученных до алевроитовых, с подчиненными пластами песчаников и алевролитов серых, темно-серых, с включениями зерен пирита, растительного аттрита и остатков разнообразной фауны. В верхней части свиты иногда отмечаются прослои битуминозных, почти черных глин, содержание которых увеличивается в западном направлении при одновременном сокращении мощности свиты. Залегает согласно на сивовской свите или несогласно на доюрских образованиях в зоне обрамления. Перекрывается согласно или с размывом нижнехетскими образованиями. Проницаемые пласты индексируются ЯН₁—ЯН₆.

Свита хорошо охарактеризована палеонтологически. В ее отложениях определены многочисленные аммониты от низов кимериджа до верхнетитонского подъяруса включительно: *Pictionia* sp. indet., *Prorrasenia* sp. indet., *Rasenia* sp., *R.* sp. (cf. *R. repentina* Mesezhn.), *Zonovia* sp., *Amoeboceras* (*Hoplocardioceras*) cf. *decipiens* Spath, *A.* (*Euprionoceras*) cf. *sokovi* Bodyl., *A.* (*E.*) cf. *kochi* Spath, *A.* (*Amoebites*) cf. *modestum* Mesezhn. et Romm, *A.* (*A.*) cf. *kitchini* (Salfeld) emend. Spath, *A.* (*A.*) ex gr. *rasenense* Spath, *Pectinatites* sp. indet., *P. rotor* (Bodyl.), *Dorsoplanites* sp. indet., *Laugeites* sp. indet., *Craspedites laevigatus* (Bodyl.); двустворчатые моллюски: *Inoceramus* ex gr. *carinatus* Zakh., *Buchia concentrica* (Sow.), *B.* cf. *tenuistriata* (Lah.), *B.* cf. *mosquensis* (Buch) и др. Кроме того, здесь выявлены комплексы фораминифер, доказывающие присутствие слоев от кимериджа до низов берриаса: *Haplophragmoides canuiiformis*—*Cancrisiella ambitiosa*, *Pseudolamarckina lopsiensis*, *Ammobaculites minutissius*, *Tolypammina virgula*—*Planularia pressula*, *Spiroplectammina vicinalis*—*Saracenaria pravoslavlevi*, *Spiroplectammina vicinalis*—*Dorothia tortuosa*, *Ammodiscus virteranus*—*Evolutinella volosatovi*, *Trochammina rosaceaformis*.

На основании этих данных возраст свиты определяется как кимеридж—раннеберриасский (частично).

Следует подчеркнуть некоторые особенности комплексов, слагающих юрские образования. Для заводоуковского надгоризонта свойственна плоско-параллельная форма записи на сейсмических профилях. Это обусловлено тем, что слагающие его осадки формировались в основном в условиях более или менее достаточной компенсации прогибания осадками.

Для келловейско-верхнеюрских отложений характерно резкое сокращение мощностей с востока на запад. Если в Усть-Енисейском районе эта величина достигает 1100 м, то в зоне развития абалакской и баженовской свит она сокращается на порядок (район скв. Семаковская-50) с одновременным полным

замещением алевроито-песчаных образований глинистыми, что объясняется существенной недокомпенсацией прогибания осадками в более удаленной от береговой линии части морского бассейна. Вследствие этого и сейсмические отражающие горизонты имеют косо-наклонный характер (клиноформы) в общем направлении с востока на запад, при этом клиноформы несколько сдвинуты к обрамлению.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения по отношению к подстилающим юрским породам имеют несколько большую площадь распространения за счет расширения прибреговых зон перекрытия палеозойского фундамента. На большей части территории они залегают согласно без перерыва на юрских осадочных образованиях, и только на отдельных наиболее контрастных поднятиях в Усть-Енисейском районе в их основании фиксируются зональные размывы значительной амплитуды: от нижних горизонтов валанжина до батского—байосского ярусов (Среднемессояхский вал, Малохетское поднятие и др.).

Отложения меловой системы представлены сложным полифациальным комплексом терригенных пород, мощность которого в прогибах и впадинах достигает 4 км, и имеют трехчленное деление, соответствующее определенным этапам седиментации и совпадающее с основными нефтегазоносными комплексами. Каждый из них имеет специфические черты, свой набор фаций. Отложения каждого из этапов относятся к определенным надгорizontам, по которым на МРСС-90 были приняты свои региональные стратиграфические схемы: берриас—низы апта, апт—альб—сеноман, верхний мел (без сеномана).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

(Берриасский—аптский ярусы)

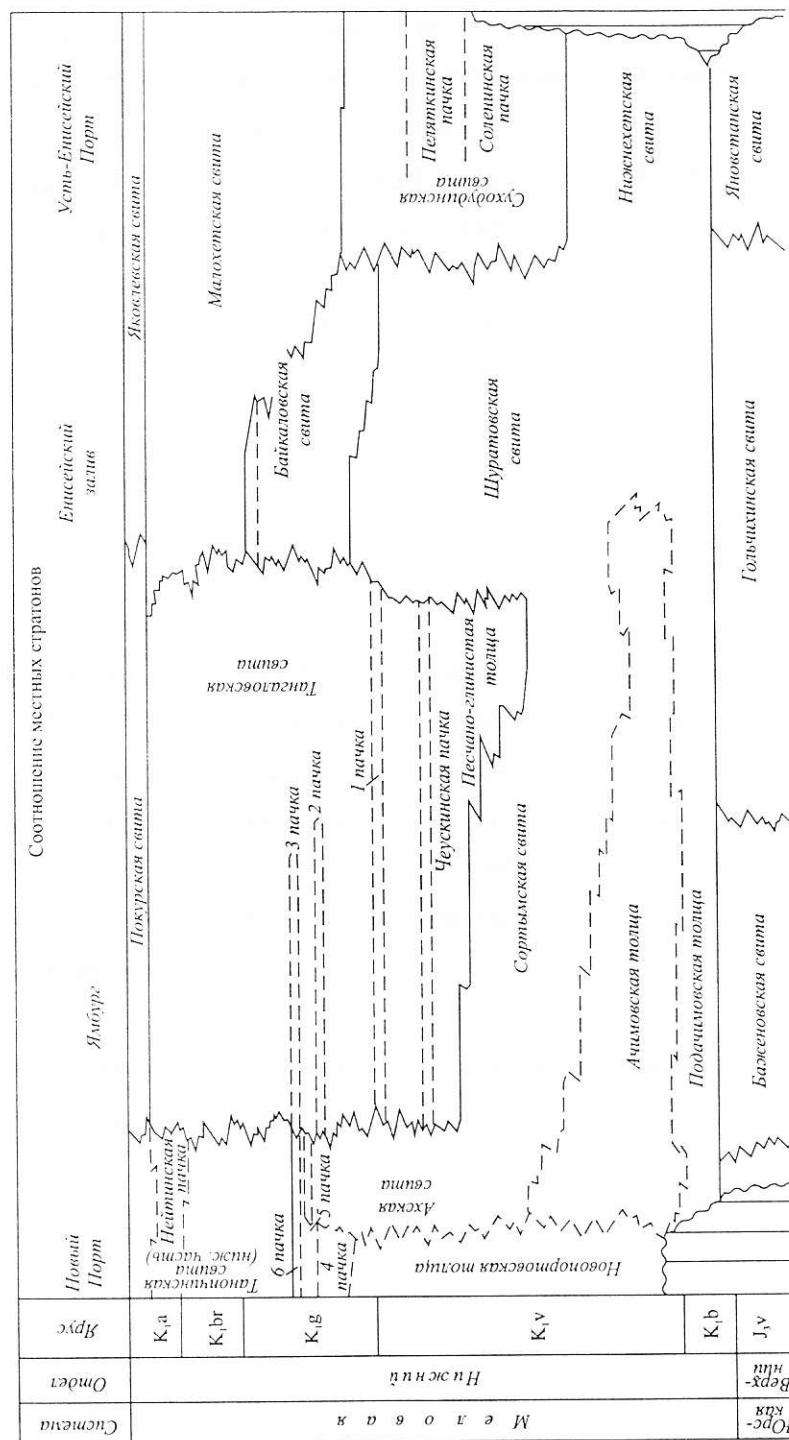
Завершение этапа, во время которого сформировались рассматриваемые образования, не совпадает с окончанием аптского века, а смещено на его раннюю стадию. Поэтому, если строго подходить к датировке этого этапа, его следовало бы определить как берриас-раннеаптский. По сложившейся традиции этот комплекс пород именуют неокотским. Он входит в состав зареченского надгоризонта [7].

Берриас-нижеаптские образования формировались в условиях регрессии, с убыванием вверх по разрезу глинистых пород, с одновременным увеличением доли континентальных образований. Это наисложнейший (из-за пестроты фаций) комплекс пород в мезозое Западной Сибири, что определяет необходимость выделения нескольких типов разрезов с взаимными разноуровневыми переходами (табл. 4).

Описываемая территория охватывает части четырех типов разрезов. Одним из наиболее распространенных является полувско-ямальский. Он развит на Ямальском и Гыданском полуостровах, где в составе берриас-нижнеаптских отложений выделяются ахская и танопчинская (нижняя часть) свиты. Ограниченную территорию вдоль меридиональной части Тазовской губы занимает уренгойский тип разреза, характеризующийся развитием сортымской и тангаловской свит, эквивалентами которых на востоке являются ниж-

Таблица 4

Обобщенная стратиграфическая схема берриас-нижнеаптеских отложений.
Составил Ю. В. Брадучан



нехетская, суходудинская и малохетская свиты, образующие малохетский тип разреза. Он охватывает юго-западную часть Енисей-Хатангского прогиба, в северной половине которого развиты шуратовская, байкаловская и малохетская свиты, характерные для притаймырского типа разреза.

Неоком рассматриваемой территории изучен слабо, выделение отдельных пачек, групп пластов и их соотношение со своими эквивалентами во многом условно. Полуиско-ямальский тип разреза соседствует с тремя остальными, поэтому возможны резкие контрастные переходы между отдельными элементами неокома, которые из-за слабой разбуренности пока не выявлены.

Берриасский—валанжинский ярусы

Нижнехетская свита (K_{1nh}) выделена в 1967 г. Н. И. Байбородских и др. (1968 г.). Стратотип ее установлен в разрезе скв. Малохетская-10-Р, в интервале 855—690 м. Согласно залегает на яновстанской свите или с размывом на различных горизонтах юры, возможно триаса и палеозоя. Свита сложена аргиллитоподобными глинами серыми, до темно-серых с зеленоватым или голубоватым оттенком с пластами алевролитов и песчаников. Мощность алевроито-песчаных образований изменяется от нескольких сантиметров до 35 м. Песчаники светло-серые и зеленовато-серые, мелкозернистые, часто с галькой сидеритизированных глин, иногда известковистые. Проницаемые пласты (HX_1 — HX_6) не выдержаны по площади и разрезу, их количество возрастает в верхней половине свиты. В породах встречаются пиритизированные растительные остатки, ходы илоедов и пескожилов, стяжения пирита, реже сидерита.

Свита хорошо охарактеризована палеонтологически за счет находок остатков аммонитов, двустворок и фораминифер. В нижней части установлен аммонит *Surites* cf. *spasskensis* (Nik.), характерный для третьей зоны бореального берриаса, двустворки *Buchia* ex gr. *volgensis* (Lah.), встречаемые во всех частях берриасского яруса, и полный набор берриасских комплексов фораминифер (снизу вверх): *Trochammina rosaccaformis*, *Gaudritina gerkei*, *Trochammina polymera*. Фораминиферная ассоциация *Valunginella tatarica* охватывает верхнюю часть берриаса и низы нижневаланжинского подъяруса. Аммониты *Siberiptychites* cf. *stübendorffi* (Schmidt), *Temnoptychites* cf. *syzranicus* указывают на нижнюю зону нижнего валанжина, вместе с ними определена *Buchia* cf. *keyserlingi* (Tr.). На основании этих данных нижнехетская свита датируется берриасом—ранним валанжином. Мощность ее колеблется от 50 до 600 м.

Сортимская свита (K_{1sr}) выделена в 1981 г. [97] на Сургутском своде, вместо мегинской, со стратотипом по скв. Мамонтовская-241, в интервале 2352—2852 м. Повсеместно она имеет пятичленное строение, но в пределах описываемой территории изучена слабо. Поэтому приходится использовать фактический материал более южной части Уренгойского района.

В основании свиты залегает подachimовская толща мощностью от 7 до 30 м, представленная темно-серыми аргиллитоподобными глинами с горизонтальной микрослоистостью. В отдельных прослоях глины слабобитуминозные. В глинах обнаружен комплекс фораминифер *Trochammina polymera*, указывающий на их позднеберриасский возраст. В верхней половине толщи установлены нижневаланжинские аммониты *Neotollia* aff. *maimetschensis* Schulgin. Поверхность толщи скользящая, смещается вверх—вниз относительно

границы берриаса и валанжина. С подстилающими образованиями контакт согласный.

Выше выделяется ачимовская толща, представленная песчаниками, алевролитами, часто карбонатными, с прослоями аргиллитоподобных глин. Песчаники светло-серые, преимущественно мелкозернистые со значительной долей алевроитового материала, массивные, слоистые. Слоистость горизонтальная и косая, как правило, слабовыраженная, обусловленная растительным детритом и слюдыстым материалом.

Ачимовская толща развита довольно широко, она входит в состав нескольких свит. Проницаемые породы образуют линзообразные тела разной протяженности, которые часто замещаются или сливаются друг с другом. В геологическом разрезе песчано-алевритовые линзы имеют слабый наклон в сторону центра бассейна седиментации. В западном направлении происходит наращивание стратиграфического объема толщи за счет появления новых линз алевролитов в ее верхней части, но точный возрастной предел их неясен, поэтому верхняя граница толщи показана со знаком вопроса. Сложным и далеко не однозначным остается соотношение пластов ачимовской толщи. Поэтому на совещании по корреляции пластов в 1981 г. решено было их индексировать Ач со своим цифровым обозначением сверху вниз для каждой площади.

В пределах Уренгойского района в составе ачимовской толщи обнаружены аммониты, указывающие на нижнюю зону нижнего валанжина: ? *Euryptychites* (*Propolyptychites*) sp. indet., *Asticriptychites* sp., *A. cf. asticriptychus* Bodyl., *Siberites* sp. aff. *S. rectangulatus* (Bog.). Мощность толщи достигает 190 м.

Ачимовские образования повсеместно перекрываются глинистой толщей, основу которой составляют глины аргиллитоподобные, серые и темно-серые, от тонкоотмученных до алевроитовых, с разнообразными, преимущественно горизонтальными типами слоистости, обусловленными алевроитовым материалом. Вдоль слоистости отмечается обильный растительный детрит (атрит). На востоке, вблизи перехода к нижнехетской и суходудинской свитам, появляются пласты песчаников, которые обычно индексируются БУ₂₀—БУ₂₁.

С востока на запад происходит омоложение толщи, но судя по находкам аммонитов *Menjaites* sp. и комплексам фораминифер *Trochammina sibirica*—*Tr. gyroidiniformis* это происходит в пределах раннего валанжина. Мощность достигает 700 м.

В верхней части свиты выделяется песчано-глинистая толща, представленная серыми песчаниками, алевролитами и разделяющими их глинами аргиллитоподобными, серыми и темно-серыми, тонкоотмученными и алевроитовыми, разнообразно слоистыми с ходами илоедов. Характерен обугленный растительный атрит, скопление остатков криноидей. В составе толщи выделяются пласты БУ₁₀—БУ₁₉. В западном направлении происходит постепенное замещение песчаных пластов, начиная с нижних, с одновременным понижением их гипсометрического положения вследствие недокомпенсации. Среди пород толщи определены ранневаланжинские аммониты *Temhoptychites* sp. [cf. *T. hoplitoides* (Nik.)], *Temhoptychites* (*Costamenjaites*) sp., *Costamenjaites* sp. indet. и комплекс фораминифер *Trochammina sibirica*—*Trochammina gyroidiniformis*. Мощность ее достигает 500 м.

Завершает разрез сортимской свиты пачка темно-серых, реже серых аргиллитоподобных глин, тонкоотмученных до алевроитовых, иногда слоистых. Слоистость преимущественно горизонтальная, подчеркнутая алевроитовым

материалом и растительным детритом (аттритом). Отмечаются единичные маломощные прослои глинистых песчаников. Мощность пачки 30—40 м. По аналогии с Сургутским районом, где расположен стратотип свиты, за пачкой сохранено название чеускинской. В глинах определен комплекс фораминифер *Cribrostomoides sinuosus*—*C. infracretaceous*, свойственный для валанжина—низов готерива.

Сортымская свита на основании приведенных данных и положения в разрезе датируется берриасом—ранним валанжином. Мощность ее достигает 1000 м. На севере и западе она смыкается с нижней частью ахской, а на востоке — с нижнехетской и частью суходудинской свитами.

Берриасский—валанжинский—готеривский ярусы

Ахская свита (K_{1ah}) выделена П. Ф. Ли в 1959 г. [46] со стратотипом по Уватской опорной скважине 1-ОП в интервале 2100—2720 м. Она согласно залегает на баженовской, а на северо-востоке — гольчихинской свитах и имеет несколько модификаций разреза. В наиболее дифференцированном из них она подразделяется на шесть частей (табл. 4). В основании свиты обособляется подачимовская толща (10—20 м), представленная темно-серыми аргиллитоподобными глинами, микрослоистыми, иногда с прослоями слабобитуминозных разностей. Перекрывается она ачимовской толщей, сложенной серыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами с прослоями уплотненных глин. Мощность ее довольно сильно меняется, достигая 150 м. Выше ачимовских образований залегает толща, основу которой составляют серые и темно-серые аргиллитоподобные глины от тонкоотмученных до алевроитовых с подчиненными линзообразными пластами серых алевролитов и песчаников, неравномерно распределенных по разрезу. Предположительно эти пласты могут быть проиндексированы как $БН_4$ — $БН_{12}$. Среди пород встречается растительный детрит (аттрит), водоросли, по которым иногда развит пирит, сидерит. Мощность достигает 580 м.

Эта толща перекрывается темно-серыми аргиллитоподобными глинами (до 60 м), которые условно относятся к пимской пачке. Выше залегают отложения, идентичные подстилающим образованиям. Встречаемые здесь прослои песчаников и алевролитов могут быть отнесены к пластам $АН_{11}$, $БН_1$. Мощность этой части разреза до 100 м.

Венчает свиту арктическая пачка, представленная темно-серыми, реже серыми аргиллитоподобными глинами, преимущественно тонкоотмученными, мощностью 18—30 м.

В северном направлении ачимовские и часть вышележащих песчаных пластов замещаются глинами, в результате чего существенным образом ухудшается контрастность разрезов и надежность их расчленения.

Изученность неокома, в том числе и описываемого подразделения, на рассматриваемой территории слабая. Здесь ахская свита палеонтологически не охарактеризована, но несколько южнее, в сопредельной части Надымского района, в аналогичных образованиях обнаружены ископаемые органические остатки, позволяющие более или менее надежно ее датировать. В подачимовских глинах и низах ачимовской толщи определен комплекс фораминифер *Trochammina pilymera*, указывающий на верхнюю часть бореально-берриаса; несколько выше (10—15 м) найдены нижневаланжинские аммо-

ниты *Polyptychites* sp. indet., *Astierptychites* sp. indet. В диапазоне пластов $БН_{10}$ — $БН_{11}$ установлен аммонит переходных слоев от нижнего к верхнему валанжину — *Polyptychitin* (? *Dichofomites*). В интервале от пласта $БН_8$ до подошвы пимской пачки включительно развит нижнеготеривский комплекс фораминифер *Trochammina gyroidiniformis*—*Acruliammina pseudolonga*, вместе с которым определен спорово-пыльцевой комплекс готерива, прослеживаемый вверх вплоть до кровли арктической пачки. На основании этих данных возраст ахской свиты определяется как берриас-раннеготеривский, при этом граница валанжина условно проводится вблизи подошвы пласта $БН_9$. Мощность ее колеблется от 570 до 860 м, возрастая в восточном направлении.

Весьма своеобразная разновидность разреза ахской свиты выявлена в районе Новопортовской и Каменномысской площадей, где она с размывом залегает на даниловской свите (серии) (табл. 4), а в ее нижней части выделяется новопортовская толща, представленная светло-серыми песчаниками, чередующимися с серыми алевролитами и глинами уплотненными, темно-серыми, серыми. Среди пород отмечается растительный детрит (аттрит), пиритизированные водоросли, редкие фораминиферы, а в основании аммониты *Neotollia* sp. juv., ? *Neotollia* sp. indet., указывающие на нижний валанжин. В составе толщи выделяется группа продуктивных пластов, получивших индексы $НП_0$ — $НП_{11}$. Мощность ее составляет около 240 м, а перекрывается она сеяхинской пачкой, сложенной темно-серыми аргиллитоподобными глинами, в нижней половине которой найден аммонит *Speetonicerias* sp. indet., который, судя по стратиграфической схеме 1990 г., свойствен верхней части нижнего готерива, а в середине сеяхинской пачки определен нижнеготеривский комплекс фораминифер *Trochammina gyroidiniformis*—*Acruliammina pseudolonga*. Мощность пачки около 100 м.

Между сеяхинской и арктической пачками залегают песчаники, алевролиты серые, чередующиеся в сложном сочетании с темно-серыми и серыми уплотненными глинами. Выделяемые здесь пласты относятся к двум группам — $БЯ_{10}$ — $БЯ_{25}$ (?), $АН_{11}$ — $БН_1$ (?). Сопоставление их сложное и во многом условное. Мощность этой части разреза около 170 м.

В корреляции отдельных элементов разреза ахской свиты существует ряд нерешенных вопросов. Это касается пластов ачимовской толщи, но об этом речь пойдет при характеристике сортымской свиты и пачек верхней части рассматриваемого подразделения. Ключевое значение здесь имеет выявление аналогов пимской пачки. Недостаточность палеонтологических данных, редкая сеть скважин, существенные перепады глубин пока не позволяют с достаточной точностью наметить ее аналоги.

Шуратовская свита выделена в 1991 г. [71]. Стратотип ее принят по разрезу скв. Южно-Носковская-318 в интервале 2628—2720 м. Сложена сероцветными алевролитами и глинами с пачками и прослоями песчаников. На ряде площадей в основании разреза залегает сложнопостроенная глинисто-алеврито-песчаная толща, аналогичная ачимовской толще Западной Сибири, для которой характерно дискретное развитие песчаных пород, слагающих литологически ограниченные тела. Выше этой толщи и наряду с ней залегают алевроито-глинистые породы, которые к кровле свиты постепенно сменяются более грубыми их разностями. Общепринятой индексации пронизаемых пластов пока нет.

В нижней части свиты установлены аммониты и двустворки: *Subcraspedites* (*Borealites*) sp., *Buchia* ex gr. *unschensis* (P a v l.), *Inoceramus* sp., свойственные

для нижней части бореального берриаса. В средней части подразделения обнаружены аммониты, характерные для нижнего валанжина: ? *Siberiptychites* (? *Astierptychites*) sp. indet., *S. cf. stubendorffi* (Schmidt), *Temnoptychites* (?) sp. indet., и сопровождающие их двустворки *Buchia* cf. *keyserlingi* (Tr.). В самых верхах найдены двустворки плохой сохранности — *Buchia* sp. indet. [cf. *B. sublaevis* (Key s.)], встречаемые в верхнем валанжине—низах готерива Сибири. Эти данные позволили отнести рассматриваемый стратон к берриасу—низам готерива.

Строение, объем и возраст шуратовской свиты непостоянны. Верхняя граница свиты является скользящей в диапазоне от верхов валанжина до верхов нижнего готерива (?). Нижняя граница, возможно, также испытывает возрастные колебания, но это требует уточнений. Мощность свиты до 1030 м.

Валанжинский—готеривский ярусы

Суходудинская свита (K_{1sd}) выделена Н. И. Байбородских и др. (1968 г.). Стратотип ее установлен в разрезе скв. 10-Р на Малохетском поднятии в интервале 690—389 м. На значительной территории развития согласно залегает на нижнехетских образованиях, а на Семеновской площади (скв. 2) и вблизи обрамления с размывом перекрывает различные горизонты юры, возможно палеозоя. Свита представлена полифациальным комплексом пород и делится на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита (300—650 м) имеет двучленное деление: пачка 1 (соленинская) и пачка 2 (пеляткинская).

Соленинская пачка (280—550 м) представлена серыми, зеленовато-серыми песчаниками с прослоями серых и темно-серых аргиллитоподобных глин. Среди пород отмечается растительный детрит, по которому иногда развит пирит. Выделяемые здесь песчаные пласты получили индексы CD_3 — CD_{11} .

Пеляткинская пачка (20—100 м) сложена темно-серыми, серыми аргиллитоподобными глинами, от тонкоотмученных до алевроитовых, с прослоями серых песчаников, выделяемых в пласты CD_1 — CD_2 .

Верхняя подсвита представлена чередованием серых песчаных алевролитов и серых, темно-серых, иногда с буроватым оттенком глин, с редкими пропластками углей, отмечаемых в основном в верхней части разреза. Мощность ее изменяется от 200 до 400 м, а резкое сокращение мощности подсвиты в своде Точинского поднятия связано с предчетвертичным размывом.

Отложения свиты палеонтологически охарактеризованы слабо. Практически во всех частях ее разреза обнаружены редкие, обедненные комплексы фораминифер *Ammobaculites orbatus*, *Trochammina gyrodiniformis* и *Cribratomoides concavoides*, довольно широкого стратиграфического диапазона: валанжин—готерив. В верхней части встречена *Buchia* ex gr. *sublaevis* (Key s.), характерная для верхов валанжина—низов готерива, и спорово-пыльцевые комплексы валанжина и валанжина—готерива. На основании этих данных и корреляции с сопредельными районами свита относится к валанжинскому—самым низам готеривского яруса. Кровля ее скользящая, но в небольших пределах.

Байкаловская свита выделена в 1990 г. Д. П. Куликовым [7]. В качестве стратотипа принят разрез скв. Южно-Носковская-319, в интервале 1968—2628 м.

Свита делится на две разновеликие части. Нижняя представлена ритмичным чередованием серых алевролитов и песчаников с пачками буровато-серых глин, с редкими маломощными прослоями угля. Мощность ее достигает 725 м.

В верхней части свиты залегает пачка глин серых до темно-серых и буроватых алевролитов мощностью до 60 м. Верхняя граница скользящая и отчасти условная. Ее положение меняется в пределах готерива. Поздневаланжин-готеривский возраст свиты установлен весьма условно по спорово-пыльцевым комплексам. Мощность ее около 800 м.

Валанжинский—готеривский—барремский—аптский ярусы

Тангаловская свита (K_{1tg}) выделена Ю. В. Брадучаном в 1985 г. вместо вартовской свиты [7]. Залегает согласно на подстилающих породах. Представлена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитоподобных глин как морского, так и континентального генезиса. Причем роль последних вверх по разрезу возрастает. Среди глинистых разностей отложений встречаются единичные маломощные прослои блеклых зеленоцветов. В основном же породы сероцветные с корневидными растительными остатками. По степени концентрации песчаных пластов и разделяющих их глинистых покровов свита делится на три подсвиты. К сожалению, в пределах описываемой территории разрез свиты изучен крайне слабо и поэтому приходится использовать фактический материал по более южной части Уренгойского района.

Нижняя подсвита (130—175 м) делится на две разновеликие пачки: нижняя — пачка 1 и верхняя — пачка 2 (или пачка шоколадных глин). Пачка 1 представлена чередованием глин серых, иногда аргиллитоподобных, от алевроитовых до тонкоотмученных и серых, светло-серых алевролитов и песчаников. Количество алевроито-песчаных и глинистых образований приблизительно равное. Среди пород встречаются растительный детрит (в отдельных прослоях весьма обильный), обрывки растений, единичные корневидные растительные остатки, водоросли неясного систематического состава. Проницаемые отложения объединяются в пласты $БУ_8^0$ — $БУ_9$. Мощность пачки 120—160 м.

Пачка 2 сложена глинами шоколадного цвета, оскольчатymi, с прослоями серых и темно-серых разностей, роль которых возрастает в северном и западном направлениях. С ней связан отражающий сейсмический горизонт B_1 . Мощность пачки 8—15 м.

Средняя подсвита — это сложнопостроенный стратон, который в одних случаях делится на три, в других — на четыре части, в стратиграфической схеме 1990 г. показанные в ранге пачек. Наиболее мощная из них — нижняя (пачка 1), 110—150 м. Она сложена серыми песчаниками с подчиненными прослоями серых глин, среди которых очень редко встречаются блеклые зеленоцветные комковатые разности. Среди пород довольно обильны растительный детрит, изредка отмечаются корневидные растительные остатки, обломки древесины, остатки рыб, иногда карбонатные прослои и следы оползания осадков. В составе пачки выделяются пласты $БУ_3$ — $БУ_7$, степень прослеживаемости которых улучшается в западном направлении.

Непосредственно выше залегают серые глины с прослоями песчаников, обособляемые в еняхинскую пачку (пачка 2), мощностью 20—40 м. Наиболее

контрастно она прослеживается в северной части Уренгойского района, в том числе и в пределах Ямбургского месторождения.

Песчаники, перекрывающие еньяхинскую пачку, в региональной стратиграфической схеме (РСС) обособляются в отдельные подразделения, получившие наименование пачки 3. Кровля ее скользящая, омоложение ее происходит в северном направлении. В южной части Уренгойского района она представлена серыми песчаниками, индексируемыми БУ₁₋₂, с подчиненными прослоями серых глин, иногда со слабым зеленоватым оттенком, комковатых. В породах постоянно встречается растительный детрит, реже обрывки растений. Мощность ее 40—50 м.

На юге Уренгойского района, непосредственно выше пачки 3, залегают серые глины аргиллитоподобные, с подчиненными прослоями серых песчаников. Эти преимущественно глинистые отложения, мощностью около 40 м, венчают среднюю подсвиту и с определенной долей условности считаются аналогом пимской пачки (пачка 4). В северном направлении она замещается серыми песчаниками и на Ямбургском месторождении уже не прослеживается, тем самым наращивается пачка 3.

Одновременно выше формируется еще одна глинистая пачка, приблизительно в объеме пласта АУ₁₁ южной части уренгойского типа разреза, названная ямбургской. Она прослеживается на Парусовой, Адерлаютинской, Тотояхинской и других площадях и считается аналогом арктической пачки ахской свиты. При этом ее подошва очень близка к поверхности пимской пачки.

Верхняя подсвита на более мелкие стратона не подразделяется, если не считать ямбургскую пачку, и включает всю группу пластов АУ (с АУ₆ по АУ₁₁). Она представлена серыми песчаниками и алевролитами, чередующимися в сложном сочетании с глинами серыми, иногда зеленовато-серыми, изредка комковатыми с редкими зеркалами скольжения. Для пород характерен растительный детрит, прослоями очень обильный, обрывки растений, корневидные растительные остатки, изредка следы оползания осадков, сидерит. Мощность верхней подсвиты 300—400 м.

Валанжин-раннеаптский возраст тангаловских образований определяется находками аммонитов, двустворчатых моллюсков, фораминифер и палинокомплексов. В районе пласта БУ₈ установлен аммонит *Dichotomites (Praechomolsomites)* sp., встречающийся в нижней половине верхнего валанжина. Среди сероцветных прослоев верхов пачки шоколадных глин найден аммонит *Dichotomites (Homolsomites)* sp. indet, характерный для верхов верхнего валанжина. В пласте БУ₇, непосредственно перекрывающем пачку шоколадных глин, встречен готеривский комплекс двустворчатых моллюсков *Buchia* aff. *keyserlingi* (Traut.), *B. ex gr. sublaevis* (Kеуs.), *B. cf. sublaevis* (Kеуs.). На основании этих данных граница валанжинского и готеривского ярусов проводится по кровле пачки шоколадных глин. Кроме того, вся нижняя подсвита и нижняя часть средней (пласты БУ₃—БУ₇) охарактеризованы валанжин-готеривским комплексом фораминифер *Cribratomoides sinuosus*—*C. infracretaceous*. Среди пород еньяхинской пачки выявлена готеривская ассоциация фораминифер *Trochammina gyrodiniformis*—*Acridammina pseudolonga*, а пимской — нижнеготеривская *Lenticulina prima*. Этот же комплекс фораминифер встречен в пласте АУ₁₁. Выше обнаружены единичные спорово-пыльцевые комплексы готерива—баррема и апта, поэтому наметить границы готеривского и барремского ярусов сложно.

Готеривский—барремский—аптский ярусы

Малохетская свита (K_{1mh}) выделена В. Н. Саксом, З. З. Ронкиной в 1957 г. [79]. Стратотип ее установлен в разрезе скв. Малохетская-1-Р в интервале 698—383 м. Распространена в Притаймырском и Малохетском фациальных районах. Представлена в основном песками и песчаниками буровато-серыми, светло-серыми, каолинизированными, с малопротяженными прослоями и пластами серых алевролитов и зеленовато-бурых, реже черных углистых глин. В основании свиты, как правило, залегают пласты гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Отличительной особенностью малохетской свиты является наличие в ее составе многочисленных маломощных прослоев и линз углей, обугленных растительных остатков, конкреций глинистого сидерита, окатышей глин. Установленная мощность свиты изменяется от 79 м (скв. Малохетская-3) до 375 м (скв. Яковлевская-1).

В районе Точинского поднятия малохетские отложения отсутствуют, что связано с их предчетвертичным размывом.

В составе свиты установлены валанжин-готеривские, готерив-барремские и аптские спорово-пыльцевые комплексы. На основании этих данных и по положению в разрезе она датируется как готерив—ранний апт. Подошва ее скользящая, омоложение происходит в северном направлении, при этом фациальные замещения носят многоступенчатый характер.

Танопчинская свита (K_{1tn}) выделена в 1965 г. Ю. Н. Карагодиным [70] по разрезу скв. Танопчинская-2-Р. Залегает согласно на породах ахской свиты и охватывает верхнюю часть зареченского и низы покурского надгоризонта, а так как большая часть ее стратиграфического объема относится к первому из них, то и описание дается в его составе, чтобы не нарушать целостности характеристики стратона. Наиболее полно она изучена в западной части п-ова Ямал. По литологическим особенностям свита подразделяется на три части.

Нижняя (200—300 м) представлена неравномерным чередованием серых глин, преимущественно алевролитовых, с песчаниками и уплотненными серыми песками. В верхней части отмечаются пласты углей. Породы обогащены растительным детритом, обломками углефицированной древесины, отмечаются редкие конкреции сидерита. Проницаемые отложения обособлены в пласты ТП₁₇—ТП₂₆. Из серых алевролитистых глин в основании свиты определены комплексы фораминифер *Miliammina* sp. и *Globulina tubifera*, относящиеся к верхней части нижнеготеривского подъяруса. Кроме того, здесь установлены нижнеготеривские и готерив-барремские спорово-пыльцевые комплексы, на основании чего нижняя часть танопчинской свиты датируется готеривом—барремом.

В средней части свиты обособляется нейтинская пачка (40—80 м). Она сложена глинами серыми до темно-серых, преимущественно алевролитовыми с подчиненными пластами серых песчаников, уплотненных песков и алевролитов (пласты ТП₁₂—ТП₁₆). Для пород характерен растительный детрит, отмечаются сидеритовые конкреции. Пачка охарактеризована в одних случаях готерив-барремскими и аптскими спорово-пыльцевыми комплексами, в других — только аптскими спектрами. Объясняется это скользящими границами пачки, но каких-либо определенных закономерностей по омоложению или ее одревнению пока не выявлено. Поверхность нейтинской пачки считается близкой к разделу между зареченским и покурским надгоризонтами.

Аптский—альбский—сеноманский ярусы

Верхняя часть танопчинской свиты представлена теми же образованиями, что и нижняя. В ее составе выделяются пласты ТП₁—ТП₁₃. По всему разрезу устанавливаются аптские спорово-пыльцевые комплексы, на основании чего она и относится к апту. Мощность этой части разреза достигает 450 м. Свита охватывает стратиграфический диапазон от готерива до апта включительно. К ее кровле приурочен сейсмический горизонт М₁.

Аптский—альбский ярусы

Яковлевская свита (K_{1jak}) выделена В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной в 1957 г. со стратотипом в разрезе скв. Яковлевская-1-Р, в интервале 1310—752 м [79].

Разрез сложен серыми, буровато-серыми, иногда черными углистыми глинами и серыми алевролитами с подчиненными пачками и пластами светло-серых рыхлых песков и песчаников. Породы образуют неравномерное переслаивание. При этом количество песчаного материала возрастает в юго-восточном направлении. Отличительной особенностью свиты является наличие в породах многочисленных обугленных растительных остатков, появление пластов бурого угля, иногда мощностью до 6 м, обычно приуроченных к алевро-глинистым отложениям. В песчаных разностях пород встречаются рассеянная галька и гравийные зерна кварца и кремня, прослои известковистых песчаников. Свита имеет согласные границы, но, видимо, они испытывают некоторое возрастное скольжение вследствие их опесчанивания, но величину этой миграции пока установить не удалось, хотя по первому впечатлению она невелика.

По всему разрезу свиты определены спорово-пыльцевые комплексы, которые указывают на аптский, апт-альбский и альбский возраст вмещающих пород. В верхах стратона установлен комплекс фораминифер *Ammobaculites fragmentarias*, свойственный нижнему и среднему альбу. Здесь же встречен *Inoceramus* sp. На основании этих данных свита относится к апту—альбу. Мощность изменяется от 0 (в зоне предчетвертичного размыва) до 570 м.

Яронгская свита (K_{1jar}) выделена в 1975 г. Н. Х. Кулахметовым, Ю. В. Бладучаном, М. И. Мишульским [71] со стратотипом по разрезу Новопортовской скв. 59, в интервале 867—1010 м. Представлена глинами темно-серыми, серыми, прослоями аргиллитоподобными, от тонкоотмученных до алевроитовых, участками биотурбированными, с пластами серых алевролитов и песчаников, получивших индексы ХМ₆—ХМ₁₀, ТП₀. В основании песчаники слабоотсортированные, с пластами серых алевролитов и растительный детрит, остатки двустворок, пиритизированные водоросли неясного систематического состава. Свита охарактеризована комплексом фораминифер *Ammobaculites fragmentarius*, характерным для нижнего и среднего альба, и альбскими спорово-пылевыми спектрами. На основании этих данных и по положению в разрезе яронгская свита отнесена к нижнему и среднему подъярусам альба. Верхняя граница ее на части территории скользящая с одревнением в восточном направлении. Мощность свиты изменяется от 120 до 340 м.

Этот стратиграфический интервал характеризуется широким развитием континентальных образований, объединенных в единый покурский надгоризонт, выделенный на основе покурской свиты (серии). Такой ранг присвоил подразделению его автор Н. Н. Ростовцев, вкладывая двойной смысл: с одной стороны, как понятие свиты, с другой — серии как совокупности разновозрастных свит, т. е. близкое к современному понятию надгоризонта. Сохраняя двойное наименование, авторы РСС тем не менее вкладывали в понятие серии генетическую общность пород.

На рассматриваемой территории в соответствии с решением МРСС-90 выделяются три типа разреза (табл. 5).

Полуйско-ямальский тип развит на Ямальском и западных частях Гыданского и Тазовского полуостровов, где фиксируются танопчинская (верхняя часть), яронгская и марресалинская свиты, описанные выше.

Тазовско-уренгойский тип разреза охватывает Тазовский и юго-восточную часть Гыданского полуостровов. На этом пространстве развита покурская свита (серия).

Усть-енисейский тип разреза охватывает северо-восточную часть Гыданского полуострова и правобережье р. Енисей, где прослеживаются яковлевская и долганская свиты. Есть предположение, что в районе Гыданской губы этот тип разреза соседствует с полуйско-ямальским.

Покурская свита (серия) (K_{1—2pk}) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. [90] с лектостратотипом по разрезу Покурской опорной скважины. Согласно залегает на тангаловской и малохетской свитах и трансгрессивно перекрывается кузнецовской. На всей территории своего распространения с определенной долей условности делится на три части (табл. 5). Иногда их называют подсвитами или толщами, но в РСС ранг их не указан. К сожалению, в пределах рассматриваемой территории свита изучена слабо, поэтому при ее характеристике использованы материалы по более южным районам.

Нижняя часть представлена песчаниками светло-серыми, реже серыми, в отдельных прослоях с зеленоватым оттенком, часто каолинизированными, чередующимися в сложном сочетании с глинами, алевролитами темно-серыми, серыми, зеленовато-буровато-серыми; породы с разнообразными типами слоистости. Практически повсеместно присутствуют растительный детрит, остатки растений, углистые прослои, вплоть до маломощных пластов углей. Отмечаются пирит, стяжения сидерита, окатыши глин. К этой части разреза относятся пласты ПК₁₇—ПК₂₂ (условно). Мощность достигает 320 м.

На части территории в низах свиты развита евояхинская пачка, сложенная преимущественно песчаниками невыдержанной мощности. Верхняя граница скользящая; нижняя в ряде случаев проводится условно и неоднозначно, видимо, она имеет также скользящий характер. Мощность евояхинской пачки достигает 200 м.

В нижней части покурской свиты встречены аптские и апт-альбские спорово-пыльцевые комплексы, на основании которых и по положению в разрезе она относится к среднему и верхнему апту.

с прослоями и линзами буровато-серых алевроитовых глин. По всему разрезу отмечаются растительный детрит, обрывки листовой флоры. В составе свиты выделяются пласты ПК₁—ПК₁₀. Сейсмогоризонт «Г» приурочен к ее кровле. Палеонтологически охарактеризована только верхняя часть разреза, где встречен комплекс фораминифер *Trochammina wetteri*, указывающий на верхи сеномана—низы турона, и определены достаточно многочисленные спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о сеноманском возрасте вмещающих образований. На основании этих данных и по положению в разрезе считается, что свита охватывает верхнеальбский подъярус—сеноманский ярус, хотя существует мнение о более низком уровне ее подошвы. Мощность свиты достигает 500 м.

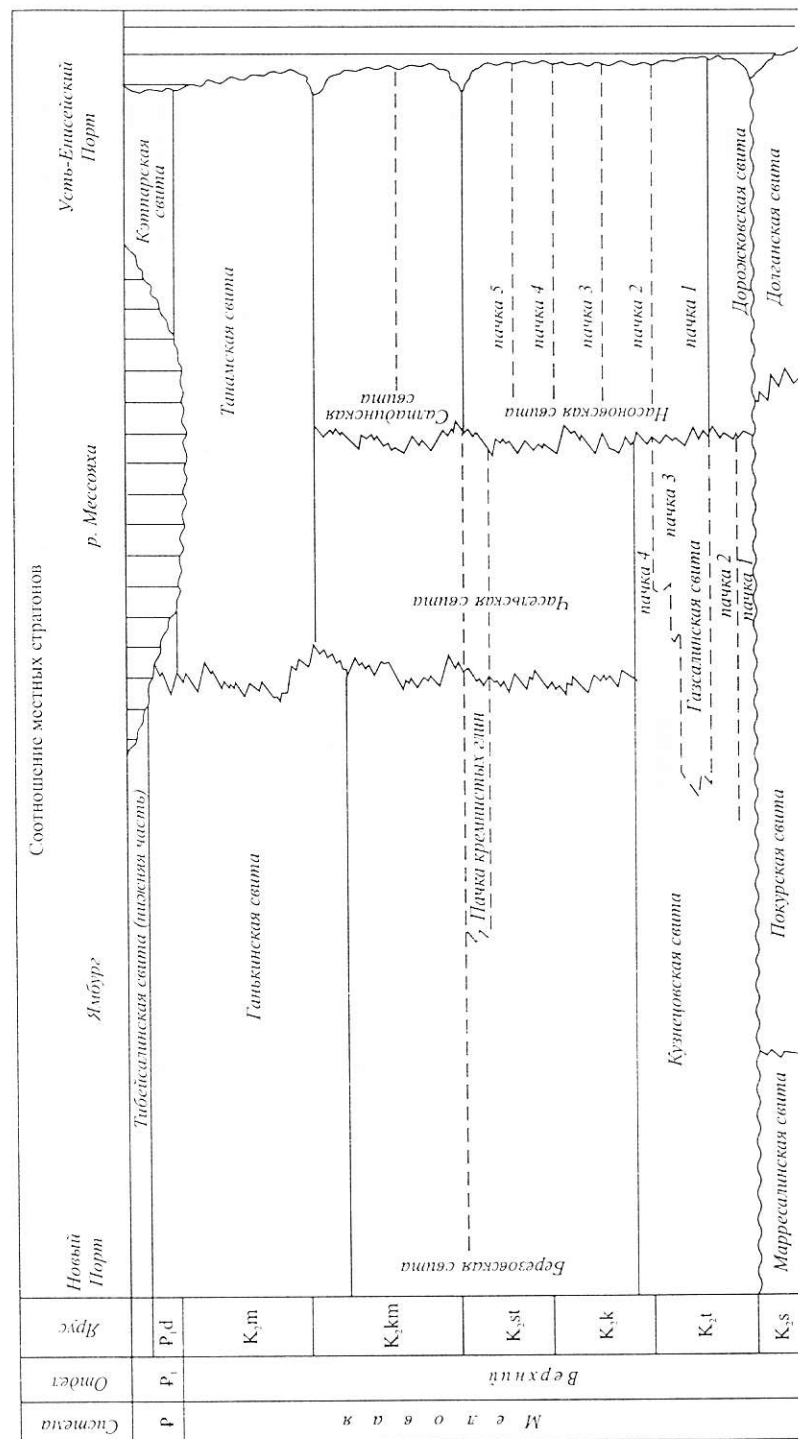
ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ (без сеноманского яруса)

В начале туронского века началась одна из крупнейших трансгрессий в геологической истории Западной Сибири. Море охватило территорию свыше 2 млн км², и в дальнейшем формирование поздне меловых образований происходило в условиях расширяющегося морского бассейна. Поэтому доля отложений морского генезиса в составе рассматриваемого стратиграфического интервала велика. Во всяком случае, в пределах описываемой территории верхний мел представлен образованиями, сформировавшимися в условиях морской седиментации. Весь этот комплекс пород объединен в единый дербышинский надгоризонт, выделенный на основе одноименной серии, предложенной в 1956 г. Н. Н. Ростовцевым. На значительной части равнины, в том числе и в северных районах, завершение этапа, во время которого сформировались рассматриваемые образования, не совпадает с окончанием мелового периода, а несколько смещено на ранний палеоцен, захватывая датский век. Поэтому, если строго подходить к его наименованию, исходя из датировки, его следует определить как верхнемеловой—датский. Название, вынесенное в заголовок, принято МРСС-90, поэтому именно оно и употребляется в данной работе.

На рассматриваемой площади, в соответствии с решением МРСС-90, выделяются три типа разреза. Самый обширный из них — ямальско-уренгойский, охватывающий Ямал и значительную территорию западной части Гыданского и Тазовского полуостровов. В его составе выделяются (снизу вверх) кузнецовская, березовская и ганькинская свиты. На востоке он соседствует с тазовским типом разреза, развитым в узкой полосе, шириной около 100—120 км, между западной и восточной частями Гыданского полуострова. Есть предположение, что в районе устья р. Гыдан он замыкается. Этот тип разреза определяют кузнецовская, часельская и танамская свиты. Восточную часть Гыданского полуострова и правобережье р. Енисей занимает усть-енисейский тип разреза, который, по некоторым предположениям, смыкается с ямальско-уренгойским в районе устья р. Гыдан. Для усть-енисейского типа разреза характерно развитие дорожковской, насоновской, салпадинской и танамской свит (табл. 6). На этой территории верхнемеловые отложения частично размыты, вследствие чего большинство свит обнажается, что существенным образом позволяет уточнить литологические признаки подразделений и пополнить их палеонтологическую характеристику.

Таблица 6

Обобщенная стратиграфическая схема верхнемеловых (без сеномана) отложений.
Составил Ю. В. Брадучан



Туронский—коньякский ярусы

Дорожковская свита (K_2dr) выделена А. А. Булытниковой, Н. И. Байбородских и А. Н. Резаповым [70] со стратотипом по разрезу колонковой скважины 23-К, пробуренной в районе оз. Дорожка, в интервале 250—365 м. Она трансгрессивно залегает на долганских и покурских образованиях и имеет верхний согласный контакт. Свита представлена глинами и глинистыми алевроитами зеленовато- и буровато-серого цвета, нередко с глауконитом, с подчиненными прослоями песков и песчаников мощностью до 1,5 м. В основании обособляется фосфатоносный горизонт (I). Свита хорошо охарактеризована палеонтологически. В ее составе обнаружены остатки моллюсков *Inoceramus labiatus* Schloth., *I. cf. labiatus* Schloth., *I. opalensis* Bose, *Lopatinia jennisseei* Schm., *Malletia nitens* (Schm.), *Falcimylilus lanceolatus* (Sow.), *Placenticeras* sp., указывающие на раннетуронский возраст вмещающих пород. Вместе с ними определен комплекс фораминифер *Graudruiopsis filiformis angusta*, охватывающий нижний—частично средний турон. На основании этих данных свита датируется ранним туроном. Мощность ее варьирует от 45 до 130 м.

В сводовой части Усть-Портовского мегавала и вдоль восточного обрамления свита частично или полностью размыта.

Кузнецовская свита (K_2kz) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. со стратотипом по разрезу Кузнецовской опорной скважины в интервале 408—435 м [75]. Она трансгрессивно залегает на маррессалинской и покурской свитах и имеет очень плавный постепенный переход с перекрывающими отложениями, что делает отбивку ее кровли затруднительной, а следовательно, возможны ошибки в датировке подразделения.

Разрез представлен глинами серыми и зеленовато-серыми, преимущественно тонкоотмученными, в средней части алевроитовыми, с зернами глауконита. В нижней части отмечаются прослои слабобитуминозных разностей. Повсеместно в основании фиксируется базальный горизонт, сложенный песками и алевроитами слабоотсортированными с фосфатными стяжениями. По всему разрезу встречаются пиритизированные водоросли, ихтиодетрит.

Свита неплохо охарактеризована палеонтологически. В нижней ее части найдены *Inoceramus cf. labiatus* Schloth, зональный вид нижнетуронского подъяруса. Здесь же установлен в ряде пунктов комплекс фораминифер *Graudruiina filiformis angusta*, который на западе охватывает диапазон нижнетуронского подъяруса, а на востоке верхний предел его смещается в низы среднего подъяруса. Верхняя часть кузнецовской свиты охарактеризована комплексом фораминифер *Pseudoclavulina hastata hasta*, соответствующим среднему, верхнему турону и низам коньяка. На основании этих данных кузнецовская свита относится к турону—низам коньякского яруса.

Весьма своеобразное строение свиты в РСС показано для тазовского и восточной части ямального—уренгойского типов разреза, где она подразделена на четыре пачки. Нижняя из них (пачка 1), мощностью 6—10 м, представлена слабобитуминозными листоватыми глинами. Для пачки 2 характерны глины серые, зеленовато-серые, мощностью 20—60 м. Выше залегают глауконитовые пески, алевроиты с прослоями зеленовато-серых алевроитовых глин с редкими оолитами в кровле. Эта часть разреза выделяется в газсалинскую пачку, мощностью до 115 м. Завершают разрез свиты глины серые, с редкими включениями глауконита, объединяемые в пачку 4, мощность которой 5—20 м.

В 1997 г. сотрудники лаборатории палеонтологии ЗапСибНИГНИ проводили изучение турон-сантонских отложений центральных и северных районов Западной Сибири. На основании детальных послойных сопоставлений, новых и частичного пересмотра палеонтологических данных прошлых лет, они подтвердили ранее высказанное в устной форме предположение М. И. Мишульского, что газсалинская пачка и ипатовская свита, развитая на востоке центральных и южных районов, представляют собой единое геологическое тело. В результате работы лаборатории палеонтологии выяснилось, что вместо двух, достаточно локальных нефтегазоносных уровней, каковыми были газсалинская пачка и ипатовская свита, выявился единый нефтегазоносный горизонт, приуроченный к коньяк-сантонским отложениям.

Туронский—коньякский—сантонский ярусы

Насоновская свита (K_2ns) выделена в 1969 г. Г. Н. Карцевой, З. З. Ронкиной и Е. П. Колокольцевой [73], стратотип ее установлен в разрезе скв. Большехетская-2-Б, в интервале 64—476 м. В качестве гипостратотипа для западной части Енисей-Хатангского прогиба может быть принят разрез скв. Южно-Носковская-318, в интервале 339—796 м. На подавляющей части распространения границы ее согласные. Свита подразделяется на пять чередующихся пачек.

Нижняя — пачка 1 сложена глинами и алевроитами серыми, зеленовато-серыми, с прослоями светло-серых песков, с карбонатными конкрециями. В основании залегает фосфатный горизонт (II). Среди образований пачки определены многочисленные моллюски: *Inoceramus inaequalis* Schlut., *I. schulginae* Efrem., *I. webster* Mant., *I. pseudocancellatus* Bodyl., *I. lamarcki* Park., *Scaphites* sp., *Heweriaceras* (*Gardeniceras*) sp. и др.; динофлагеллаты с *Cyclonephellium vannophorum*, с *Chatangiella spectabiles*. На основании этих данных пачка 1 отнесена к среднему—верхнему турону. Мощность ее 70—100 м.

Пачка 2 характеризуется развитием серо-зеленых алевроитов и песков с глауконитом. В основании обособляется фосфатный горизонт (III). Она датируется ранним, частично средним коньяком на основе комплекса моллюсков: *Volviceramus subinvolutus* Bodyl., *Inoceramus lamarcki* Park., *I. pseudocancellatus* Bodyl., *I. jangodaensis* Efrem., *I. schulginae* Efrem., *I. webster* Mant., *Gremnoceras incostatum* Woods, комплекса фораминифер *Nodosariidae* и динофлагеллат с *Spinidinium svedrupianum*. Мощность ее 80—90 м.

Для пачки 3 свойственны глины, алевроиты, пески серо-зеленые с глауконитом и карбонатными конкрециями, с фосфатным горизонтом (IV) в основании. Она охватывает верхнюю часть среднего и верхнеконьякский подъярус, что подтверждается находками моллюсков: *Inoceramus cardiformis* Sow., *I. russiensis* Nik., *I. sachsi* Bodyl., *I. percostatum* Müll., *Lopatinia jennisseei* Schm., *Falcimylilus lanceolatus* (Sow.), комплекса фораминифер *Nodosariidae*, динофлагеллат с *Sennoiasphaera protus*—*Cannigia reticulata*. Мощность 30—40 м.

Пачка 4 представлена глинами серыми, буровато-серыми, иногда с зеленоватым оттенком и песками, с фосфатным горизонтом (V) в основании. Датируется она ранним сантоном на основании находок моллюсков: *Bacilites* sp., *Inoceramus cardisoides* Gold., *I. pachti* Arkh., *Oxytoma tenuicostata* (Roe.) — единичные, *Astarte* sp., *Protocardia* sp., *Lopatinia* sp., *Malletia* sp., комплекса

фораминифер, мелких аномалинид, динофлагеллат с *Chatangiella obtusa* и спорово-пыльцевых спектров. Мощность ее 50—160 м.

Пачка 5 завершает разрез насоновской свиты; это переслаивание серых, зеленовато-серых глин, алевроитов, песков с лептохлоритом. В основании пачки фиксируется фосфатный горизонт (VI) мощностью 0,6—1,2 м. Она относится к верхнему сантону на основании комплекса моллюсков: *Baculites ovatus* Say, *Inoceramus patootensis* L. or., *I. patootensis tanamaensis* (Bod. y.), *I. cf. lingua* Gold., *I. cardisoides* Gold. (единичные в основании), *Oxytoma tenuicostata* (Roe m.), *Baculites* sp. и др., комплекса фораминифер *Cibicidoides eriksdalensis*, динофлагеллат с *Chatangiella obtusa* и спорово-пыльцевых спектров. Мощность пачки колеблется от 15 до 100 м.

Богатый палеонтологический материал позволяет относить насоновскую свиту к среднему турону—сантону. Мощность ее достигает 500 м. На ряде поднятий восточной части распространения и в пределах узкой полосы вдоль восточного обрамления седиментационного бассейна насоновская свита частично или полностью размыта в предчетвертичное время.

Коньякский—сантонский—кампанский ярусы

Березовская свита (K_2br) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. [75] со стратотипом в разрезе Березовской опорной скважины, в интервале 237—405 м. Залегает согласно с подстилающей кузнецовской и перекрывающей ганькинской свитами. Повсеместно четко подразделяются на две подсвиты. К сожалению, на рассматриваемой территории свита крайне слабо охарактеризована фактическим материалом и поэтому приходится привлекать данные по сопредельным районам. В целом для свиты характерны кремнистые образования.

Нижняя подсвита (100—120 м) представлена опоками серыми, голубовато-серыми и глинами серыми до темно-серых, аргиллитоподобными, прослоями опоковыми, с редкими прослоями глинистых алевроитов и песков, развитых обычно в северо-восточных районах. На востоке в кровле подсвиты обособляется пачка темно-серых, почти черных кремнистых глин трещиноватых, мощностью до 20 м. На западе им соответствует пласт опок. Это регионально прослеживаемый уровень, к которому приурочен сейсмический отражающий горизонт «С». Коньяк-сантонский возраст подсвиты определяется находками *Oxytoma tenuicostata* (Roe m.), комплексами фораминифер *Discorbis sibiricus*, *Ammobaculites dignus*—*Pseudoclavulina hastata admota*, *Pseudoclavulina hastata* admota, комплексом радиоларий *Ommatodiscus mobilis* и спорово-пыльцевыми спектрами.

Верхняя подсвита (100—150 м) представлена глинами серыми, зеленовато-серыми, реже темно-серыми, от тонкоотмученных до слабоалевритистых, с редкими прослоями опоковых глин и опок. В породах встречаются тонкие слойки и линзы алевроитового материала с глауконитом, пиритизированные водоросли, следы илоедов и ихтиодетрит. Стратиграфическое положение подсвиты определяется находками фораминифер и радиоларий, реже спорами и пылью. В ее нижней половине определен комплекс фораминифер *Spiroplectammina senonana pocurica*—*S. lata*, характерный для нижнего кампана Западной Сибири, и радиоларий *Prunobvrachium* (?) *crassum*, *Dictyomitra uralica*. В верхней части подсвиты встречен комплекс фораминифер *Spiroplectammina*

optata, отвечающий верхнему кампану, радиоларий *Prunobvrachium* (?) *articulatum*, Eucitonidae. На основании этих данных и с учетом положения в разрезе подсвиты относится к кампанскому ярусу, за исключением его самых верхних слоев. Переход к перекрывающим образованиям очень плавный, и поэтому во многом дискуссионна верхняя граница березовской свиты в этом районе. Разница в отбивке кровли (по разным авторам) достигает 100 м.

Часельская свита (K_2cs) выделена Н. Х. Кулахметовым и М. И. Мишульским в 1976 г. [40]. Стратотип свиты установлен в разрезе скв. Запольная-10-Р, в интервале 431—1081 м. По литологическому составу подразделяется на две подсвиты. На рассматриваемой территории свита крайне слабо охарактеризована фактическим материалом и поэтому приходится привлекать данные по смежным районам.

В составе нижнечасельской подсвиты преобладают темно-серые с зеленоватым оттенком слабоалевритистые аргиллитоподобные глины, с редкими пропластками опок и глинистых алевролитов. Количество последних заметно возрастает в крайней восточной части Тазовского района. Кровля нижнечасельской, как и нижнеберезовской, подсвиты проводится по поверхности регионально прослеживаемой пачки кремнистых глин. В РСС стратиграфический диапазон ее определен как коньяк-сантонский на основании находок двустворчатого моллюска *Oxytoma* cf. *tenuicostata* (Roe m.), характерного для верхнего сантона, и комплексов фораминифер *Ammobaculites dignus*—*Pseudoclavulina hastata admota*, возрастной диапазон которого считается коньяк-сантонским. В результате исследований лаборатории палеонтологии ЗапСибНИГНИ в 1997 г. выяснилось, что *Oxytoma* cf. *tenuicostata* (Roe m.) приурочен к глинистой пачке 4 кузнецовской свиты по варианту РСС. Эти глины сотрудники лаборатории отнесли к часельской свите и датируют нижнюю подсвиту частично поздним сантоном. Мощность подсвиты 70—130 м.

Верхнечасельская подсвита сложена серыми и темно-серыми глинами и алевролитами слабослюдистыми с пиритизированными остатками водорослей, гнездами глауконита и пирита. По преобладанию в разрезе глин или алевролитов в ее составе обособляется семь пачек мощностью от 40 до 150 м. Чередование глинистых и алевролитовых разностей пород свидетельствует о ритмичности осадконакопления. Каждый ритм начинается пачкой глин и заканчивается алевролитами. В основании подсвиты выделяется не выдержанная по мощности (от 15 до 50 м) пачка опоквидных глин. Кровля подсвиты проводится по смене глинистых алевролитов существенно алевролитопесчаными породами танамской свиты.

Отложения верхнечасельской подсвиты крайне слабо охарактеризованы палеонтологически. В ее составе определен обедненный комплекс фораминифер, несколько напоминающий *Cibicidoides eriksdalensis*, свойственный кампанскому ярусу. Учитывая положение в разрезе, верхнюю подсвиту относят к кампану. Мощность ее 450—500 м.

Кампанский ярус

Салпадинская свита (K_2sl) введена в стратиграфическую схему меловых отложений в 1976 г. Г. Н. Карцевой и др. [61] вместо средней и верхней подсвит мессояхской свиты. Стратотип свиты выделен в скв. Большехетская-2-БХ, в интервале 38—64 м. Для западной части Енисей-

Хатангского прогиба в качестве гипостратотипа может быть принят разрез скв. Южно-Носковская-318, в интервале 220—339 м. Является полным стратиграфическим аналогом верхнечасельской подсвиты. По литологическим особенностям салпадинская свита делится на две подсвиты.

Нижняя подсвита (40—125 м) представлена глинами светло-серыми, серыми, опоковидными или обогащенными оолитами и бобовинами лептохлоритовых железных руд. В западном направлении возрастает роль кремнистого материала. В основании подсвиты зафиксирован фосфатный горизонт (VII). Раннекампанский возраст ее установлен на основании комплекса моллюсков: *Proplacenticeras* cf. *planum* Hyatt., *Baculites obtusus* Meek., *Haploscaphtes aquisgranensis* Schl., *Scaphites hippocrepis* De Kay, *Sc. ventriformis* Meek. et Hayden, сантон-кампанских спорово-пыльцевых комплексов и по положению в разрезе.

Верхняя подсвита (до 50 м) сложена серыми, зеленовато-серыми алевроитами, прослоями глауконитовыми со стяжениями фосфата и сидерита. В подсвите обнаружены динофлагеллаты с *Isabelidinium* spp., *Chatangiella niiga* и спорово-пыльцевые комплексы сантона—кампана. На основании этих данных и с учетом положения в разрезе подсвиты относится к верхнему кампану.

В присводовых частях наиболее крупных поднятий (Среднеусинская моноклиналь, Рассохинский и Усть-Портовский мегавалы) и вдоль горного обрамления салпадинская свита полностью размыта в предчетвертичное время.

Маастрихтский ярус

Танамская свита (K_2m) выделена Н. И. Байбородских, А. А. Булыниковой и Е. А. Колокольцевой в 1967 г. [73]. Стратотип свиты установлен в скв. Большехетская-14-БХ, в интервале 83,5—184 м. Согласно залегает на часельской и салпадинской свитах, на части территории ее верхи размыты. Представлена песками, алевроитами, алевролитами серыми, реже зеленовато- и желтовато-серыми, с прослоями серых алевроитовых глин, с карбонатными конкрециями. В основании свиты отмечается фосфатный горизонт (VIII). В западном направлении доля песчано-алевритового материала сокращается.

Маастрихтский возраст свиты устанавливается по комплексу моллюсков: *Baculites anceps leopoliensis* Now., *Taneredia americana* Week., *Tellina* cf. *eguilateralis* Meek., фораминиферам *Spiroplektamina variabilis*, *S. kasanzevi* и спорово-пыльцевым спектрам. Мощность достигает 140 м.

МЕЛОВАЯ—ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ МЕЛА—ПАЛЕОЦЕН

Кампанский—маастрихтский—датский ярусы

Ганькинская свита (K_2-P_{1gn}) выделена А. К. Богдановичем в 1944 г. под названием ганькинских слоев, позже Н. Н. Ростовцевым [75] переведена в ранг свиты. Стратотип ее установлен по скважинам на станции Ганькино. На описываемом участке свита слабо охарактеризована керном, поэтому при ее характеристике использовались данные по смежным территориям.

Разрез представлен глинами серыми, иногда с зеленоватым оттенком, прослоями известковистыми, алевроитистыми, с пиритизированными водорослями, с редкими обломками гастропод. В восточном направлении несколько возрастает количество алевроитового материала и более часто отмечаются прослои алевроитов в верхней половине свиты. В части восточных разрезов ганькинская свита может быть расчленена на две части, верхняя из которых характеризуется повышенным содержанием алевроитового материала.

Свита слабо охарактеризована палеонтологически. В ее верхней половине обнаружен комплекс фораминифер *Spiroplektamina kasanzevi*, характерный для верхнемаастрихтского подъяруса Западной Сибири. Частично позднекампанский—датский возраст свиты принят по аналогии с ее более южными разрезами. Судя по косвенным признакам, можно предполагать, что на части Гыданского полуострова верхняя часть свиты отсутствует из-за предчетвертичного размыва. Мощность увеличивается к востоку от 40 до 240 м.

Для меловых образований следует подчеркнуть некоторые особенности слагающих их комплексов.

Нижние слои зареченского надгоризонта формировались в условиях недокомпенсации прогибания осадками. При движении с востока на запад в процесс вовлекались все более молодые образования. Происходило это приблизительно до уровня пимской пачки. Позже осадки формировались в условиях компенсации и даже перекомпенсации вплоть до завершения этапа. Вследствие этого на сейсмограммах нижняя часть неокома имеет косо-наклонную запись, а верхняя — плоско-параллельную. При этом клиноформы несколько сдвинуты к центру бассейна седиментации.

Для покурского горизонта свойственна плоско-параллельная форма записи на сейсмопрофилях. Это обусловлено тем, что слагающие его образования формировались в условиях более или менее достаточной компенсации прогибания осадками.

Образования дербышинского надгоризонта на большей части территории формировались в условиях недокомпенсации в целом для всего этапа, в результате чего наблюдается существенное сокращение мощности с востока на запад с одновременным уменьшением доли песчано-алевритовых образований. Каких-либо особенностей в записи на сейсмограммах пока не отмечено; возможно, это связано с приповерхностными помехами.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые отложения в пределах рассматриваемой территории распространены в юго-западной части (Ямал, Тазовский, западное побережье Гыданского полуострова) и фрагментарно в бассейне Енисея. Они представлены двумя отделами — палеоценом и эоценом.

ПАЛЕОЦЕН

Отложения палеоценового возраста представлены континентальными породами кэтпарской и морскими, прибрежно-морскими фациями тибейсалинской свит.

Кэтпарская свита (P_{1kt}) выделена А. А. Булыниковой и др. [73], название дано по р. Кэтпарка. Свита несогласно перекрывает танамскую.

В Туруханском районе аналог кэтпарской свиты — верхнесымская подсвита имеет датский возраст и залегает без видимого несогласия на породах нижнесымской подсвиты. В рассматриваемом районе отложения кэтпарской свиты начали формироваться скорее всего в верхнем данин, т. е. существовал перерыв в осадконакоплении, соответствующий нижнему данию.

Свита представлена каолинизированными песками, алевроитами с мало-мощными прослоями глин. В нижней части разреза обычны прослои и линзы гравийно-галечниковых конгломератов с бобовинами боксита. По всему разрезу наблюдаются включения обугленной древесины и сидеритовых стяжений.

В скв. 7-БХ (инт. 86,8—144,5 м) к кэтпарской свите отнесены пески светло-серые разнозернистые, преимущественно мелкозернистые, с прослоями и прослойками (до 5 м) глин темно-серых. Разрез насыщен обугленными растительными остатками, наблюдаются включения гальки кристаллических пород. Контакт с нижележащей танамской свитой через маломощный слой базального конгломерата.

Надежное палеонтологическое обоснование возраста пород отсутствует. Пыльца голосеменных представлена *Taxodiaceae*, среди покрытосеменных доминируют *Orbiculapollis globosus* Chlon. и *Aquilapollenites regularis* (Chlon.) Bond. Споры *Sphagnum* и *Polypodiaceae*.

Талицкий горизонт. Тибейсалинская свита (P_{1tb}) выделена Н. Х. Кулахметовым в 1965 г. Название дано по пос. Тибейсала в низовьях р. Таз. Эквивалентна морским осадкам талицкой свиты в центральных и южных районах Западно-Сибирской плиты. Залегает согласно (в западной части) на осадках ганькинской свиты, в центральной и восточной частях — с незначительным размывом на породах ганькинской и танамской свиты. Наиболее полные разрезы вскрыты в более южных частях Тазовского полуострова. На большей части площади своего распространения свита не расчленена и представлена алевролитами, глинами и песчаниками. На юго-западе территории расчленена на две подсвиты.

Нижняя подсвита (P_{1tb1}) сложена серыми, коричневатými алевроитовыми глинами, алевроитами с прослоями глин. По всему разрезу присутствует тонкорассеянный углистый детрит. В основании подсвиты пласт алевроитовых песков, редко мелкозернистых песков мощностью до 7 м.

В скв. 12-РГ, южнее рамки листа из отложений подсвиты определены фораминиферы: *Cibicides spiropunctatus* Gall. et Morr., *C. aff. lectus* Vassil., *C. (Gemellides) orcinus* Vassil., *C. favorabilis* Vassil., *Cibicides* sp. indet., *Pullema quinqueloba* Reuss., *Guttulina trigonula* (Reuss.), *Leticulina* sp. indet.

В восточном направлении стратиграфический объем и мощность нижней подсвиты уменьшаются за счет замещения ее верхних горизонтов песками верхней подсвиты.

Верхняя подсвита (P_{1tb2}) в значительных фрагментах вскрыта на Ямале в скважинах 8-К (инт. 182—254 м) и 9-К (инт. 140—236 м) и на Тазовском полуострове на небольшую мощность в скважинах 36-К и 37-К. Характерно преобладание существенно песчаных пластов (до 20—40 м) в нижней половине разреза и частое переслаивание алевроитов, супесей, алевроитовых глин, мелко-тонкозернистых песков, суглинков и глин — в верхней. В пачке переслаивания отмечаются пропластки бурого угля мощностью от долей сантиметра до 2 м, спорадически наблюдаются конкреции сидерита. Во всех литофациальных частях включения лигнитизированных растительных остатков — от тонкого фитодетрита до крупных обломков древесины.

Палеонтологически верхняя подсвита охарактеризована только спорово-пыльцевыми комплексами (определения Т. Г. Семочкиной по керну скважин 8-К и 9-К). Палинокомплексы характеризуются большим содержанием пыльцы *Taxodiaceae* (49—69 %). Характерна также пыльца *Anacolosidites insignis* и споры сфагновых мхов (*Sphagnum putillum*, *S. dustrale* и др.).

Единственный выход на поверхность верхнетибейсалинской подсвиты описан В. Н. Кисляковым [147] в подоле второй террасы на р. Нурмаяха. Здесь отмечены пески светло-серые с розовым оттенком, обогащенные лигнитизированными растительными остатками и линзами бурого угля (0,5 м).

На большей части территории тибейсалинская свита залегает под неоген-четвертичными отложениями. Ее мощность определяется глубиной преднеоген-четвертичного вреза и изменяется от 0 до 230 м в наиболее полных разрезах.

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЦЕН—ЭОЦЕН

К данному стратиграфическому интервалу на территории отнесены серовская свита люлинворского горизонта и люлинворский горизонт в целом.

Серовская свита (P_{1-2sr}) выделена А. П. Сиговым в 1956 г., а название дано по г. Серов на Среднем Урале. Разрез сложен преимущественно опоками с подчиненными прослоями глинистых опок и опоквидных глин; в верхах свиты обычны прослои диатомовых глин. Кровля свиты четко отражается на гамма-каротажных кривых резким всплеском естественной радиоактивности, приуроченным к регионально распространенному пласту темноцветных алевроитовых глин, насыщенных органикой, залегающему в основании выше-лежащей ирбитской свиты.

Палеонтологические данные по серовской свите довольно бедны. В картировочной скв. 4 (район пос. Мыс Каменный) из верхней и средней частей вскрытого интервала свиты определены обломки панцирей диатомей *Melosira sulcata* var. *siberica* и *Coscinodiscus moelleri* палеогенового возраста и единичные остатки фораминифер *Haplophragmoides* sp. indet., *Cyclammina suvorova* Ushak. С учетом данных С. Б. Шацкого, И. А. Кульковой, Г. Э. Козловой свита отнесена к верхнему палеоцену—низу эоцена. Мощность свиты до 70 м.

Люлинворский горизонт (P_{1-2ll}). Серовская и ирбитская свиты нерасчлененные показаны на карте доплиоценовых образований в районе Нового Порто, где представлены существенно кремнистыми глубоководными образованиями — диатомитами, опоками, диатомовыми и опоквидными глинами. Люлинворский горизонт датируется верхним палеоценом—средним эоценом.

ЭОЦЕН

Нижний—средний эоцен. Ирбитская свита (P_{2ir}), выделенная А. П. Сиговым в 1956 г. по р. Ирбит, согласно залегает на серовской. Основная часть свиты сложена диатомитами, диатомовыми глинами светло-серыми, желтовато-серыми, состоящими в основном из панцирей диатомей хорошей сохранности. В некоторых интервалах отмечается примесь глинистого, алевроитового, редко тонкопесчаного материала. Породы массивные, в слоистых интервалах неравномерноплитчатые.

В основании свиты из реперной глинистой пачки (скв. 4) определен обедненный комплекс диатомей *Coscinodiscus uralensis* с резким преобладанием вида *Melosira sulcata* var. *siberica* и единичными формами *Melosira ornata*, *M. var. erenulata*, *Hyalodiscus ambiguus* и др. Из образцов, отобранных в средней части вскрытого интервала свиты, также определен комплекс *Coscinodiscus uralensis*, но, в отличие от вышеуказанного, довольно богатый и разнообразный. По этим палеонтологическим характеристикам можно судить, что в скв. 4 представлена лишь нижняя часть ирбитской свиты.

По данным бурения в более южных районах (юг Тазовского полуострова) мощность ирбитской свиты достигает 110 м.

Средний—верхний эоцен. Тавдинский горизонт. Юрковская свита (P_2^{jur}) выделена Ф. Г. Гурари в 1960 г., представляет собой регрессивные фации усыхающего эоценового бассейна. Свита распространена на юго-западе территории, где установлена по скв. 3 (район пос. Мыс Каменный). К сожалению, скважина не добурена до контакта с диатомитами ирбитской свиты. Вскрытые отложения юрковской свиты представлены уплотненными алевроитистыми глинами и глинистыми слюдистыми алевроитами. Породы светло-серого цвета с зеленоватым оттенком различной интенсивности, в отдельных прослоях оттенок буроватый. Изредка встречаются гнезда и линзочки алевроита с глауконитом. Образования свиты с глубоким стратиграфическим и угловым несогласием перекрываются породами неоген-четвертичного комплекса. Вскрытая мощность свиты 22 м.

В отложениях свиты определены единичные фораминиферы *Quinqueloculina* sp. indet., *Saccamina* sp. indet., *Proteomina* sp., *Rephax* sp. В спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца покрытосеменных. Характерны таксоны *Quercus gracilis*—*Castanopsis pseudocingulum*. В целом этот комплекс отражает развитие жестколистной флоры полтавского типа и сопоставляется с нижней частью тавдинской свиты.

За пределами рассматриваемой территории (юг Тазовского полуострова) юрковская свита согласно, с постепенным переходом залегает на диатомитах ирбитской свиты и является полным возрастным аналогом тавдинской свиты центральных и южных районов Западно-Сибирской плиты.

НЕОГЕНОВАЯ—ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

Достоверно миоценовые отложения в рамках листа не известны. Широко распространенные плиоценовые образования составляют совместно с плейстоценовыми единую осадочную терригенную формацию циклического строения, сформированную в условиях чередования ряда крупных трансгрессий и регрессий Арктического бассейна, обусловленных колебаниями уровня океана. Трансгрессии и регрессии ледовитых морей по-разному сочетались и в какой-то мере предопределяли колебания климата на фоне его общего похолодания, заметно проявленного в Западной Сибири со второй половины миоцена. В составе плиоцен-четвертичной формации выделяются два неравных по объему осадков и продолжительности их формирования комплекса: ямальский (усть-енисейский), охватывающий временной интервал от раннего плиоцена до среднего неоплейстоцена, и комплекс рельефообразующих свит террасовой лестницы, сформированный в верхнем неоплейстоцене—голоцене.

По типу строения плиоцен-четвертичного покрова, обусловленному особенностями истории развития морфоструктуры, на территории листа R-43—(45) можно выделить Обско-Тазовский и Гыдано-Нижнеенисейский районы. По степени изученности разреза этого покрова намечаются ключевые районы: для первого — Ямало-Тазовский, включающий часть юго-восточного побережья п-ова Ямал, север Тазовского полуострова и правобережье Тазовской губы, для второго — Нижнеенисейский, охватывающий низовья Енисея и бассейны Большой и Малой Хеты.

Основной фактический материал для расчленения и корреляции разрезов плиоцена—квартера Ямало-Тазовского ключевого района — результаты групповой геолого-гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000 в районе пос. Мыс Каменный на Ямале и на севере Тазовского полуострова с картировочным колонковым бурением до глубин 300—500 м (13 скважин), в увязке с материалами предыдущих исследований на смежной территории Низового Приобья и Южного Ямала. Нижнеенисейский ключевой район был объектом разнообразных исследований, результаты которых опубликованы в статьях и монографиях С. А. Архипова, В. А. Зубакова, В. Н. Сакса, В. Я. Слободина, О. В. Суздальского, С. Л. Троицкого и многих других геологов [2, 29, 78, 91 и т. д.]. Наиболее полно и на современном уровне строение неоген-четвертичного разреза этого района освещено В. Я. Слободным [123]. Результаты его обобщений легли в основу стратиграфического расчленения позднекайнозойских образований Нижнеенисейского района.

ПЛИОЦЕН

К нижнему плиоцену относятся отложения самой древней позднекайнозойской трансгрессии, залегающие в основании новейшего комплекса. В Нижнеенисейском районе они выделяются в ранге большехетской серии, которая впервые была установлена Н. Г. Загорской, В. Я. Слободным и др. в 1962 г. и опубликована в 1965 г. Стратотипом серии является скв. 31-БХ, в интервале 106—186 м (варомыяхинская и устьсоленинская свиты).

Морские, озерные и аллювиальные отложения (m, l, aN_2), выполняющие самые древние (миоценовые) долины — депрессии, выделены В. Я. Слободным и О. В. Суздальским в варомыяхинскую свиту, стратотипом которой служат вскрытые в интервале 151—186 м (скв. 31-БХ) алевроиты и песчано-алевритовые глины с прослоями алевроитов и песками в основании, содержащие хорошоокатанные гальки долеритов. В соседних скважинах алевро-глинистые породы фациально замещаются песками с прослоями алевроитов и, реже, галечными песками. Подстилающими являются верхнемеловые породы, покрывающими — морские, ледово-морские отложения устьсоленинской свиты. В бассейне р. Турухан (южнее рамки листа) в нижней части свиты встречены пресноводно-солончатоводные остракоды *Cytherissa lacustris* Sars, выше по разрезу — обедненный комплекс фораминифер. В спорово-пыльцевом спектре стратотипа преобладают споры. Кровля варомыяхинской свиты размыта, а мощность колеблется от 70 (неполная) до 0 м.

Морские и ледово-морские отложения (m, gmN_2) в бассейне Нижнего Енисея названы устьсоленинской свитой, которая выделена В. Я. Слободным, О. В. Суздальским и другими геологами НИИГА в ранге слоев, а в 1970 г. переведена В. Я. Слободным в ранг свиты. Стратотипом

служат серые оскольчатые алевроиты и глины с редкой галькой долеритов скв. 31-БХ в интервале 106—151 м.

По В. Я. Слободину [23], породы свиты содержат устьсоленинский комплекс фораминифер с *Glandulina nipponica* Asano, *Pseudoparella minuta*, *Islandiella limbata*, *Protelphidium ustulatum*, *Miliolinella pyriformis* и др., богатый и разнообразный, включающий тихоокеанские северные виды при отсутствии атлантических. Устьсоленинский комплекс остракод представлен *Acantocythereis dinelmensis* (Norman), *Elofsonella concinna* (Jones), *Cytheropteron montrosiense* и другими видами. Из раковин моллюсков встречаются *Saxicava arctica* (Linne), *Macoma calcarea* (Chemnitz), *Portlandia fraterna* (Verrill et Buch) и др. В обнажении на р. Соленая определен комплекс теплолюбивых диатомовых водорослей: *Hyalodiscus obsoletus* Sheshuk., *Actinocyclus divisus* (Grun.) Hust., *A. ochotensis* Jouse и др. (всего до 70 видов).

Устьсоленинская свита подстилается отложениями варомыяхинской свиты, а перекрыта пачкой песков и галечников, залегающей с глубоким размывом. Мощность ее колеблется от 0 до 40, редко до 80—90 м, а кровля не поднимается выше отметок +40 м.

В Ямало-Тазовском районе осадкам большехетской серии коррелятны отложения шурышкарской толщи, выделенной в 1956 г. А. И. Животовской в низовьях Оби. П. П. Генералов в 1998 г. предложил называть эту толщу в арктических районах — новопортовской, со стратотипом в скважинах 12РГ и 12РР (пос. Новый Порт). В толще преобладают диамиктоны, состоящие более или менее однородные выдержанные по площади пласты, которые, чередуясь с менее мощными пачками переслаивания слоистых безвалунных глин, песков, алевроитов, суглинков, супесей, обуславливают крупную ритмичность разреза. Наиболее однородный «массивный» тяжелый супесчано-суглинистый диамиктон (от 20—30 до 60 м) характерен для нижней части разреза. Часто в основании наблюдается базальный слой рыхлых песков и супесей (до 1 м), в разной степени обогащенных гравием и галькой. В нижней части диамиктонового пласта наблюдаются небольшие «отторженцы» из подстилающих палеогеновых глин и песков.

Верхняя половина вскрытого разреза шурышкарской толщи также начинается значительным по мощности пластом более или менее однородного суглинисто-супесчаного диамиктона, сходного по плотности и текстурным особенностям с нижним, но обычно с несколько большим содержанием песчаных частиц в основной мелкоземистой массе породы. Мощность этого второго «монокристаллического» пласта диамиктона составляет 25—40 м. Выше залегает алевроглинисто-суглинистая пачка с прослоями (до первых метров) диамиктонов более легких, чем породы нижележащих пластов.

Во всех литологических разностях пород в разных интервалах разреза наблюдаются включения вивианита — в виде мелких (до первых миллиметров) сферолитов, мелких гнезд неправильной формы, бобовин до 1—1,5 см, «примазок» по поверхностям отдельности или трещиноватости. В нижнем диамиктоне обычны сферолиты пирита, реже — мелкие инситные конкреции сидерита.

По керну скв. 12 (пос. Новый Порт) Л. К. Левчук выделена богатая и разнообразная ассоциация фораминифер, в которой доминируют *Retroelphidium subclavatum*, *R. obesum*, *Cassidulina subacuta*, *Haynesina orbicularis* и др. Встречены также раковины *Cibicides grossus* и впервые для района — *Pyramidina buliminoides* Cushman, *Gyroidinoides turgidus*, *Allomorphina fragilis*, *Albanhancokia* sp., *Heterohelix* sp. Л. А. Тверская сопоставляет эти комплексы с

плиоценовым колвинским бассейном Печоры. Спорово-пыльцевые комплексы из шурышкарских диамиктонов, по определениям В. С. Волковой, Т. Г. Семочкиной и других палинологов, свидетельствуют о существовании березовых или сосново-березовых лесотундр.

В пользу отнесения шурышкарской толщи и коррелятной ей большехетской серии к плиоцену, помимо суммы геолого-геоморфологических, палеонтологических материалов и межрегиональных корреляций, свидетельствуют и данные палеомагнитного анализа, полученные по трем скважинам, пробуренным на Тазовском полуострове. В этих скважинах основная часть вскрытых фрагментов шурышкарской толщи, содержащих приведенные выше комплексы фораминифер, отвечает, по заключению С. А. Писарева (ВНИГРИ), зоне Гаусс, а возможно (неоднозначно) зоне Гильберт палеомагнитной шкалы. Аналогичны соотношения палеомагнитных зон с элементами сводного разреза большеземельской серии (комплекса) бассейна Печоры (В. Л. Яхимович и др., 1988 г.). По мнению В. С. Зархидзе и В. Я. Слободина [123], формирование осадков большехетской серии и сопоставляемой с ней просундуйской свиты бассейна Печоры началось еще в конце миоцена.

Аллювиальные и аллювиально-морские отложения (а, амN₂) залегают в основании разреза следующего крупного морфолитоцикла. В Ямало-Тазовском районе они выделены П. П. Генераловым в ранге мыскаменских слоев со стратотипом по скв. 1 (пос. Мыс Каменный), где их подошва находится на абсолютной отметке минус 370 м, самой низкой из известных к настоящему времени для подошвы ямальского комплекса. Развита относительно локально, трассируя осевые части максимальных переуглублений. Судя по разрезу стратотипа, мыскаменские слои — существенно песчаная с гравием и галькой толща, с прослоями (линзами) суглинков и супесей. Палинокомплексы из мыскаменских слоев скв. 1 сопоставляются В. С. Волковой с комплексами из каргатской свиты (пачки) плиоцена юга Западной Сибири. Она отмечает, что для них характерны спектры с господством высокостебельной березы, ольхи, папоротников, лесных плаунов и луго-степных трав. Спектры отражают растительность подтаежных лесов юга Западной Сибири («белой тайги»).

Т. П. Левиной и др. в скв. 36 (Тазовский полуостров) выделены сходные палиноспектры. Среди древесных преобладает береза (до 62 %), постоянно наличие сосны (до 16 %) и ели (до 13 %). Травы представлены в основном злаками (до 67 %), меньше полынью (до 19 %), встречается эфедра. Споровые представлены сфагновыми мхами, единично — лесными плаунами и плауном *Selaginella selaginoides*.

Залегают мыскаменские слои на доплиоценовых породах, а максимальная их мощность в единичных разрезах достигает 110 м.

Следует отметить, что глубина врезов предмыскаменских прадолин была не везде одинакова. Если ее тальвег в скв. 1 находится на отметке —370 м, то на Тазовском полуострове он нигде не вскрыт глубже отметок —240 м (скв. 41 южнее рамки листа). Те же значения глубины врезов отмечаются и на западе Ямала (пос. Харасавэй, скв. 2-П). Еще менее глубокие врезы характерны для других районов Арктического сектора. Так, подошва аллювия послехорейверских палеодолин в бассейне Печоры не опускается ниже отметок —150 м. По нашим представлениям, в Нижнеенисейском районе мыскаменским слоям коррелятна пачка песков и галечников, выделенная геологами НИИГА как стратиграфическое обозначение свободного пользования. Ранее пески и галеч-

ники относились частью к мессовскому, частью к самаровскому горизонтам. Залегают пачка песков и галечников на отложениях устьсоленинской свиты или на меловых породах, что свидетельствует о наличии крупного несогласия (эрозии) между устьсоленинской свитой и данной пачкой. Генетически это аллювиальные и прибрежно-морские отложения, по крайней мере в районе Сопочной Карги, где в песках пачки, вскрытых скважинами 2-СК и 3-КС, были обнаружены немногочисленные эврибиотные фораминиферы *Elphidium clavatum* Cushman, *Protelphidium orbiculare* (Brady). Спорово-пыльцевые спектры неотличимы от таковых в выше- и нижележащих толщах и содержат пыльцу растений южной части лесотундры. Мощность пачки достигает 50—70 м, а возраст ее В. Я. Слободин [123] датирует нижним (?)—средним плиоценом.

Аллювиально-морские и ледово-морские отложения (am, gmN₂) на Ямале и Тазовском полуострове согласно, местами с незначительным трансгрессивным размывом, залегают на мыскаменском аллювии в осевых частях прадолин или на доплиоценовых отложениях в их прибрежных частях на уровне, где эти долины начинают расширяться, вероятно, вследствие абразионной разработки их бортов в начальную фазу второй из ямальских трансгрессий Арктического бассейна. П. П. Генералов выделяет их под названием ямбургские слои.

Рассматриваемые отложения на Ямале (скв. 1) представлены в основном диамиктовыми литофациями, с большим или меньшим числом прослоев безвалунных суглинков, супесей, алевроглин и песков. На Тазовском полуострове (скв. 36) наблюдается четкое переслаивание: диамиктонов супесчаных и суглинистых с гравием опок и вкрапленностью вивианита; песков, в основном мелкозернистых, местами с примесью и прослоями опокового гравия; алевроглин и суглинков, местами с включениями вивианита и спорадически — гравия. Толщина пластов диамиктонов от 4 до 15 м, песков — 2—6 м, алевроглин и суглинков — 4—5 м.

В. С. Волковой из ямбургских слоев скв. 1 определен палинокомплекс, в составе которого преобладает пыльца древесных (46—57 %), очень мало трав (11—23 %), спор — до 40 %. Отмечено высокое содержание пыльцы высокостольной березы (76—82 %), есть сосна, ель, среди трав господствуют злаки (до 72 %), затем верескоцветные, много сфагновых мхов (до 76 %). В. С. Волкова предполагает существование ерниковых тундровых ландшафтов с участками лесотундры и относит эти отложения к верхнему плиоцену, коррелируя с отложениями кочковского горизонта юга Западной Сибири. Обедненные комплексы фораминифер (до 10—20 экземпляров) с *Retroelphidium subclavatum* обнаружены Л. К. Левчук, которая сопоставила эту ассоциацию с тильтимским комплексом (по В. И. Гудиной — ранний плейстоцен, по И. Н. Семенову — плиоцен).

В свете всего изложенного рассматриваемые отложения датируются верхним плиоценом. Мощность их на Ямале составляет 23—42 м, а на Тазовском полуострове достигает 64 м.

Ямбургские слои Ямало-Тазовского района, по нашим представлениям, коррелируются с нижнесанчуговской подсвитой низовьев Енисея, которая представлена типично морскими осадками сезонно ледовитого моря с кочоским комплексом фораминифер [123]. Залегают она чаще всего ниже уреза воды в реках, и лишь у мыса Сопочная Карга верхние горизонты обнажаются на берегу Енисейского залива — эстуария.

Подсвита представлена оскольчатыми алевролитами, глинистыми алевролитами и глинами со слабовыраженной слоистостью, с редкой галькой, гравием, с многочисленными раковинами и обломками раковин морских моллюсков и баянусов «санчуговского» комплекса, среди которых В. Н. Саксом и С. Л. Троицким наряду с широко распространенными арктическими формами встречены умереннотепловодные субарктические *Clamis islansicus* (Müll.), *Macoma baltica* (L.), *Balanus hameri* (A. Sc.) и бореальные *Buccinum undatum* (L.), *Balanus balanoides* (L.). В керне скважин, кроме фораминифер кочоского комплекса с *Protelphidium ustulatum* (Todd) и других моллюсков и офиур, содержатся раковины остракод *Krithe glacialis* Br., Cr. et Rob., *Leptocythere complanateformis* Lev., *Heterocyprideis sorbiana* (Jones), *Eucytheridea punctilata* (Brady), *Rabulis mirabilis* (Horman) и др. (определения О. М. Лев). По полносоленым комплексам фауны из нижнесанчуговской подсвиты, в том числе фораминифер, ее следует выделить в экзону морских разнообразных фораминифер (моллюсков, остракод).

Глины и алевролиты подсвиты отвечают морскому бассейну с нормальной соленостью вод (эвгалинных), с субарктическими и может быть даже временами холодными умеренными водами.

Подстилается нижнесанчуговская подсвита пачкой песков и галечников, а при ее отсутствии, вероятно, отложениями устьсоленинской свиты. На ее осадках согласно, с постепенным переходом, залегают опресненные и пресноводнобассейновые отложения верхнесанчуговской подсвиты. Мощность подсвиты 30—40 м.

ПЛИОЦЕН—СРЕДНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Ямальский комплекс (m₁gmN₂—Q_{II}) сплошным покровом изменчивой мощности перекрывает все более древние образования и залегают на них с резким стратиграфическим и структурным несогласием. Покров этот прерывается лишь локально на участках проявления вторичных неотектонических дислокаций, где на поверхность вдоль эрозионных линий и в зонах параллельно-грядового рельефа местами выходят породы палеогена и мела.

В сводном разрезе комплекса различными исследователями выделяется от двух до четырех крупных осадочных регрессивно-трансгрессивных литоциклов. Каждый последующий из них залегают на осадках предыдущего с вложением и прислонением, что обусловлено разделяющими этапы их накопления этапами более или менее глубокого эрозионного вреза и формирования долин, которые в трансгрессивные фазы циклов заполнялись осадками соответствующего фациального ряда. В начале ряда обычно залегают существенно аллювиальные литофации, а в конце — бассейновые, перекрывающие не только прадолины, но и междуречья. Вследствие повторяемости условий осадконакопления в «одноименные» фазы последовательных циклов и вложенно-прислоненного характера налегания слоев очередного цикла на слои предшествующих, литофациально сходные пласты часто оказываются на одном и том же гипсометрическом уровне, что создает дополнительные трудности в расчленении и корреляции разрезов, особенно по скважинам.

Одна из самых характерных черт ямальского комплекса — наличие достаточно мощных регионально выдержанных по площади горизонтов, сложенных нацело или преимущественно диамиктонами — уплотненными песчано-глинистыми илами с рассеянными включениями мегакластов (гравия, гальки,

валунов). В случае наличия в этих илах остатков морских организмов породы рассматриваются большинством исследователей как ледово- и ледниково-морские осадки высокоширотных ледовитых морей; при отсутствии указанных остатков многие исследователи трактуют диамиктоны как морены континентальных ледниковых покровов, хотя по комплексу остальных литофациальных и прочих признаков породы в обоих случаях одинаковы и соответствующие слагаемые ими геологические тела прослеживаются непрерывно.

Вопросы стратиграфического расчленения ямальского комплекса, определение возраста слагающих его осадочных циклов, как и генезиса широко развитых в его составе диамиктонов, остродискуссионны. Существенный, если не определяющий вклад в сложность стратиграфического плана вносит резкая неоднозначность геохронологической привязки палеонтологических комплексов из отложений ямальского и коррелятных ему комплексов других районов Севера; одни и те же ассоциации остатков фауны и флоры относятся одними палеонтологами к плиоцену и даже миоцену—плиоцену, другими — к плейстоцену, до позднего включительно.

Наметились два основных типа разрезов большей по объему части плиоцен-среднеплейстоценового комплекса. В верхней части вскрытого разреза в некоторых скважинах на Ямале и Тазовском полуострове намечается более молодой третий тип разреза, с размывом вложенный в образования первых двух. По условиям залегания и литофациальному строению каждый из указанных трех типов разреза представляет собой фрагменты соответствующего литоцикла. Первый из них на западе отвечает шурьшкарской толще низовий Оби и на востоке большехетской серии; второй соответственно — ярсалинскому (по Ю. П. Черепанову) литоциклу и кочоской серии Нижнеенисейского района; третий — коррелируется с талагайкинской и тобольской свитами низовий Иртыша и Оби.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Озерно-аллювиальные и аллювиально-морские (эстуарные, участками, вероятно, дельтовые) отложения (la, amE) в Ямало-Тазовском районе выделены П. П. Генераловым под названием сорюнтской свиты со стратотипом в скв. 1 (пос. Мыс Каменный). Свита согласно перекрывает ямбургские слои, а в прибортовых частях погребенных долин — более древние слои, отражая своеобразную послепамбургскую стадию развития второй ямальской трансгрессии — разработки в ширину и заполнения затопленных предмыскаменских долин в основном эстуарными и мелководными бассейновыми осадками.

Разрезы сорюнтской свиты вскрыты только скважинами. Абсолютные отметки ее подошвы изменяются от минус 210 м (на Ямале) до минус 130 м (на Тазовском полуострове), а кровли — от минус 100—120 м (Ямал) до 70—80 м (Тазовский полуостров).

Для свиты характерен выдержанный алевито-тонкопесчаный состав на преобладающей части площади ее развития. Лишь в районе пос. Новый Порт (скв. 11, южнее рамки листа) нижняя, большая по мощности часть этого стратона, прислоненная здесь к крутому борту погребенной палеодолины (берег губы или бассейна?), сложенной опоками серовской свиты, представлена своеоб-

разными галечно-гравийными крупно- и грубообломочными отложениями, с последовательным увеличением доли гравийно-галечных (с валунами) слоев вниз по разрезу. При этом в составе грубообломочного, хорошо и идеально окатанного материала — исключительно опоки. В целом в скважинах на Ямале преобладает тонкопесчано-алевритовый состав сорюнтской свиты, а на Тазовском полуострове — более песчаный с примесью опочного гравия.

По керну скв. 1 В. С. Волкова выделила спорово-пыльцевые спектры, в которых доминирует пыльца древесных (52—57 %), травянисто-кустарниковых не более 20—24 %, примерно столько же спор. Осадки накапливались в условиях относительно теплого климата, широко были развиты леса с господством березы, реже сосны, присутствовали ель, пихта, ольха. Много пыльцы злаков (до 61 %), затем осок и верескоцветных; встречена пыльца *Onagraceae*. Среди спор преобладают сфагновые мхи, папоротников меньше. Из самых низов свиты по спорово-пыльцевым спектрам восстанавливается ландшафт, близкий к лесотундровому.

М. А. Курочкиной (Тюменская КГРЭ) из алевитов и песков сорюнтской свиты выделен богатый в видовом и количественном отношении одитипный на всю толщу диатомовый комплекс. В инситу части его (51 таксон) микрофлора в основном мезотрофная, характеризующая водоем, богатый минеральными и бедный органическими питательными веществами, возможно слабосолоноватоводный. Этот комплекс с развитием *Stephanodiscus* и без *Cyclotella* М. А. Курочкина сопоставляет с талагайкинско-семеинским низовьем Иртыша, предполагая, что вмещающие породы относятся либо к низам неоплейстоцена, либо к эоплейстоцену.

По предварительному заключению С. А. Писаревского, все пробы из сорюнтской свиты попадают в зону обратной полярности Матуяма. Все изложенное позволяет отнести сорюнтскую свиту к эоплейстоцену, а самые низы, вероятно, сформировались в конце позднего плиоцена. Мощность ее на Ямале достигает 87 м, а возможно (в районе Нового Порты) и более, на Тазовском полуострове — 65—70 м.

В условиях слабосолоноватых и пресных бассейнов в низовьях Енисея сформировались отложения верхнесанчуговской подсвиты, выделенной В. Я. Слободным и О. В. Суздальским в 1975 г.

Отложения верхнесанчуговской подсвиты представлены массивными и оскольчатými алевроглинами, песчано-глинистыми алевролитами, песчаниками с глинистым цементом, с единичной галькой и гравием, с подчиненными песками. К верхней подсвите В. Я. Слободин [123] относит часть коевских слоев В. Д. Крюкова (в частности у г. Дудинка) и так называемые «сеякинские алевролиты», точнее, алевроитовые глины с каравасобразными конкрециями, характеризующиеся тонкой, местами ленточноподобной слоистостью. Отложения верхней подсвиты прослежены во многих обнажениях правобережья Енисея от Дудинки до Сопочной Карги.

Отложения верхнесанчуговской подсвиты характеризуются немногочисленными раковинами эврибионтных фораминифер, в том числе бореальными *Animonia beccarii* (Linne), *Elphidium florentinae* Shuparsk, редкими раковинами морских моллюсков, в том числе *Yoldiella lenticula* (Müll.), местами — солоноватоводных—пресноводных остракод *Cytherisea lacustris* Sars, *Limnocythere* sp. По определенным комплексам фораминифер остракод, пресноводным остракодам верхнесанчуговскую подсвиту В. Я. Слободин выделяет в экзону опресненных фораминифер.

Верхняя подсвита залегает согласно, с постепенным переходом на нижнесанчуговской подсвите. Перекрывается согласно или с незначительным размывом усть-портовской свитой. Мощность подсвиты до 20—30 м.

В. Я. Слободин [123] датирует отложения санчуговской свиты в ее полном объеме верхним плиоценом.

Озерно-морские (опресненного бассейна) и морские (в том числе ледово-морские) отложения (Im, mE) венчают вскрытый в Ямало-Тазовском районе разрез «ярсалинского» литоцикла, отражая фазы максимального развития второй ямальской трансгрессии. Здесь они выделяются в ранге салеамальской (салехардской) свиты (толщи). Эта свита из подразделений второго литоцикла наиболее широко развита по площади, перекрывая сплошным плащом и прадолины, и прамеждуречья предшествовавших генераций, и отсутствует лишь в пределах прадолин основных рек последующих генераций, где она была размыта и перекрыта осадками более молодых литоциклов. Подошва свиты вскрыта скважинами на абсолютных отметках минус 70—130 м, кровля (которая на всей площади представляет собой поверхность размыва) в наиболее полных разрезах по скважинам — до +25 м, местами в цоколях террас несколько выше.

Рассматриваемая свита снизу обычно начинается более или менее выдержанным диамиктоном мощностью 5—25 м на Ямале и 7—15 м на Тазовском полуострове. В отдельных разрезах этот диамиктон включают слабо «диамиктоновые» глины, алевроглины и супеси, которые местами составляют большую часть разреза нижней части свиты. В основании свиты часто наблюдается базальный горизонт площадного (донно-бассейнового) размыва, представленный гравийно-галечными песками мощностью от первых до 10—15 м.

Кверху существенно диамиктоновый разрез без признаков перерыва сменяется существенно алевролитово-глинистым, вскрытая мощность (сохранившаяся от последующего размыва) от 72 до 92 м. В составе алевролитово-глинистых пород преобладают слоистые до ленточных (в отдельных пачках) глины, алевролиты, алевропелиты, местами чередующиеся с прослоями мелко-тонкозернистых песков.

В отложениях салеамальской свиты встречены раковины двустворок и их обломки. В отличие от остатков, встреченных в диамиктонах шурышкарской толщи, раковины здесь несколько крупнее, часты целые створки, иногда сохранился хитиновый покров.

В скв. Новопортовская-1-К [82] свита вскрыта в интервале 12,5—146 м. В основании залегают алевролиты и слоистые суглинки (32 м), включающие редкий гравий опок и содержащие палинокомплекс, в котором незначительно преобладает пыльца древесных (в основном береза высокоствольная, много сосны, кедр и др.), встречены массы водного папоротника *Azolla* sp. Здесь также встречены фораминиферы *Elphidium clavatum* Cushman; *E. goesi* Stschedr., *Miliolina* ex gr. *circularis* B., *Cibicides* sp. В залегающем выше диамиктоне (22 м) в составе палинокомплексов споры резко преобладают по количеству над пыльцой древесных; микрофауна не встречена. В перекрывающих диамиктон алевро-глино-суглинистых породах (78 м) встречены раковины моллюсков *Portlandia arctica* Gray., *Zeda pernula* L. и *Propeamussium* sp. Из фораминифер З. Г. Щедриной определены *Dentalina punperata* Obr., *Nonion labradoricum* (Dawson), *Cassidulina norrossii* Cushman и др.

В отобранных П. П. Генераловым 156 пробах из 11 скважин на Ямале и Тазовском полуострове лишь в 41 пробе обнаружены фораминиферы, в основном в количестве от единиц до нескольких десятков. Пустыми, как правило, оказались пробы из верхней толщи «чистых» глино-алевритовых литофаций; относительно частая встречаемость фораминифер характерна для суглинистых, с включениями мегакластов, разностей, развитых в низах и верхах вскрытого разреза.

Некоторое исключение составляет разрез по скв. 36, где раковины в количестве от единиц до 379 экземпляров на пробу отмечены в алевро-супесях и алевроглинах средней части салеамальской свиты. По Л. К. Левчук, встречена довольно представительная и разнообразная ассоциация фораминифер, состоящая из 25 видов и подвидов. По ее заключению, в состав доминантной группы входят *Retroelphidium subclavatum*, *Hayesina orbicularis*, *Criboelphidium goesi* и *Protelphidium parvum*. Акцессорная группа представлена в основном тепловодными формами: аркто-бореальные — *Asterellina pulchella*, *Miliolinella subrotunda*, *Pateoris hauerienoides*, *Pyrgo williamsoni*, *Bucella frigida*, *Retroelphidium obesum*, *Stainforthia loeblichii*; бореальные — *Quingueloculina longa*, *Pseudopolymorphina novangliae*, *Toddinella lenticularis*, *Lagena semilineata*, *Miliolinella pyriformis*. Холодноводная группа, существенно меньшая и по числу видов, представлена: *Globulina glacialis*, *Buccella hannaia arctica*, *Trifarina fluens*, *Cribrononion obscurus* — арктические виды; *Criboelphidium granatum* — бореально-арктический вид.

Палинологические исследования В. С. Волковой, М. Р. Вотах, Т. П. Левиной, В. А. Бахарева показали, что низы салеамальской свиты были сформированы в условиях лесотундровых ландшафтов на берегах бассейна, а большая часть — в пределах северных заболоченных сосново-березовых лесов с кустарниковой березкой, плауном альпийским и *Setaginella selaginoides*.

М. А. Курочкиной по скв. 2 (Ямал) определены диатомовые комплексы, в составе которых доминируют переотложенные морские палеогеновые виды, а инситные — единичны. Среди последних встречены: *Aulacosira granulata* (Ehr.) Kalfs., *A. islandica* O. Müll., *A. italica* (Ehr.) Kutz. var. *italica*, *Pinnularia divergens* N. Sm., *P. viridis* (Nitzsch.) Ehr., *Pinnularia* sp., *Caloneis silicula* (Ehr.) Cl. Nitzschia.

Максимальная вскрытая мощность салеамальской свиты на Ямале составляет 120 м, на Тазовском полуострове — 100 м.

Прямых аналогов салеамальской свиты в Нижнеенисейском районе нет; по нашим представлениям, возможна корреляция ее с нижней подсвитой усть-портовской свиты.

Морские и ледово-морские отложения (m, gmE) выделены В. Я. Слободиним и О. В. Суздальским и названы усть-портовской свитой, которая широко распространена в северо-восточной части Западно-Сибирской равнины. Свита является рельефообразующей для геоморфологических уровней +140, +160 и +180 м. Формирование ее, по мнению В. Я. Слободина [123], происходило в максимальную фазу плиоцен-четвертичного цикла колебания уровня Мирового океана.

Усть-портовская свита подстилается санчуговской, а (локально) в местах ее отсутствия — «пачкой песков и галечников»; кровля размыта, на ней лежат пески, галечники, реже диамиктоны регрессивных древних береговых линий и плейстоцен-голоценовые образования. В нее вложены отложения четвертой морской террасы.

Усть-портовская свита разделена на три подсвиты. Нижняя представлена морскими, ледово-морскими алевролитами, алевроитовыми глинами с гравием, галькой, единичными валунами с богатым комплексом фораминифер и остракодами. Среди фораминифер доминируют *Elphidium clavatum* Cushman, *E. florentinae* Shupack, *Elphidiella gorbinovi*, встречены также лагены, букцеллы, кассидулины и др. Остракоды представлены *Heterocyprideis sorbyana* (Jones), *Haplocytheridea punctillata* (Brady), *Rabulimys mirabilis* (Brady) *Cytherelloidea* sp., *Heterocyprides* sp. и другими видами.

К средней подсвите отнесены [123] прибрежно-морские пески желтовато-серые мелко-среднезернистые, нередко косослоистые, с немногочисленными, но постоянно встречающимися фораминиферами — *Melonis zaandamae*, *Elphidium clavatum*, *Protelphidium orbiculare* и др. и обломками раковин *Natica* sp., *Macoma* sp. Мощность подсвиты 20—40 м.

Верхняя подсвита представлена мелководными морскими суглинками (диамиктонами), переслаиваемыми с песками и галечниками с разнообразным кочоским комплексом фораминифер с *Elphidiella honnai* (Cushman et Grant), *Pseudoparella minuta* (Cushman et Laining), *Bolivina* cf. *pseudopunctata* Heglund и др., содержащим не встречающиеся более нигде агглютинирующие фораминиферы *Trochammina* cf. *quadriloba* Heglund, *Trochammina* sp., *Haplophragmoides* sp., явно не переотложенные. Очень интересны и находки представителей рода *Bolivina*, также нигде в подстилающих породах обычно не встречающиеся. Ю. Н. Михалюком в осадках верхнепортовской подсвиты обнаружены раковины морских моллюсков *Yoldiella lenticula* (Müll), *Macoma calcarea* (Chemn.), *Mya truncata* и других типичных кочоских форм. Отнесение этих диамиктонов к континентальной морене В. Я. Слободин [123] считает ошибочным.

Формирование осадков усть-портовской свиты, по мнению того же исследователя, началось в верхнем плиоцене и завершилось в нижнем неоплейстоцене, когда были сформированы регрессивные отложения высоких геоморфологических уровней. Общая мощность свиты 100—150 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Послесалемальские доказанцевские отложения мало сохранились от последующих размывов. Изученность их слабая.

Аллювиальные и аллювиально-морские отложения (a, amI) вскрыты единичными скважинами на Ямале и одной скважиной (19К) на Тазовском полуострове. Эти отложения, выделяемые В. А. Зубаковым и П. П. Генераловым в ранге марресальской свиты, выполняют погребенные долины, врезанные в различные слои предшествующих литоциклов. В ряде случаев, по-видимому, фрагменты этих отложений обнажаются в цоколях низких террас у уездов рек, где они в подавляющем большинстве трактуются как отложения казанцевского горизонта верхнего неоплейстоцена.

Подошва рассматриваемых отложений находится на Ямале на абсолютных отметках минус 100 м, а кровля — несколько выше современного уровня моря. Значительно меньше послесалемальские врезки фиксируются в пределах Тазовского полуострова (подошва на отметке —60 м). П. П. Генераловым существенно песчаная с прослоями суглинков, гравием и галькой толща трактуется

как аналог талагайкинско-семейкинского литоцикла низовьев Оби и Иртыша. В ряде разрезов намечается разделение указанных отложений на две литопачки: нижняя (30—45 м) — аллювиально-морские пески с пропластками алевроглин и суглинков, местами с гравием и галькой, со слойками и линзами растительной трухи; верхняя (25—35 м) — ваттовые и ледово-морские (?) отложения опресненного моря — ленточнослоистые алевролиты, пески, местами диамиктоны.

Палеонтологические данные рассматриваемых отложений достаточно скудные и трактуются неоднозначно. Из этих отложений В. С. Зархидзе определены раковины *Macoma baltica*. В. С. Волкова в подобных отложениях (песках) из скважин 2 и 6 (Ямал) выделила «межледниковые» палинокомплексы, в которых отсутствуют показатели арктического климата, что позволило ей по палинологическим данным и условиям залегания считать их казанцевскими. В аналогичных песках, предположительно нижней пачке марресальской свиты (оз. Вайварято, Ямал), Л. К. Левчук определена ассоциация фораминифер из 35 видов и подвидов с численностью раковин до 160 экземпляров на пробу [45]. В составе комплекса преобладают *Retroelphidium boreale*, *R. atlanticum*, *R. hyalinum*, *R. propinquum*.

М. А. Курочкиной в скв. 6 определен диатомовый комплекс хорошей насыщенности и сохранности диатомей 43 видов и их разновидностей широкого временного диапазона: ранний плейстоцен — ныне. По его составу палеонтолог заключает, что водоем был мелководным, с богатой водной растительностью, пресноводным или слабосолоноватоводным, холодноводным с нейтральной средой. Общая мощность, вероятно, не превышает 70 м.

Среднее звено

Аллювиальные и аллювиально-морские отложения (a, amII) выделяются на Ямале и представлены в основном песками мелко-тонкозернистыми (до 30 м) — нижняя пачка, суглинками и супесями, местами замещающимися теми же горизонтально- и тонколинзовиднослоистыми песками (до 20 м) — верхняя пачка. Эти фрагменты послемарресальского (харасавэйского — по И. Н. Семенову, П. П. Генералову) литоцикла залегают с размывом на аллювиальных и аллювиально-морских отложениях предыдущего (марресальского) литоцикла, а местами (локально) на салемальской свите. Нижняя пачка достаточно уверенно коррелируется с паяяхинскими слоями В. А. Зубакова [29]. Как и генетически сходные — отложения нижнего звена, рассматриваемые породы бедны палеонтологическими находками. О. Н. Станицевой (ВНИИОкеангеология) из песков и алевро-супесей скв. 10 выделены палинокомплексы, в которых наряду с *Azolla interglacialica*, *Picea* и *Menyanthes* отмечаются виды, свойственные преимущественно тундровым местообитаниям (*Salix*, *Betula nana*, *Dryas* и т. п.). По О. Н. Станицевой, *Azolla interglacialica* — вид плиоцен-раннеплейстоценовый. Ссылки некоторых исследователей на встречаемость его в Западной Сибири до казанцевского времени включительно основаны главным образом лишь на традиционном представлении о «казанцевском» возрасте диагональных песков низовьев Оби, залегающих с размывом на «среднеплейстоценовой морене максимального оледенения» в цоколях III террасы.

Из харасавэйских (?) песков в цоколях террас по р. Нурмаяха В. С. Зархидзе определил комплекс фауны моллюсков. Они характеризуются наличием видов, выдерживающих значительное распреснение бассейна (*Macoma baltica* — преобладает, *Portlandia arctica*, *Mytilis edulis*). Вместе с тем, они указывают на более оптимальные условия, чем современные для юга Карского моря, т. е. так называемые «межледниковые». По В. С. Зархидзе, подобные условия отмечены для эмских трансгрессий — от начала среднего до начала позднего плейстоцена, однако не исключено, что это и более ранняя по времени трансгрессия.

Максимальная вскрытая мощность аллювиальных и аллювиально-морских отложений среднего звена достигает 50 м.

Достоверных аналогов рассмотренных отложений в Нижнеенисейском районе не известно. По нашим представлениям, их фрагменты, возможно, встречаются в цоколе четвертой (казанцевской) террасы на правобережье Енисея.

Морские и ледово-морские отложения (m, gmII) являются рельефообразующими для пятого геоморфологического уровня (террасы) с абсолютными отметками 80—110 (120) м и занимают значительные междуречные пространства Гыдана и Нижнеенисейского района. В. А. Зубаков [29] называл их малышевскими песками, а возраст их датировал концом среднего неоплейстоцена. В составе рассматриваемых отложений (мощностью до 20 м) преобладают разнотерристые пески, иногда с галькой и гравием. Местами, где песчаные отложения размыты, в качестве рельефообразующих выступают существенно «диамиктоновые» породы более древних (усть-портовская ?) свит. Парастратотипом «малышевских» песков В. А. Зубаков считает разрез, изученный В. И. Гудиной и др. в верховьях р. Нижняя Агапа, восточнее рамки листа R-43—(45), где рассматриваемые отложения, мощностью около 10 м, залегают на отметке 119 м. В песках обнаружены прослои ракушняка с *Serripes groenlandicus* (Chemn.), *Astarte borealis* (Chemn.) и *Macoma calcarea* (Chemn.) и комплекс фораминифер с *Elphidium excavatum boreale* Nuzhdina, *Elph. ex gr. selseyense* Heron-Allen et Earl. В Норильском районе «водораздельные» пески широко развиты на отметках 60—115 м и местами замещаются галечниками [19].

Верхнее звено

В пределах междуречий в рельефообразующий комплекс плиоцен-среднечетвертичных отложений вложены террасы речных долин. В долинах крупных и средних рек выделяются обычно четыре основные надпойменные террасы. Наиболее регионально выдержаны рельефообразующие четвертая и третья террасы Обского Севера. Верхние части обеих террас приморской части севера равнины в значительной мере сложены суглинками, супесями и песками (иногда с гравием и галокой), содержащими раковины морских моллюсков, остракод, фораминифер. По сумме данных геологический возраст отложений четвертой террасы определяется казанцевским временем, третьей — зырянским (ермаковским).

В региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений 1990 г. в составе верхнеплейстоценового комплекса севера Западной Сибири выделено несколько горизонтов ледниковых и водно-ледниковых отложений,

а террасовый комплекс «зажат» в узком хронологическом диапазоне сартанского горизонта. Основанием для такой схемы послужили главным образом радиоуглеродные датировки органических остатков, значительным образом «омолодившие» разрез в целом, а в ряде случаев приведшие к искажению реальных соотношений геологических тел. Ни в одном из обнажений четвертой и третьей террас низовий Оби и других районов севера рельефообразующие свиты не перекрыты «ледниковыми» образованиями и не содержат их в разрезе. Все толщ, в составе которых присутствуют горизонты «мореноподобных» осколчатых суглинков и супесей с мегакластами, относятся к обнажающимся в цоколях этих террас доказанцевским (долябыньинским) литоциклам.

К казанцевскому горизонту относятся морские, прибрежно-морские отложения, слагающие рельефообразующий покров четвертой террасы (m₄III), которая широко распространена по всей территории, окаймляя возвышенности в пределах отметок 50—80 м (до 85 м). Залегают они обычно с разрывом на весьма неровной поверхности слоев ямальского комплекса. В местах высокого положения ямальского цоколя мощность отложений четвертой террасы составляет 3—5 м, обычно не превышает 40 м, при средней 15—25 м.

Преобладающий тип разреза казанцевской террасы на Ямале и Гыдане песчаный. Пески, как правило, тонко- и мелкозернистые, редко среднезернистые, существенно кварцевые, с маломощными прослоями суглинков и большим содержанием растительного детрита и аллохтонного торфа. Грубообломочный материал — гравий, галька, редко — мелкие валунчики, в небольших количествах рассеян по разрезу, иногда создавая скопления в виде линз и отдельных маломощных прослоев. По данным ряда геологов, эта песчаная толща подстилается толщей суглинков, которые, вероятно, могут быть отнесены и к более древним породам цоколя. Преимущественно суглинисто-супесчаный разрез террасы распространен на Тазовском полуострове и местами на Ямале. Преобладание суглинков отмечается в западной части Тазовского полуострова, супесей — в центральной. Породы часто заторфованы. Местами под супесями залегают пески от тонко- до среднезернистых с прослойками торфа.

Климатические условия казанцевского времени считаются наиболее благоприятными за весь четвертичный период, о чем свидетельствует присутствие теплолюбивых видов моллюсков: *Cardium edule*, *Cyprina islandica*, *Zyrrhea crispata*, *Balanus balaroides*, *Mytilis edulis*, *Macoma baltica* и др. М. М. Брызгалова и Р. А. Биджиев отмечают присутствие в казанцевских отложениях на р. Яра бореально-лузитанского вида *Cerastoderma edule* (Linne). Комплекс фораминифер можно оценить как бореальный. Обычно в нем доминируют *Retroelphidium atlanticum*, *R. boreale*, *R. propinquum*, *Cassandra helenae*, *Cassidulina subacuta*, *Haynessina magna*, *Buccella depressa*, *B. troitzkyi*, *Proterelphidium parvum*.

Из казанцевских отложений имеются определения диатомовой флоры [141]. Наиболее часто присутствуют морские, солоноватоводно-морские, солоноватоводные виды, такие как *Talassiosira baltica* (Grun.), *Nitzschia navicularis* (Bel.), и др. Приведенные данные свидетельствуют о формировании осадков в литоральной зоне морского бассейна с некоторым опреснением вод, температуры которых были несколько выше, чем в современном Карском море. Спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы *Picea*, *Pinus*, *Betula*,

Alnus, спор *Polypodiaceae*, *Briales* отражают климат более теплый, чем современный, что обусловило продвижение таежной растительности к северу.

Согласно РСС в составе **ермаковского горизонта** выделяются хашгортские и ермаковские слои ледникового, водно-ледникового и озерно-ледникового генезиса. Основанием для этого послужило признание активной рельефо- и осадкообразующей роли зырянского ледникового покрова. Вместе с тем, некоторые исследователи [44] считают, что ледник не имел широкого распространения за пределами горного обрамления либо вообще льды не выходили на территорию равнины [87 и др.]. За отложения ледникового ряда принимаются разновозрастные осадки, залегающие на разных ступенях рельефа, а формы (камы, озы и др.) на самом деле имеют другой генезис (эрозионный, мерзлотный, тектонический).

В пределах листа ермаковский горизонт представлен морскими (m_3III), аллювиально-морскими (am_3III) и озерно-аллювиальными (la_3III) отложениями третьей террасы. Морские отложения (до 20, преимущественно не более 10 м) широко развиты на Ямале и севере Гыдана. Следует отметить их литологическую изменчивость от суглинков до песков. Пески глинистые, тонко-мелкозернистые, пылеватые, с редкими прослоями супесей и органики. Песчаный тип разреза характерен для восточного побережья Обской губы, где он маломощным (первые метры) плащом залегает на породах ямальского комплекса. Смешанный состав морских отложений распространен в бассейне Гыданской губы. Пески, супеси и суглинки (до 18 м) находятся в различных соотношениях, с преобладанием то одного, то другого компонента. В. А. Зубаков отмечает находки в отложениях третьих террас выскоарктического моллюска *Portlandia arctica*.

Аллювиально-морские отложения распространены на Тазовском и в центральной части Гыданского полуострова. Для них также характерна литологическая изменчивость.

Озерно-аллювиальная третья терраса развита в бассейнах Мессояхи и Енисея (выше устья Танама). В разрезе преобладают супесчаные и суглинистые отложения, подстилаемые песками с прослоями супесей и органического материала.

Палиноспектры тундрового типа, с преобладанием спор мхов и низким содержанием пыльцы, свидетельствуют о суровых климатических условиях.

Каргинский горизонт на территории представлен озерно-аллювиальными, аллювиально-морскими и аллювиальными отложениями второй террасы.

Аллювиальные отложения (a_2III) отмечаются в долинах большинства крупных рек района и имеют мощность 5—15 м. Представлены слоистыми песками, мелкозернистыми, с линзами аллохтонного торфа и маломощными прослоями супесей, обогащенных органикой; редко в разрезах — гравий и мелкая галька.

Озерно-аллювиальные отложения второй террасы (la_2III) незначительно распространены на левобережье Енисея и Енисейской губы и иногда по долинам их левых притоков. Они сложены супесями и песками мощностью до 12 м.

Аллювиально-морские отложения второй террасы (am_2III) (18—28 м абсолютной высоты) распространены на побережьях Обской, Гыданской и Тазовской губ, иногда заходя в долины рек Юрибей, Антипаеяха, Нурмаяха, Поеловаяха и др. Мощность их от 2 до 9 м (единично до 15 м). Как правило, они сложены песчаными литофациями с небольшими и маломощными

прослоями супесей, редко суглинков, иногда (северное побережье Тазовской губы) резко преобладают супеси. На п-ове Мамонта разрез террасы супесчано-суглинистый; по-видимому, здесь преобладают морские фации. Комплекс моллюсков и фораминифер из каргинских отложений по составу мало отличается от таковых из осадков более ранних трансгрессий. Вероятно, часть из них относится к отложениям, слагающим цоколь террасы. Спорово-пыльцевые комплексы характеризуют климат каргинского времени, как близкий к современному, причем наиболее благоприятным он был в его начале.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО—ГОЛОЦЕН

Аллювиально-морские отложения первой террасы ($am_1III—IV$) наиболее широко распространены на западном побережье Обской губы, где они почти нацело представлены песками тонко-мелкозернистыми, при мощности 6—10 м. На Гыданском и Тазовском полуостровах разрез (мощность до 15 м) изменяется от существенно песчаного до преимущественно суглинистого.

Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы ($a_1III—IV$) развиты в долинах большинства рек. Разрез террасы существенно песчаный, обычно преобладают пылеватые тонко- и мелкозернистые пески, выдержанные по простиранию, содержащие прослои и линзы среднезернистых песков, супесей, суглинков. Нередко отмечаются тонкие прослои растительного детрита и намывного торфа. Пески косо-, горизонтально- и волнистослоистые. Мощность обычно не превышает 15 м.

В долине р. Юрибей (Гыдан) в береговом обрыве первой надпойменной террасы был обнаружен (1979 г.) труп *Mammuthus primigenius* (Blum.), залегающий в нижней части аллювия на цоколе, представленном глинами ямальского комплекса. Радиоуглеродный анализ мягких тканей мамонта и кормовой массы желудка дал даты 9600 ± 300 и 9730 ± 100 , что указывает на существование Юрибейского мамонта в конце плейстоцена—начале голоцена. Е. И. Поляковой из отложений, облекающих тушу мамонта, определены пресноводные, в том числе речные и озерно-болотные комплексы диатомей.

ГОЛОЦЕН

Элювиальные отложения (eIV) развиты на площади незначительно — на вершинах Норильского плато на правобережье Енисея. Они представлены дресвой, щебнем и песками мощностью до 3 м.

Аллювиальные отложения пойменных террас (aIV) распространены по всем рекам района. На мелких реках и в верховьях крупных современный аллювий преимущественно песчаный; там, где водотоки врезаются в отложения, содержащие мегакласты, присутствуют гравий и галька, редко валуны. Вниз по течению увеличивается содержание тонкодисперсных отложений, в низовьях Юрибея, Поеловаяха и ряда других рек преобладают суглинки и супеси. Мощность аллювия от 2—4 до 30 м и более на Енисее.

Озерно-болотные отложения ($lbIV$) достаточно широко распространены как на высоких междуречьях, так и в речных долинах. В основном они приурочены к озерным котловинам и аласам и представлены поверхностными торфяниками мощностью до 3—5 м (иногда до 8 м) на Ямале и Тазов-

ском полуострове и 0,5—2,0 м в Усть-Енисейском районе. Торф плохоразложившийся, преимущественно осоковый, гипновый. Торфяники наряду с травянисто-мохово-кустарниковой растительностью содержат остатки древесной растительности (стволы лиственницы, ели, древовидной березы; шишки, семена и другие остатки). Современные ареалы древесной растительности находятся на сотни километров южнее. Торфяники иногда перекрыты маломощным слоем озерных илистых супесей и суглинков.

Формирование торфяников происходило в период климатического оптимума — 4500—9000 л. т. н., на что указывают многочисленные радиоуглеродные даты.

Морские отложения лайд и пляжа (mIV) развиты вдоль берегов Обского, Тазовского, Гыданского эстуариев. Лайда и пляж сложены обычно песками с прослоями супесей и, реже, суглинков. В нижней части разреза отмечаются включения гальки, гравия и растительного детрита. Повсеместно прослеживается горизонтальная слоистость. Мощность отложений на Ямале, в районе пос. Мыс Каменный, достигает 25 м.

В приустьевых частях долин крупных рек и на участках сближенных мелких рек значительные площади заняты аллювиально-морскими (эстуарные, лагунные) отложениями (amIV), представленными обычно переслаиванием песков, мелких супесей мощностью до 10 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На описываемой территории интрузивные образования обнажаются на правобережье Енисея в пределах западного склона Норильского плато. Большая их часть относится к гипабиссальной трапповой (базальт-долеритовой) формации поздней перми—раннего триаса, включающей базитовые интрузии нормального ряда, повышенной щелочности (субщелочные) и повышенной магнезиальности (пикродолеритовые и троктолит-долеритовые). Интрузии образуют силлы, реже пологосекущие тела и дайки, насыщающие разрез палеозойских и нижнетриасовых образований района. Преобладающая их часть содержится среди пород перми и нижнего триаса. Связь их с эксплозивно-эффузивными образованиями поздней перми и раннего триаса в ряде случаев очевидна.

Формирование трапповых интрузий на Сибирской платформе, по данным петрологов ВСЕГЕИ (М. Л. Лурье, 1960; М. Л. Лурье и др., 1962; В. Л. Масайтис, В. П. Леднева, 1979; и др.), многоэтапное — пять фаз внедрения: одна позднепермская и четыре раннетриасовых. В каждую из фаз образовались интрузии, различающиеся степенью дифференциации, особенностью минерального и химического состава, характером строения и залегания. На территории представлены не все типы раннетриасовых интрузий (табл. 7). На левобережье Енисея в низовьях Большой и Малой Хеты сходные с раннетриасовыми интрузии вскрыты скважинами нефтегазоразведочного бурения [26, 80].

Подчиненное положение занимают гранитоиды, обнажающиеся в Болгохотском штоке и в еще нескольких подобных интрузивах, не вскрытых эрозией. Они моложе раннего триаса, но верхний предел их возраста не установлен. Условно они индексируются как мезозойские.

ПОЗДНЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИИ

Позднепермские интрузии (**первая фаза внедрения**) представлены на территории ергалахским и пясинским типами, последний из которых распространен весьма ограниченно.

Ергалахский тип интрузий — субщелочные долериты, титан-авгитовые долериты ($\epsilon\beta P_2e$) обнажаются на междуречье Хантайки и Убойной, а также на Дудинке выше устья Южного Ергалаха. Слагающие его породы являются комагматами трахибазальтов и титан-авгитовых базальтов ивакинской свиты поздней перми. Ергалахские интрузии залегают в виде силлов, иногда образуют многоярусные тела. Они не дифференцированы или слабо дифференцированы.

Таблица 7

Распространенность трапповых интрузий различных типов в Приенисейском и Норильском районах

Фазы внедрения		Приенисейский район (западная часть Норильского плато)	Норильский район (плато Харалахское, Сыверминское, восточная часть Норильского)
I	поздняя пермь	Ергалахский	Ергалахский
II		Пясинский	Пясинский
III		Фокинский	Фокинский
IV		Огонерский (катангский)	Огонерский (катангский или амбаринский)
V	ранний триас	Моронговский (за пределами описываемой территории)	Моронговский
		Далдыканский	Норильско-Талнахский Зубовский Далдыканский Авамский

Наиболее крупной и хорошо изученной является интрузия Гряда Продольная на междуречье Хантайки и Убойной. Она представляет собой силл мощностью до 270 м близмеридионального простирания протяженностью около 30 км. Ширина выходов пород интрузии на поверхности от 1—1,5 км на севере до 3,5 км — на юге. Силл интрузирует породы загоринской свиты среднего ордовика и чамбинской — нижнего силура, участвует вместе с ними в строении Убойнинской синклинали.

Разрез интрузии Гряда Продольная по скв. 17 [117], снизу:

1. Микродолериты подошвы	м
2. Субщелочные долериты мелкозернистые с рассеянной вкрапленностью пирротина	1
3. Долериты титан-авгитовые мелко-среднезернистые с вкрапленностью титаномagnetита и сульфидов (до 5 %), в верхней части со шпиром (0,1—2 м в поперечнике) крупнозернистых и пегматоидных габбро-долеритов	9
4. Субщелочные долериты, аналогичные горизонту 2	24
5. Микродолериты кровли	23
	до 1

Мощность разреза 274 м.

Субщелочные долериты имеют бластоофитовую структуру и состоят из плагиоклаза, пироксена (титан-авгит), редких зерен оливина, вторичных (биотит, хлорит, уралит) и рудных (пирротин, ильменит) минералов. Аксессуары представлены апатитом, рутилом, сфеном.

Титан-авгитовые долериты характеризуются долеритовой и пойкилоофитовой структурами. Сложены (%): плагиоклазом (An_{37-45} — андезин) — 60—70, титан-авгитом — 25—30, оливином — 2—5 (редко до 8), рудными (титаномagnetит, сульфиды) — 2—5 и вторичными минералами (биотит, амфибол, агрегаты илдингсита—боулингита) — 5—10, апатитом — до 1. В единичных зернах отмечены кварц, калиевый полевой шпат.

Крупнозернистые титан-авгитовые габбро-долериты — это мезократовые породы с призматически-офитовой структурой. По составу они отличаются от титан-авгитовых долеритов присутствием кварца (до 2 %), карбоната среди вторичных минералов и увеличением содержания апатита (до 2 %).

Пегматоидные габбро-долериты — лейкократовые крупно-грубозернистые породы с пегматоидной структурой. Их состав (%): плагиоклаз (An_{27-35} — олигоклаз—андезин) — 75, титан-авгит — 10, оливин — 2, калиевый полевой шпат, кварц, микропегматит — 10, вторичные минералы (бурая роговая обманка, биотит, хлорит) — 3, апатит — 1.

Слабая дифференцированность интрузии выражена в неравномерном распределении оливина и наличии шпиров пегматоидных пород в ее верхней части.

В петрохимическом отношении сравнительно с обычными траппами породы ергалахского типа отличаются повышенными содержаниями (%): кремнезема — около 50, TiO_2 — свыше 3, P_2O_5 — до 1,8, Na_2O — до 3,65, K_2O — до 2,85. Они обеднены магнием и кальцием.

Зоны измененных пород в экзоконтактах интрузий ергалахского типа достигают 10 м: породы ороговикованы, содержат новообразования биотита, апофиллита, карбоната, пирита. Характерна пятнистая текстура с реликтами слоистости.

Пясинский тип интрузий — долериты, оливиновые долериты (BPr) распространены, по данным А. С. Варганова и др. [117], на левобережье Хантайки в нижнем течении. Интрузии образуют пологопадающие силлы небольшой (до 30 м) мощности. Наиболее полно изучена интрузия Озера Длинное, залегающая в отложениях нижнего силура. Интрузия вскрыта скв. 48, снизу:

1. Микродолериты гломеропорфировой структуры с оливином и плагиоклазом в порфировых выделениях	м
2. Долериты оливиносодержащие порфировидные (плагиоклаз, оливин)	1
	22

Мощность разреза 23 м.

Интрузия перекрыта четвертичными отложениями мощностью до 30 м. Эта и подобные ей интрузии отличаются как от субщелочных ергалахского типа, так и от интрузий нормального ряда, что позволяет выделить их в качестве самостоятельного типа. Характерно повышенное содержание в рассматриваемых долеритах SiO_2 — 51,6—52,3 %, K_2O — 1,21—1,33 % и пониженное TiO_2 — 1,03—1,06 %.

Микродолериты содержат (%): плагиоклаз двух генераций: вкрапленники An_{53-60} — лабрадор и в основной массе An_{44-47} — андезин — 60—70, клинопироксен — 15—20, оливин — 3—5, мезостазис с новообразованиями биотита — 10—15, рудный — 1—2. Вторичные минералы образованы по оливины — илдингсит—боулингит, тальк, по пироксену — хлорит, тремолит, по основной массе — хлорит, карбонат, амфибол.

В долеритах больше клинопироксена — 25—35 % и оливина (до 5 %), присутствует калиево-натриевый полевой шпат (1—2 %), в основной массе отмечены единичные зерна кварца. Вторичные минералы представлены илдингситом—боулингитом по оливины. Вокруг плагиоклаза наблюдаются оторочки пелитизированного калиевого полевого шпата.

Метасоматические преобразования вмещающих пород выражены в ороговиковании аргиллитов с появлением в них пренита, хлорита, карбоната, пирита, мраморизации и скарнировании известняков с новообразованиями эпидота, граната.

Раннетриасовые трапповые интрузии сформированы на территории во вторую (фокинский тип), третью (огонерский тип, отвечающий катангскому), четвертую (моронговский тип — за пределами описываемой территории) и пятую (далдыканский тип) фазы внедрения (табл. 7).

Принадлежность перечисленных интрузий к ассоциации траппов признается большинством исследователей магматизма Сибирской платформы (Магматические формации СССР, т. 1, 1979). Отнесение к данной ассоциации дифференцированных интрузий, содержащих в своем составе пикриты, пикродолериты, троктолиты (фокинский, моронговский, норильско-талнахский типы), иногда оспаривается. Так, Е. В. Туганова выделила норильско-талнахские интрузии в оливинит-габбровую формацию (1988, 1994), в становлении которой принимали участие как толеитовая, так и ультраосновная магма более глубокого происхождения. В работе ультрабазиты, входящие в подчиненном количестве в состав указанных выше интрузий, считаются продуктами дифференциации основной магмы.

Интрузии второй фазы внедрения. Фокинский тип интрузий включает пикриты, пикродолериты, троктолит-долериты, оливиновые габбро-долериты, кварцсодержащие габбро-долериты и долериты ($\omega = \text{qv}\beta\text{T}_1$). Они образуют единичные слабо дифференцированные тела на юго-востоке территории. О. А. Дюжиков [16] считает интрузии фокинского типа и пикробазальтовые лавы гудчихинской свиты комаматами, образовавшимися из единого расплава, не прошедшего докамерной дифференциации. По его мнению, они отвечают по составу ювенильному расплаву, излившемуся на поверхность и внедрившемуся в приповерхностные осадочные толщи.

Примером интрузий фокинского типа на территории является Нижнефокинская, вскрытая в разрезе по р. Фокина примерно в 8 км ниже устья Серебряной. Интрузия залегает в позднепалеозойских угленосных отложениях в виде пологосекущего пластообразного тела, достигающего мощности 135 м. Строение интрузии [16], сверху:

1. Габбро-долериты, габбро-пегматиты кварцсодержащие безоливиновые	м
2. Габбро-долериты оливиновые	20
3. Пикриты, пикродолериты и троктолит-долериты	3
	112

Мощность разреза 135 м.

В кровле и подошве интрузии — порфировидные долериты с оливинном (Fa_{12-16}) во вкрапленниках (до 15 %). В безоливиновых габбро-долеритах содержится кварц в сростании с калиевым полевым шпатом (до 8 %). В обогащенных оливинном горизонтах количество оливина составляет 25—30 % в троктолит-долеритах и 40—70 % в пикритах, пикродолеритах. Состав оливина варьирует от Fa_{22-28} до Fa_{13-19} . Клинопироксен имеет относительно устойчивый состав: $\text{En}_{49-53}\text{Wo}_{37-39}\text{Fs}_{9-13}$ с некоторым увеличением вниз по разрезу доли энстатитового компонента. Ортопироксен изменяется от Fs_{15} до Fs_{24} . Плагноклаз соответствует An_{60-80} . Характерно присутствие хромшпинели и хромсодержащего клинопироксена. Незначительные изменения состава породообразующих минералов свидетельствуют о слабом проявлении кристаллизационной дифференциации. Как считают В. В. Золотухин и Ю. Р. Васильев [27], расплав, поступивший в магматическую камеру, содержал определенное количество протокристаллов магнезиального оливина.

Магматиты Нижнефокинской интрузии характеризуются высокой магнезиальностью (среднее содержание MgO 18,49 %), повышенными количествами титана (TiO_2 в среднем 1,36 %) и хрома (Cr_2O_3 в среднем 0,27 %), пониженным содержанием глинозема [16]. Состав интрузии по сравнению с пикритами и пикробазальтами гудчихинской свиты (II фаза) более магнезиальный, что обусловлено формированием ее из гипербазит-базитового расплава, обогащенного протокристаллами магнезиального оливина.

Интрузии третьей фазы внедрения. Огонерский тип интрузий представлен габбро-долеритами, оливиновыми долеритами, кварцевыми габбро-долеритами и долеритами ($\text{v}\beta\text{T}_1\text{o}$). Эти интрузии являются наиболее распространенными на рассматриваемой территории. Они прослеживаются с левого берега Хантайки на ее водораздел с Убойной, далее в низовье Фокиной и на р. Ветка. Интрузии образуют мощные sill, пластовые и пологосекущие, часто многоярусные тела, небольшие штоки, дайки и секущие тела сложного строения. Вмещающие — породы практически всех систем палеозоя; за пределами района — также вулканогенные породы нижнего триаса. К последним, как правило, приурочены секущие тела, в том числе тела сложной морфологии, ступенчатые дайки. Мощности пластовых интрузий варьируют от десятков до нескольких сот метров, протяженность 10—15 км.

Слабая дифференциация, проявленная в мощных пластовых телах и sill, выражена присутствием в их кровле мелких шпиров, полосовидных обособлений и жил относительно лейкократовых габбро-долеритов с кварцем и гранофиром. Структуры пород пойкилоофитовая, офитовая, габбро-офитовая, интерсерпальная. Минеральный состав: плагноклаз (лабрадор—битовнит), клинопироксен ($\text{En}_{31-53}\text{Wo}_{37-40}\text{Fs}_{10-30}$), оливин (гиалосидерит—хризолит), титаномagnetит, ильменит, хлоритизированное стекло, сфен, апатит. Вторичные минералы представлены иддингситом—боулингом, хлоритом, актинолитом и пренином. В кварцевых габбро-долеритах и долеритах присутствуют кварц и микропегматит (до 14 %). По химическому составу магматиты интрузий огонерского типа отвечают среднему траппу Сибирской платформы. Контактные изменения вмещающих пород вблизи крупных интрузий проявлены слабым ороговикованием, реже скарнированием.

Недифференцированные и слабо дифференцированные интрузии огонерского типа имеют примерно равное распространение на площади.

Недифференцированная интрузия горы Столовая расположена на левом берегу Хантайки в 7 км ниже устья Тихой. В плане имеет очертания овала, вытянутого в северо-восточном направлении. Залегает согласно в известняках нижнего силура. Известняки в подошве интрузии мраморизованы на мощность около 10 м. Кровля интрузии эродирована, ее видимая мощность 20—30 м.

Разрез интрузии в ее северной части, по данным А. С. Варганова и др. [117], снизу:

1. Микродолериты	м
2. Долериты мелкозернистые оливинсодержащие с мелкогоршчатой текстурой	1
3. Долериты оливиновые мелко-среднезернистые горшчатой текстуры	9—10
	10—12

Мощность разреза 20—23 м.

Долериты содержат (%): плагноклаз An_{50-60} (лабрадор) — до 50, клинопироксен (авгит) — до 45, оливин (гиалосидерит Fa_{48}) — до 10, магнетит — до 2.

Мезостазис биотитизирован, амфиболизирован. Вторичные минералы представлены иддингситом—боулингом.

Слабодифференцированные интрузии характеризуются обогащением основания оливином с появлением в них троктолит-долеритов, образованием в кровле габбро-долеритов и шпиров пегматоидных разностей.

Галевская интрузия представляет собой полого падающее на северо-запад (10—15°) тело. Ее разрез, по данным А. С. Варганова и др. [117], снизу:

1. Контактные долериты.	м
2. Долериты оливинсодержащие.	1
3. Долериты оливиновые.	6—8
4. Габбро-долериты со шпиром пегматоидных разностей.	4—6
	3

Мощность разреза 14—18 м.

В подошве интрузии наблюдается мелкая вкрапленность пирротина и халькопирита.

Наиболее выражена дифференциация в Агапитовской пологосекущей интрузии, залегающей в отложениях среднего ордовика—нижнего силура и участвующей в строении Агапитовской синклинали. Протяженность ее около 15 км. Она почти полностью вскрыта скв. 47 непосредственно к югу от района [117].

Разрез интрузии по скв. 47, снизу:

1. Долериты оливинсодержащие мелкозернистые (вероятно, залегают вблизи подошвы).	м
2. Долериты оливиновые мелко-среднезернистые, среднегошчатые.	21
3. Долериты оливиновые мелко-среднезернистые, переходящие в троктолит-долериты.	40
4. Троктолит-долериты среднезернистые со шпиром (5 см) пегматоидного габбро-долерита.	40
5. Долериты оливиновые, аналогичные горизонту 2.	25
6. Долериты оливинсодержащие со шпиром и линзами кварцсодержащих долеритов и пегматоидных габбро-долеритов.	19
	41

Мощность разреза 186 м.

Разрез интрузии по коренным выходам наращивается на 20 м долеритами, аналогичными горизонту 6. В подошве интрузии (скв. 27) наблюдаются контактовые афанитовые долериты.

Долериты содержат плагиоклаз (андезин—лабрадор), клинопироксен, оливин, титаномагнетит (1—3 %). Вторичные изменения — хлоритизация, амфиболизация, по трещинкам — оталькование, постоянно присутствуют иддингсит и боулинит, серпентин — по оливину. В долеритах горизонта 6 по плагиоклазу развиты калиевый полевой шпат, сканолит, пелит, по пироксену — зеленая и бурая роговая обманка. Количество кварца достигает 2 %, микропегматита — 8 %, присутствуют апатит, циркон.

Интрузии пятой фазы внедрения представлены далдыканскими типом габбро-долеритов и долеритов ($v\beta T_1 d$). Они образуют пластовые и субпластовые, иногда многоярусные тела мощностью до 100—150 м и дайки. Интрузии этого типа распространены довольно широко. Они прослеживаются от района оз. Алексей на водоразделе Удойной и Убойной, на р. Убойная, на междуречье Тукуреевой и Фокиной, на р. Дудинка в районе впадения Южного Ергалаха, в верховьях Болгохтоха, где залегают среди девонских, каменноугольных, пермских отложений и триасовых вулканогенных образований.

К востоку от района установлено пересечение ими трапповых интрузий I—IV фаз внедрения.

Состав габбро-долеритов и долеритов (%): плагиоклаз — 35—50, клинопироксен — 30—35, оливин — 5—10, ортопироксен — до 5, рудные (магнетит, титаномагнетит, пирит) — до 5, акцессории (апатит, сфен, циркон) — до 0,5. Вторичные минералы представлены актинолитом, хлоритом, биотитом, пренином, карбонатами. Встречается кварц, редко — микропегматит. Вмещающие породы слабо ороговикованы в зоне до 10 м. По химическому составу отличаются от близких к ним огонерских интрузий повышенными содержаниями окислов железа, титана, фосфора.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

К мезозойским интрузиям (без уточнения по возрасту) отнесено малое тело гранитоидов на водоразделе Боганиды и Ямной (болгохтохский тип).

Болгохтохский тип интрузий — субщелочные граниты, граносиениты, гранодиориты, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры ($cy-\gamma d\beta MZ$) установлен на северо-западной окраине Сибирской платформы в 1965 г. при производстве буровых работ на Болгохтохской площади Южно-Пясиной нефтегазоразведочной экспедицией. Интрузия вскрыта скважиной непосредственно под четвертичными отложениями в интервале 101—491 м, нижний контакт ее не вскрыт. Интрузия залегает среди верхнесилурийских и нижнедевонских терригенно-карбонатных отложений, имеет форму штока с поперечником около 2 км на дочетвертичной поверхности. По вещественному составу, петрохимическим особенностям и контролю медно-молибденового оруденения она резко отличается от интрузивных образований трапповой ассоциации. По распространению валунов и обломков аналогичных интрузивных пород по северо-западному фазу Среднесибирского плоскогорья и по геофизическим данным можно предполагать существование других подобных интрузий.

Гранитоиды Болгохтохского массива впервые охарактеризованы М. З. Комаровой [34], изучались при ГДП масштаба 1 : 200 000 Норильской площади [116], сведения о них приведены в монографии «Геология и рудоносность Норильского района» [16].

Болгохтохская интрузия сложена субщелочными порфировидными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, граносиенитами, гранодиоритами, образующими переходы к гранит-порфирам, гранодиорит-порфирам и граносиенит-порфирам. Жильная фация интрузии представлена аплитами и лампрофирами. Для всех пород характерны проявления интенсивного вторичного окварцевания и фельдшпатизации.

Основные породообразующие минералы (%): кварц — 25—40, калиевый полевой шпат — 25—45, плагиоклаз — 15—30, биотит и роговая обманка — 3—10. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, монацит, ортит. Из вторичных минералов распространены пелит, серицит, хлорит.

Структура гранитоидов — порфировидная и порфировая. Во вкрапленках присутствуют калиевый полевой шпат (ортоклаз, реже микроклин), плагиоклаз (олигоклаз и андезин, иногда альбит), редко кварц. Структура основной массы — гранитовая, аллотриоморфнозернистая, участками гранобластовая. Плагиоклаз основной массы представлен, как правило, альбитом. Кварц распределен неравномерно, образуя гранобластовые скопления, прожилкообраз-

ные и порфиробластовые выделения. Роговая обманка образует идиоморфные призматические кристаллы, окрашена в зелено-бурые тона, замещается биотитом, хлоритом и карбонатом. Биотит обычно развит по плоскостям спайности в амфиболе, создавая вдоль них кучные и жилородоподобные скопления.

Для гранодиоритов характерно преобладание во вкрапленниках калиевого полевого шпата (ортоклаз) над плагиоклазом, в основной массе соотношение этих минералов обратное.

Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры содержат вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, реже роговой обманки и биотита, иногда сфена и апатита; все они располагаются в мелкокристаллической, иногда фельзитовой основной ткани, состоящей преимущественно из полевых шпатов и кварца. Порфировые выделения полевых шпатов имеют таблитчатый облик, при этом ортоклаз обычно содержит включения плагиоклаза. Вкрапленники кварца встречаются в кристаллографических формах, часто с оплавленными краями. Эти породы обычно приурочены к краевым частям интрузивного тела.

Всем породам массива свойственно окварцевание автометаморфического характера. В апикальной части оно охватывает вкрапленники и основную ткань породы. Новообразования кварца обрастают порфировидные и порфиоровые выделения плагиоклаза и ортоклаза, образуют микропрожилки, пересекающие основную ткань, включая вкрапленники кварца. Поздняя генерация кварца свойственна основной ткани породы. В краевых частях массива окварцевание проявляется по системам трещин, зонам дробления и брекчирования.

При вторичных изменениях ортоклаз замещается мусковитом и смесью мусковита с кальцитом, при катаклазе подвергается аргиллизации.

Жильная фация гранитоидов представлена аплитами и лампрофирами. Наблюдается пересечение долеритов раннего триаса жилами аплитов. Аплиты — лейкократовые породы с аллотриоморфнозернистой аплитовой, иногда порфировидной структурами, иногда имеют трахитоидный облик. Аплиты состоят из ортоклаза (65—80 %), альбита и альбит-олигоклаза (5—15 %), кварца (до 5 %), биотита (до 1 %). Среди акцессорных минералов наибольшие количества приходится на апатит и сфен. Как и все породы массива, аплиты окварцованы, фельдшпатизированы, мусковитизированы и аргиллитизированы. В них образуются гранобластовые агрегаты и прожилки кварца, мелкочешуйчатые скопления мусковита, гнезда кальцита, жилки тремолита, хлорита и сульфидов.

Лампрофиры представляют четыре группы: роговообманковые (вогезиты), биотитовые (минетты), роговообманково-биотитовые и пироксенсодержащие. Структура лампрофиров — призматическизернистая, аллотриоморфнозернистая. Состоят из преобладающих щелочных полевых шпатов (40—55 %), темнокрасных минералов (27—40 %), плагиоклаза (до 20 %), кварца (до 3 %). Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом и рудными. Ортоклаз наблюдается в аллотриоморфнозернистых агрегатах, слабо пелитизирован. Плагиоклаз представлен альбитом, олигоклаз-альбитом, андезином. Биотит образует пластинки густо-коричневого цвета. В минеттах он почти нацело замещен хлоритом. Роговая обманка встречается в виде удлиненно-призматических кристаллов, а моноклинный пироксен — в столбчато-призматических, иногда с каймой роговой обманки. Вторичные минералы — хлорит, серицит; первый образуется по биотиту и роговой обманке, второй — по плагиоклазу.

По петрохимическим данным болгохтохские гранитоиды несколько пересыщены глиноземом и обогащены щелочами (калий преобладает над натрием). Исследователи массива [16, 116] полагают, что пересыщение гранитоидов щелочами связано с поздней фельдшпатизацией. По данным спектрального анализа гранитоиды содержат лантан, ниобий и церий. Они обогащены титаном, цирконием, фосфором; в порфиловых разностях — молибденом, медью, свинцом, цинком, иногда — вольфрамом [16], что типично для интрузивов, несущих медно-молибденовое оруденение порфирового типа.

В экзоконтактовом ореоле Болгохтохского массива установлены кремнезем-глиноземистые, известковисто-магнезиальные роговики, мраморы. Первые возникли за счет аргиллитов зубовской свиты нижнего девона и граптолитовых сланцев чамбинской свиты нижнего силура. Представлены мусковит-хлорит-кварц-полевошпатовыми, кальцит-флогопит-пироксен-полевошпатовыми и биотит-полевошпатовыми разновидностями. Известково-магнезиальные роговики и мраморы образовались за счет известняков, доломитов и мергелей силура и нижнего девона. Роговики характеризуются пироксен-кальцитовым и серпентин-пироксен-кальцитовым составом; мраморы по составу кальцитовые, доломитовые, бруситовые, форстеритовые, диопсид-форстеритовые, часто со шпинелью. Известны проявления магнезиальных скарнов, обычно серпентинизированных. Последние, а также кварц-полевошпатовые, кварц-серицитовые и кварц-кальцит-хлоритовые (от ранних к поздним) метасоматиты связаны с постмагматическими процессами и образованы как за счет вмещающих пород, так и магматических пород эндоконтактов интрузии.

Рудная минерализация Болгохтохского медно-молибденового месторождения локализуется в метасоматитах: кварц-полевошпатовых — молибденит, халькопирит, иногда шеелит; кварц-серицитовых (березиты) — пирит, халькопирит, сфалерит и др.; кварц-кальцит-хлоритовых (пропилиты) — галенит, сфалерит, пирит, халькопирит. Для рудных зон, приуроченных к метасоматитам, характерна неравномерная концентрация полезных компонентов. Руды Болгохтохского месторождения содержат необычные для молибденита ассоциации: халькопирит-молибденит-миллеритовую и магнетит-молибденит-миллеритовую, что обусловлено наследованием геохимической специализации более ранних магматитов трапповой ассоциации [16].

Долериты в зонах контакта с породами Болгохтохского массива претерпели метасоматические преобразования и несут наложенное сульфидное оруденение. В базальтах надеждинской и моронговской свит нижнетриасового возраста установлены жилки кварца с тонкодисперсным молибденитом. По отношению к интрузивным траппам болгохтохские гранитоиды являются более поздними. Выделение их в самостоятельную фазу магматической деятельности признается всеми исследователями региона. Возраст гранитоидов можно считать послераннетриасовым. Немногочисленные данные радиологического возраста (лаборатория ВСЕГЕИ) противоречивы. Возраст по биотиту (K-Ar метод) — 183 ± 10 млн лет отвечает ранней юре, а по калиевому полевошпату — 244 млн лет — поздней перми. Магматические породы Болгохтохской интрузии датируются как мезозойские с известной долей условности. Породы ее аналогичны малым гранитоидным интрузиям хр. Бырранга [34].

ТЕКТОНИКА

Территорию листа почти полностью занимают структуры Западно-Сибирской плиты (геосинеклизы). Лишь на крайнем юго-востоке, на правобережье Енисея, распространены структуры Сибирской платформы (геоантеклизы — по В. С. Бочкареву). В строении последней принимают участие два структурно-вещественных комплекса: архейско-протерозойский складчато-кристаллический фундамент и вендско-палеозойский чехол. В составе Западно-Сибирской плиты в ее приарктической части выделяются гетерогенное протерозойско-палеозойское складчатое основание (фундамент) и мезозойско-кайнозойский чехол.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Сибирская платформа входит в исследуемую территорию своим крайним северо-западным окончанием. По характеру строения и истории геологического развития она относится к категории древних платформ. Границами ее являются протяженные, относительно прямолинейные зоны глубинных разломов.

Существуют две основные концепции о строении и истории становления фундамента платформы. Согласно первой (А. В. Пейве, Н. А. Штрейс и др.), он разбит на литосферные плиты (мегаблоки), ограниченные тектоническими швами. Различаются плиты со зрелой континентальной корой и плиты с реликтовыми признаками океанической коры. По мнению В. В. Богацкого, М. П. Гришина, Т. Н. Спжарского, В. С. Суркова, Д. В. Тальвирского и др., в фундаменте Сибирской платформы предполагается развитие складчатых систем раннеархейского, позднеархейского и раннепротерозойского, а по данным Н. С. Зайцева, Ю. А. Косыгина, А. Л. Яншина, Е. К. Ковригиной — также позднепротерозойского (рифейского) возраста. Рифейские структуры иногда выделяются в качестве самостоятельного — промежуточного структурно-вещественного комплекса. Несмотря на различия существующих воззрений, границы литосферных плит и складчатых систем фундамента в плане практически совпадают.

В данной работе Сибирская платформа рассматривается как эпирифейская (эпибайкальская), чехол которой начал формироваться с венды.

Образования фундамента в районе на поверхность не выходят, но вскрыты скважинами Дудинского профиля по Енисею под отложениями нижнего мела, где представлены смятыми в складки раннепротерозойскими филлитами (скв. 3) и рифейскими известняками (скважины 1 и 4) (А. Г. Бедин, А. М. Иванов, 1963). Раннепротерозойские и рифейские складчатые образования известны на поверхности южнее — в пределах Игарского и Туруханского

районов. Восточнее — на площади листа «Норильск» они вскрыты скважинами на р. Гремяка (приток Рыбной). Архейские (?) образования кристаллического фундамента (гранито-гнейсы, кварциты) установлены вблизи восточной границы территории на водоразделе Ергалаха и Чибичете в крупноглыбовых ксенотуфах Моронговского раннетриасового вулканического аппарата (Г. Д. Маслов, В. С. Нестеровский, 1961).

В пределах северо-западной части Сибирской платформы выделяется Норильский блок, являющийся частью Приенисейского мегаблока и ограниченный с запада Енисейским глубинным разломом. Поверхность Мохоровичича здесь по данным ГСЗ залегает на глубине 41—48 м, а поверхность фундамента — на отметках 8—10, иногда до 12 км. Мощность консолидированной коры составляет 34—38 км. В гравитационном поле блок представлен в большей своей части региональной линейно-выгнутой положительной аномалией средней интенсивности северо-восточного простирания. Западная часть блока сопровождается зоной повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести.

Северо-западная часть Сибирской платформы на поверхности непосредственно примыкает к структурам Ямало-Тазовской мегаинеклизы (Енисейско-Хатангский региональный прогиб на севере) и Внешнего пояса Западно-Сибирской плиты на западе. Здесь выделяется Туруханско-Норильская гряда (плакантиклинорий), представляющая собой сложнопостроенную меридионально вытянутую вдоль Енисея надпорядковую положительную структуру, выполненную отложениями рифея, венды и палеозоя, смятыми в сложную систему линейно-ориентированных и куполовидных складок, нарушенных многочисленными дизъюнктивами, среди которых установлены сбросы, взбросы и крутые надвиги, а также сдвиги продольной (северо-западно-северной) и поперечной ориентировки. Только в самой северной части ее отмечаются наложенные структуры, выполненные осадочно-вулканогенными отложениями верхов перми и нижнего триаса.

Туруханско-Норильская гряда погружается в западном и северо-западном направлениях под мезозойские отложения чехла Западно-Сибирской плиты и Енисейско-Хатангского регионального прогиба, что дает основание считать, что плита в своей восточной части заложилась на краевых структурах древней Сибирской платформы.

Изучение тектоники Туруханско-Норильской гряды принадлежит Н. Н. Урванцеву (1950—1961), С. П. Ситникову (1954), Т. Н. Спжарскому (1955, 1968), В. В. Хоментовскому (1960), М. А. Семихатову (1961), В. И. Драгунову (1960, 1964), В. С. Голубкову (1967—1969), И. П. Атласову и Я. И. Полькину (1969), Д. Б. Тальвирскому (1976), Н. С. Маличу (1987), Е. К. Ковригиной (1998). Итогом этих работ явилось представление о формировании в рифее Енисейской байкальской миогеосинклинали зонального строения (С. П. Ситников, В. В. Хоментовский, М. А. Семихатов) или авлакогена (Т. Н. Спжарский, В. И. Драгунов), являющихся продолжением к северу байкальской складчатой системы Енисейского кряжа.

В дальнейшем — в венде и палеозое становление чехла платформы в Приенисейской зоне связано с развитием ряда наложенных друг на друга прогибов близмеридиональной ориентировки. Вследствие этого чехол Сибирской платформы на территории представлен вендско-нижнепалеозойским (V—S), среднепалеозойским (D—C₁), верхнепалеозойским (C₂—P₂) структурными этажами. Верхнепермско-нижнетриасовый структурный этаж, образующий

Среднесибирскую вулканическую область, наложен на структуры платформенного чехла в процессе эпиплатформенной платобазальтовой активизации.

Вендско-нижнепалеозойский этаж представлен на поверхности вдоль Енисея в юго-западной части территории. Севернее (низовья Фокиной, Большой Авамской, Дудинки, бассейн Сухой Дудинки) он перекрыт меловыми отложениями чехла Западно-Сибирской плиты. В структурном отношении этаж принадлежит к Хантайско-Дудинскому линейному поднятию — крупному валу, расположенному в западной части Туруханско-Норильской гряды. Западное крыло его срезано серией близмеридиональных разломов из системы Енисейского линейamenta. Установленная протяженность этой структуры на территории (вместе с перекрытой частью) около 200 км. На севере она прослежена до зоны Енисейско-Гулинского разлома. Линейная структура вала нарушена в основном продольными и поперечными разломами, вдоль которых иногда наблюдаются осложняющие вал складки, как, например, антиклинали Медвежинская (у южной границы), Косареевская (среднее течение Убойной), Нижнедудинская.

Среднепалеозойский структурный этаж представлен на территории ограничено, в западной части среднепалеозойского Норильско-Харалахского прогиба, находящегося в большей своей части к востоку от территории. Линейные синклинали складки в западном борту прогиба — Удойнинская, Веткинская сопряжены с куполовидными брахиантиклиналями — Убойнинской, Фокинской, находящимися восточнее территории вблизи ее границы. Болгохтохская куполовидная антиклиналь данного этажа окаймлена нижнетриасовыми образованиями и частично перекрыта меловыми и четвертичными отложениями.

Среднепалеозойские структуры осложняют восточное крыло Хантайско-Дудинского вала. По отношению к нижнепалеозойским они являются наложенными, дискордантными, что установлено к востоку от района по смещению к северо-западу осевых частей отрицательных структур в Норильско-Вологодчанской части прогиба [106].

В результате инверсии на границе нижнего и среднего карбона Туруханско-Норильская гряда в основном была сформирована.

Верхнепалеозойский структурный этаж, представленный терригенными угленосными отложениями, в пределах района относится к западной части верхнепалеозойского Норильско-Харалахского прогиба, заложению которого предшествовала перестройка существовавшего ранее структурного плана. Структура этажа отличается от среднепалеозойской. Как установлено на смежной с востока территории по анализу мощностей отложений верхнего палеозоя, зона максимального прогибания смещена в пределах прогиба по отношению к среднепалеозойской структуре к югу — в бассейн Фокиной (Фокинская палеокотловина), а наиболее погруженные части в современной структуре — к северу [106].

Хорошо выраженной структурой этажа в районе является Дудинская брахиантиклиналь, в ядерной части которой выведен на поверхность среднепалеозойский этаж. Западная часть структуры перекрыта нижнемеловыми отложениями чехла Западно-Сибирской плиты.

Верхнепермско-нижнетриасовый структурный этаж относится к северо-западной части Среднесибирской вулканической области, наложенный характер которой на нижне-, средне- и верхнепалеозойские структуры краевой и центральной частей Сибирской платформы виден на смежной с востока терри-

тории [106]. В районе структурный этаж охватывает западные части Норильской депрессии и Вологодчанской котловины Норильско-Харалахского прогиба. Он так же, как и нижележащие структурные этажи, погружен под нижнемеловые отложения чехла Западно-Сибирской плиты, где западное крыло прогиба, по-видимому, сорвано разломами Енисейского линейamenta.

В краевой северо-западной части Сибирской платформы развита система разрывных нарушений, в которой представлены близмеридиональные, близширотные (восток-северо-восточные), северо-западные и дуговые разломы (рис. 3). Первые входят в систему Енисейского (22—22) линейamenta. С ними смыкаются, иногда идут субпараллельно или пересекают их под острым углом дуговые разломы — Дудинско-Соленинский (25—25), Дьягинско-Боганидский (26—26), Косареевский (27—27).

Восток-северо-восточные разрывные нарушения — Далдыканский, Фокинский (10—10), Хантайский (11—11) являются оперяющими по отношению к проходящему восточнее Норильско-Харалахскому разлому. Эти разрывы характеризуются наибольшей густотой проявления. Дизъюнктивы северо-западного направления — Сиговский (18—18) и др. менее выражены.

К разломам всех направлений приурочены многоярусные интрузивы и дайки трапповой формации.

По морфокинематическим особенностям разломы краевой части Сибирской платформы представляют собой сбросы, сбросо-сдвиги, взбросы, в отдельных случаях малоамплитудные надвиги. Величины смещений по сбросам и взбросам достигают нескольких сот метров. Большая часть разрывных нарушений Сибирской платформы продолжается в фундаменте Западно-Сибирской плиты.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Гетерогенное складчатое основание (фундамент). В построениях почти всех исследователей, занимавшихся изучением тектоники фундамента, практически не существует разногласий в отношении Внешнего пояса плиты, где он рассматривается как часть Приенисейской зоны байкалитид. Принципиальные расхождения возникают при выяснении строения глубоко погруженного фундамента ее Внутренней области. Так, одни исследователи (П. К. Куликов, М. Я. Рудкевич, Л. Л. Подсосова и др.) считают, что в строении фундамента северных районов преобладают блоки докембрийской консолидации земной коры; другие (В. С. Сурков, В. С. Бочкарев и др.) распространяют геосинклинально-складчатые комплексы палеозоя на всю территорию севера плиты, допуская тем самым только эпигерцинский возраст формирования платформенных структур.

Наряду с этим, В. С. Сурков в многочисленных работах (1981—1998) выдвигает предположение о наличии рифтовой системы в фундаменте плиты, входящей в состав Арктико-Североатлантической рифтовой мегасистемы. В пределах территории, по данным В. С. Суркова, прослеживаются северные части Колтогорско-Уренгойского и Худосейского грабен-рифтов, а также Худуттейский грабен-рифт. Для них характерны положительные гравитационные, интенсивные положительные и знакопеременные магнитные поля, уменьшенные мощности земной коры и некоторые другие геологические и геофизические признаки.

По мнению В. С. Бочкарева, геологический материал и, местами, данные сейсморазведки опровергают предположения В. С. Суркова. В. С. Бочкарев также считает, что реликтовая палеозойская составляющая потенциальных полей слабо выражена и большинство аномалий вызваны объектами мелового, иногда юрского или кайнозойского возраста.

Наиболее информативными для тектонического районирования являются данные глубокого бурения и сейсморазведки. На рассматриваемой территории пробурено около 20 скважин, крайне неравномерно вскрывших основание плиты. Половина из них тяготеет к Новопортовской площади, другая — к Усть-Енисейскому району (Малохетская, Долганская, Точинская, Семеновская площади). Данные МОВ ОГТ получены в основном в результате интерпретации региональных сейсмопрофилей с редкой сетью заложения.

В работе схема тектонического и структурно-фациального районирования фундамента плиты (рис. 3) построена преимущественно по материалам В. С. Бочкарева [111, 112], которые наиболее полно на сегодняшний день используют геолого-геофизические данные. Учены и построения В. С. Суркова: в частности, на схеме (рис. 3) Колтогорско-Уренгойский и Худосейский грабен-рифты показаны предположительно, так как в пределах последних на территории не пробурено ни одной скважины. Большинство же авторов в фундаменте здесь выделяют дизъюнктивные нарушения.

Рассматриваемая территория приурочена к наиболее прогнутой части Западно-Сибирской геосинеклизы. В ее пределах выделяются два типа геотектонических единиц: герцинский Арктический складчатый пояс и догерцинский Сибирский кратон, сложенный карелидами, байкалидами и салаиридами.

Байкалиды, как это установлено в обнаженной части по Енисею южнее территории (Туруханский и Игарский районы), консолидировались к началу венда (650 ± 20 млн лет назад). На рассматриваемой площади фрагмент вендско-палеозойского чехла Сибирской платформы установлен на левом берегу Енисея в области распространения мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты по скв. Точинская-11-Р. В ее разрезе вскрыты отложения верхнего кембрия, ордовика и силура. Это преимущественно морские терригенные и терригенно-карбонатные породы (аргиллиты, глинистые и доломитизированные известняки, мергели, доломиты и др.). В зоне байкалид, по данным Н. М. Чернышева [139], мощность консолидированной части коры составляет 26—38 км. Поверхность Мохоровичича на Ямале и западе Гыдана находится на глубинах 26—28 км, постепенно погружаясь к северо- и юго-востоку до 44—46 км. На левобережье Енисея фиксируются ее наибольшие погружения (до 48 км). В магнитном поле байкалиды характеризуются значениями ΔT_a , близкими к нулю.

В центральной части территории (бассейны верховьев Мессояхи, Танамы, Яры) В. С. Бочкаревым по сейсмическим данным выделен Няояхский срединный массив предположительно с карельским фундаментом, перекрытым рифейскими (?) дислоцированными образованиями. В магнитном поле массив характеризуется положительными значениями $\Delta T_a = 1—2$ мЭ. Для него характерно наиболее высокое положение (5,5—9,0 км) сейсмогоризонта «А». В. С. Сурков ранее выделял здесь Мессояхский горст, в общих чертах совпадающий с Няояхским массивом [88].

Салаириды (тагарины) консолидировались во второй половине кембрия (около 500 млн лет назад), а формирование на них чехла началось с верхнего кембрия или ордовика. На территории они слагают Антипаютинский блок,

располагающийся вдоль Тазовской губы и к северу от нее в пределах Гыданского полуострова [111]. Границы байкалид и салаирид очень сложные, определены по материалам сейсморазведки и при анализе потенциальных полей. Область салаирид отличается сложностью тектонического строения, что связано с выступами фундамента среди полей послекембрийского чехла.

На карте аномального магнитного поля (рис. 4) салаириды Антипаютинского блока выражены отрицательными значениями ΔT_a . Исключение составляют участки предполагаемого В. С. Сурковым Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта: здесь наблюдаются преимущественно положительные (до 10 мЭ) значения ΔT_a . Мощность консолидированной коры в зоне Антипаютинского блока [139] составляет 26—30 км.

Арктический складчатый пояс герцинской кратонизации выделен в основном по геофизическим данным. Структуры герцинид занимают восточную часть Ямала, п-ов Явай, север Гыданского и запад Тазовского полуостровов. В пределах пояса установлены Юрибейская, Новопортовская и Притаймырская структурно-фациальные зоны (рис. 3).

Юрибейская зона. Начиная со среднего ордовика, осадконакопление в ней проходило в эвгеосинклинальных условиях глубоководного бассейна и сопровождалось излияниями базальтовой магмы. В раннем силуре преобладали извержения центрального типа, сформировались породы контрастной базальт-риолитовой формации. Произошла смена тектонического режима от условий растяжения к условиям сжатия. Начиная с раннего живета, образуются комплексы эффузивов базальт-андезит-дацитового состава.

Новопортовская зона. Структура герцинид вскрыта несколькими скважинами на Новопортовском месторождении газа и газоконденсата. Она представляет собой антиклинорий сложного строения и смежный с ним с востока синклинорий. Разрез палеозоя здесь миеосинклинальный, вероятно, непрерывный, так как палеозойские фазы складчатости здесь не установлены. Кратонизация прошла без интенсивной гранитизации и завершилась в конце (?) раннего триаса. В ядре антиклинория (скв. 66) вскрыты докембрийские зеленые хлорит-серицитовые сланцы.

На других участках Новопортовской зоны по аналогии с Ямалом предполагается залегание потоков базальтов среди карбонатных пород девона.

Притаймырская зона, выявленная по сейсмическим данным, отвечает Предтаймырскому прогибу. По мнению В. С. Бочкарева, он выполнен верхнепалеозойскими толщами и, возможно, красноселькупской пермско-нижнетриасовой осадочно-вулканогенной серией. Прогиб выражается в магнитном поле преимущественно отрицательными значениями ΔT_a , и лишь на п-ове Мамонта, в границах предполагаемого грабен-рифта, отмечаются положительные (до 10 мЭ) аномалии.

Фундамент Западно-Сибирской плиты на территории так же, как и к югу от нее, пересечен многочисленными разрывными нарушениями диагональной и ортогональной систем, установленными по комплексным геолого-геофизическим данным и материалам дешифрирования космоснимков [156]. Часть из них затрагивает и нижние горизонты платформенного чехла. Главнейшие из этих разломов показаны на карте доплиоценовых образований и рис. 3.

Наиболее полно выражены в потенциальных полях и на космоснимках разломы диагональной системы, представленные нарушениями северо-восточной и северо-западной ориентировки. К первым относятся Сурияхинский (1—1), Сеяхинский (2—2), Гыдинский (3—3), Гыданско-Енисейский (4—4), Пяютах-

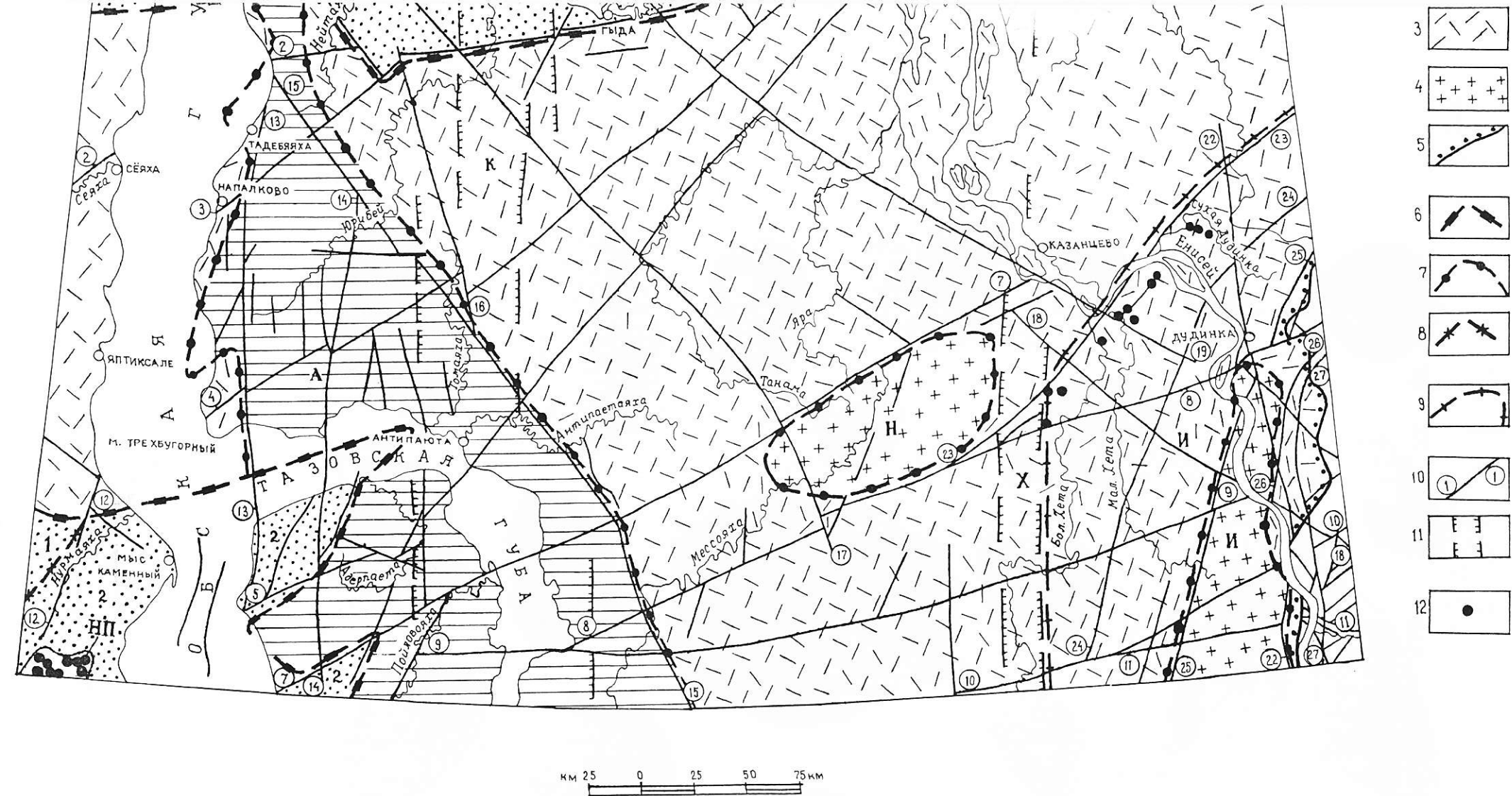
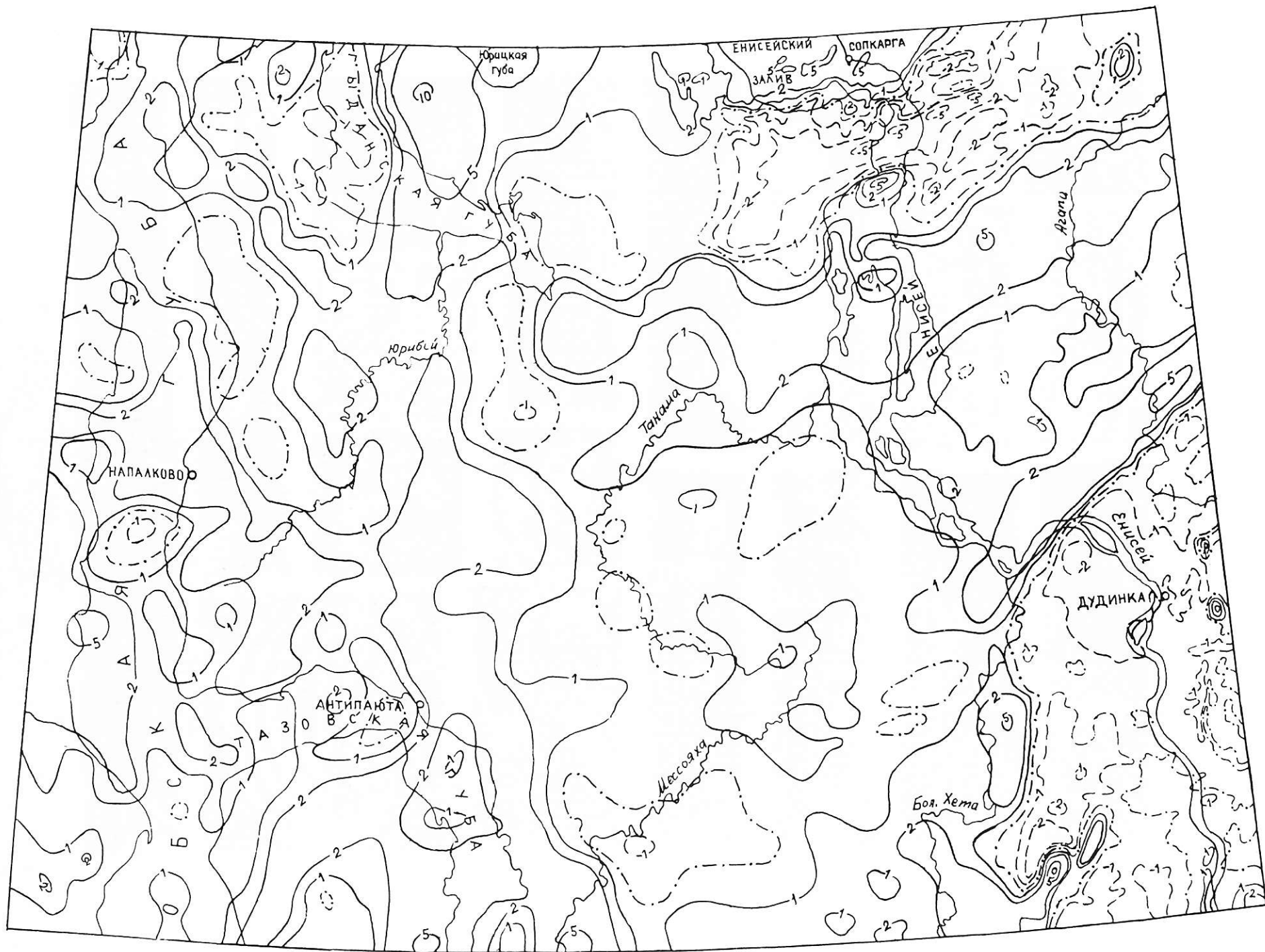
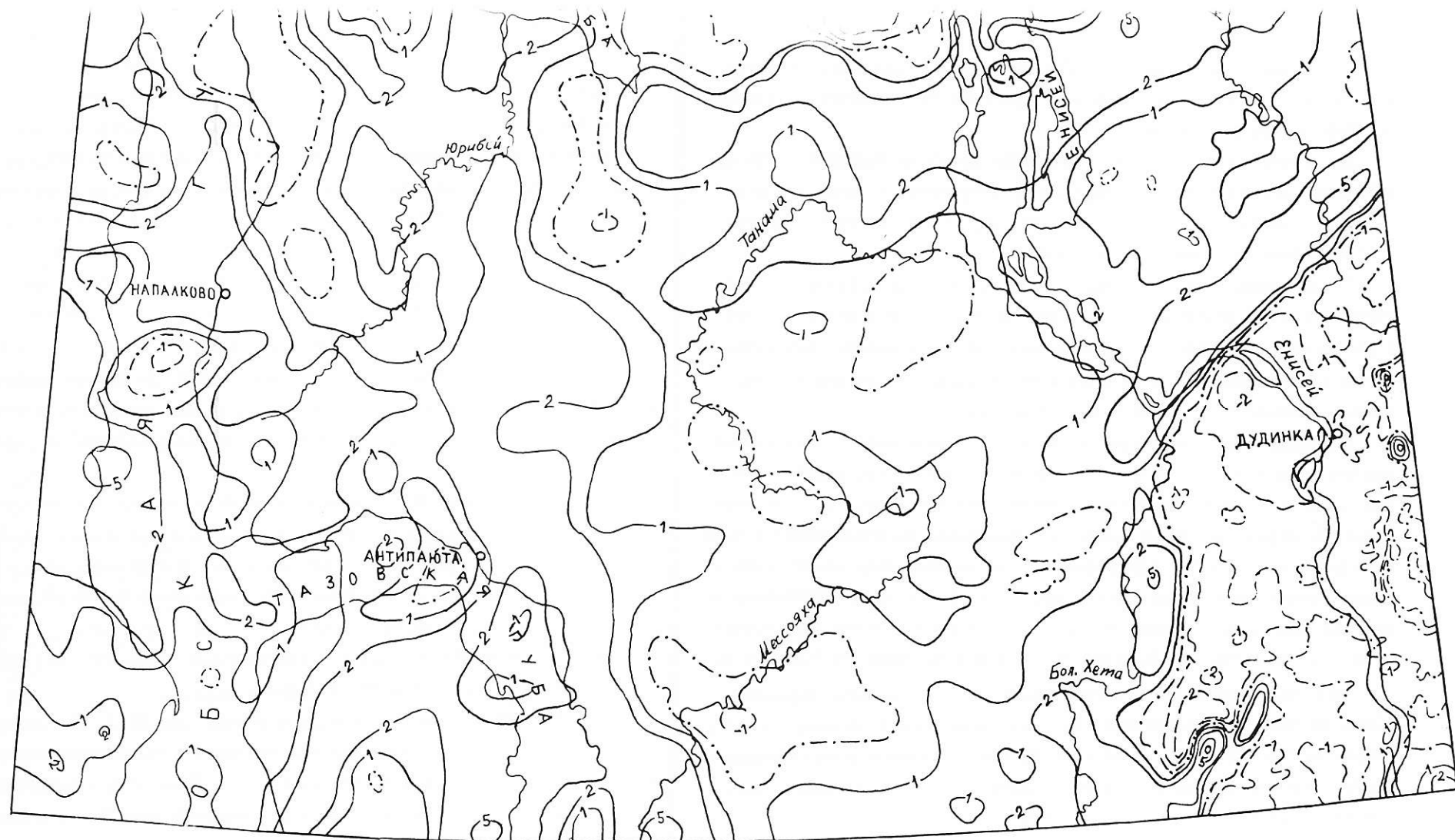


Рис. 3. Схема геотектонического и структурно-фациального районирования гетерогенного фундамента Западно-Сибирской плиты. Составили В. С. Бочкарев, В. Г. Лихотин, Я. Э. Файбусович.

1—4 — области кратонизации: 1 — герцинского периода — Арктический складчатый пояс (НП — Новопортовский выступ верхнепротерозойско-среднепалеозойского основания), 2 — салаирского периода (А — Антипалотинский блок), 3 — байкальского периода — Северо-Сибирская складчатая область, 4 — карельского периода (Н — Няояхский массив, И — Игарский массив); 5—8 — границы: 5 — распространения чехла Западно-Сибирской плиты, 6 — Сибирского кратона и Арктического складчатого пояса, 7 — областей кратонизации, 8 — структурно-фациальных зон герцинид (1 — Юрибейская, 2 — Новопортовская, 3 — Притаймырская); 9 — предполагаемая северо-западная граница распространения вендско-палеозойского чехла Сибирской платформы в фундаменте Западно-Сибирской плиты; 10 — главнейшие разломы и их номера: 1—1 — Сурыяхинский, 2—2 — Сеяхинский, 3—3 — Гыдинский, 4—4 — Гыданско-Енисейский, 5—5 — Пяютахский, 6—6 — Агапско-Горбитский, 7—7 — Няояхский, 8—8 — Енисейско-Тазовский, 9—9 — Большехетский, 10—10 — Фокинский, 11—11 — Хантайский, 12—12 — Нурмаяхинский, 13—13 — Гыданский, 14—14 — Сетияхинский, 15—15 — Мессояхский, 16—16 — Яротинский, 17—17 — Танамский, 18—18 — Сиговский, 19—19 — Долганский, 20—20 — Оленьеоостровский, 21—21 — Надыхинский, 22—22 — Енисейский, 23—23 — Енисейско-Хетский, 24—24 — Енисейско-Гулинский, 25—25 — Дудинско-Соленинский, 26—26 — Дьягинско-Боганидский, 27—27 — Косарецкий; 11 — раннемезозойские грабен-рифты [88] (К — Колтогорско-Уренгойский, Х — Худосейский); 12 — скважины, вскрывшие фундамент.





км 25 0 25 50 75 км



Рис. 4. Карта аномального магнитного поля. Изолинии $(\Delta T)_a$. Составили С. М. Кострикина, Р. М. Антонович.

Изолинии $(\Delta T)_a$ в мЭ: 1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — нулевые.

ский (5—5), Агапско-Горбитский (6—6), Няояхский (7—7), Енисейско-Тазовский (8—8), ко вторым — Мессояхский (15—15), Яротинский (16—16). Танамский (17—17), Долганский (19—19), Оленьостровский (20—20) и некоторые другие. По геофизическим данным и материалам дешифрирования космоснимков северо-восточные разломы смещаются северо-западными, что говорит о более позднем проявлении (или обновлении) последних.

Из разломов ортогональной системы полнее представлены близмеридиональные. Они приурочены к побережьям Обской губы на западе и Енисейской губы на востоке. В первом районе это Нурмаяхинский (12—12), Гыданский (13—13), Сетяхинский (14—14) разломы. Они здесь сопровождаются серией мелких разрывов близкой ориентировки, что свидетельствует о наиболее сильной нарушенности фундамента Антипаютинского блока. Во втором районе к данной системе относятся разломы Енисейского линеамента (22—22) и Надыхский (21—21).

Близширотные разломы тяготеют к южной части территории — Большехетский (9—9) и Хантайский (11—11). Они увязываются с разломами Сибирской платформы.

На востоке территории проявлены также дуговые разломы — Енисейско-Хетский (23—23), Енисейско-Гулинский (24—24), Дудинско-Соленинский (25—25), своей северо-восточной частью приуроченные к периферии Сибирской платформы, частично перекрытой мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты.

Морфокинематика разломов фундамента Западно-Сибирской плиты практически не изучена, величины смещений по ним в комплексе фундамента не оценены. Большая их часть, по-видимому, относится к сбросам и сбросо-сдвигам.

Мезозойско-кайнозойский чехол. Мезозойско-кайнозойские отложения образуют два структурных комплекса: триас-палеогеновый, отвечающий основному этапу платформенного развития территории, и плиоцен-четвертичный. Полагаем, что дислокации, фиксируемые по основным отражающим сейсмогоризонтам («Б», «Г»), созданы движениями в триасовый, юрский и последующие периоды. Характерной чертой тектонического строения северной части Западно-Сибирской геосинеклизы являются значительные перепады глубин залегания подошвы чехла, широкое распространение крупных контрастных структур, активное проявление новейших движений.

Исходным материалом для структурных построений и палеотектонических реконструкций служат данные глубокого бурения и материалы сейсморазведочных работ. При комплексной интерпретации последних выделены региональные (опорные) границы, отвечающие контактам между сериями и свитами, и детальные реперы, характеризующие разделы между свитами, подсвитами и пачками.

Наиболее надежным региональным репером является отражающий горизонт «Б», который, как правило, фиксирует кровлю битуминозных аргиллитов бажендовской свиты. Она отличается низкими значениями скорости распространения упругих волн, пониженной плотностью, высокими значениями кажущихся сопротивлений и повышенной естественной радиоактивности. Изогипсы по горизонту «Б» показаны на карте доплиоценовых образований на большей части охватываемой ею площади.

На участках отсутствия бажендовской свиты горизонт не прослеживается. На востоке территории он приурочен к кровле яновстанской свиты. Но регио-

нальное распространение в приенисейских районах по данным ПГО «Енисей-геофизика» имеет отражающий горизонт «П^Б» в кровле средней юры. Он и показан на карте доплиоценовых образований на северо-востоке территории.

Горизонт «М» прослеживается достаточно уверенно лишь в зонах распространения нейтинской пачки (нижний апт), на остальной территории его выделение весьма условно. Составление структурных карт по нему не проводится с начала 80-х годов.

Достаточно надежно выделяется региональный горизонт «Г», соответствующий разделу песчаной толщи сеномана (маррессалинская, покурская свиты) и глин кузнецовской свиты турона. Менее уверенно горизонт прослеживается в восточной части территории, что обусловлено малой мощностью дорожковской свиты (аналог кузнецовской), разделяющей послетуронскую и сеноманскую песчаные толщи.

За основу тектонической схемы мезозойско-кайнозойского чехла принята карта, составленная Г. К. Боярских [113], а для Усть-Енисейского района учетны построения Д. П. Куликова (1989). В пределах территории выделяются две субрегиональные структуры: Ямало-Тазовская мегасинеклиза — I и Внешний пояс (мегамоноклиза) — II (рис. 5).

Ямало-Тазовская мегасинеклиза в пределах рассматриваемой площади включает пять надпорядковых структур: Ямало-Гыданскую мегаседловину, Енисейско-Хатангский региональный прогиб (желоб), Мессояхско-Антипаютинскую зону линейных структур, Южно-Ямальскую моноклизу, Надымско-Тазовскую синеклизу.

Ямало-Гыданская мегаседловина (I_1) представляет собой сложную мозаику линейных элементов, среди которых на севере откартированы средние и малые структуры первого порядка и несколько крупных — второго порядка. Наиболее контрастными положительными структурами второго порядка являются Геофизический мегавал (XIII), осложненный одноименным куполовидным поднятием Гыданский малый свод (VIII) и Северо-Гыданский выступ (IV). Последний состоит из ряда куполов, ориентированных в северо-восточном направлении, в их пределах кровля верхней юры (горизонт «Б») фиксируется на отметках 3,0—3,2 км. Из отрицательных структур этого же порядка следует отметить Тиутейский крупный прогиб (X), Тадибеяхинский мегапрогиб (VII), Западно-Преображенский крупный прогиб (II), с отметками кровли верхней юры около 4,0 км. Две последние из них тяготеют к акватории Обской губы. По более высоким горизонтам отмечается выполаживание структур, локально происходит слияние положительных и отрицательных элементов. Замкнутыми по горизонту «Г» остаются лишь некоторые структуры второго порядка — такие как Зеленомысовский структурный мыс (4), Геофизическое куполовидное поднятие (24), Северо-Сеяхинский малый вал (19) и др. Амплитуда их не превышает 50 м.

Енисейско-Хатангский региональный прогиб (I_2) занимает северо-восточную часть листа. Юрско-меловой чехол имеет ритмично слоистое строение, которое подчеркивает его довольно сложную складчатую структуру. К осевой части тяготеет зона линейных высокоамплитудных валлообразных поднятий восток-северо-восточной ориентировки. Линейные структуры регионального прогиба образуют четыре крупные структуры первого порядка. Это Среднепясинская мегамоноклиаль (I_2^1), Рассохинско-Балахнинский пояс мегавалов (I_2^2), Устьенисейско-Агапский (I_2^3) и Пясинско-Жданихинский (I_2^4) пояса прогибов.

Среднепясинская мегамоноклиаль (I_2^1) является северным бортом прогиба. По кровле тюменской свиты она отрисовывается изогипсами от —1,7 до

—3,4 км, по горизонту «Г» от —0,1 до —0,7 км. К юго-западной ее части приурочены структуры второго порядка: Северо-Гыданское КП (27), Нявуяхский структурный мыс (28) и незамкнутый Соллатинский малый вал (29). Выраженные по горизонту «Б» мелкие поднятия (в основном у подножия мегамоноклинали) по более молодым горизонтам не прослеживаются.

К югу от Среднепясинской мегамоноклинали выделяется наиболее погруженная часть желоба — Устьенисейско-Агапский пояс прогибов (I_2^2). Кровля верхней юры здесь залегает на отметках —4,0 км, а кровля сеномана (горизонт «Г») —0,9 км. Юго-восточнее прослеживается Рассохинско-Балахнинский пояс мегавалов (I_2^3), представляющий собой узкую линейную положительную структуру большой амплитуды с крутыми уступообразными крыльями.

Пясинско-Жданихинский пояс прогибов (I_2^4) в плане отвечает очень узкой (до 25 км) зоне депрессии, где кровля тюменской свиты в ее наиболее погруженной части фиксируется на глубинах от —3,6 до —3,8 км.

Южнее Ямало-Гыданской мегаседловины и Енисейско-Хатангского регионального прогиба выделена надпорядковая структура Мессояхско-Антипаютинская зона линейных структур (I_3). Она включает Сеяхинско-Антипаютинский пояс впадин (I_3^1) и Мессояхский пояс мегавалов (I_3^2). Термин «пояс» для первого из них применен условно, лучше говорить о системе впадин. Положение горизонта «Б» изменяется от —3,4—3,7 км в Сеяхинской котловине (XXII) до —4,0 км на юго-востоке Антипаютинской впадины (XXIII).

Мессояхский пояс состоит из Нижнемессояхского (XXV) и Усть-Портовского (XXVI) мегавалов. Нижнемессояхский мегавал протягивается с запада на восток на 320 км, при ширине 50—75 км. В его пределах отмечено несколько контрастных структур (рис. 5). Так, по кровле тюменской свиты амплитуда Среднемессояхского вала по северному и южному склону составляет 1200 м. Такой высокоамплитудной структуры нет ни в одном районе Западно-Сибирской плиты. Достаточно контрастно он выглядит и по кровле сеномана (амплитуда около 400 м). На гребне Среднемессояхского вала кровля средней юры (келловей) залегает на глубине 2,3 км. Данные бурения и сейсморазведки допускают, что от крыльев к куполу структуры верхнеюрские отложения срезаны эрозией. Стратиграфическое несогласие предполагается также на границе валанжина и готерива [140]. По-видимому, в формировании Среднемессояхского вала ведущая роль принадлежит активному воздыманию на рубеже юры и мела, а также в конце валанжина.

В пределах Усть-Портовского мегавала, ширина которого достигает 30—40 км, кровля тюменской свиты погружается от отметок —0,9—1,0 км в осевой части до —2,8 км на периферии. Его центральная часть — Малохетский малый вал (60) осложнена разрывными нарушениями с амплитудой по юрским отложениям в 400—800 м. В становлении мегавала М. Я. Рудкевич выделяет две фазы: новокиммерийскую (на границе юры и мела) и альпийскую [76].

Небольшой фрагмент Южно-Ямальской моноклизы (I_4) картируется в юго-западной части площади. Здесь выделяются Юрибейская моноклинал (XXVII) и Южно-Ямальский мегавал (XXVIII), осложненный северным крылом Ново-портовского КП (64). Для последнего характерны значительные амплитуды — по горизонту «Б» они составляют более 500 м, а по горизонту «Г» более 200 м.

Надымско-Тазовская синеклиза (I_5) отличается значительной расчлененностью. Осложняющие синеклизу структуры представлены серией субширотных впадин, в которых кровля тюменской свиты установлена на отметках от —4,1 до —4,7 км. Медвежье-Ямбургский пояс мегавалов (I_5^1) представлен

высокоамплитудными структурами. Наиболее контрастным рельефом характеризуется Ямбургский мегавал с амплитудой 200—300 м, сохраняющейся от верхней юры до кровли сеномана. В пределах пояса мегавалов выделяется Ямбургское КП (69). Оно относится к структурам палеозойского заложения [111] и характеризуется интенсивным устойчивым ростом по палеоцен включительно.

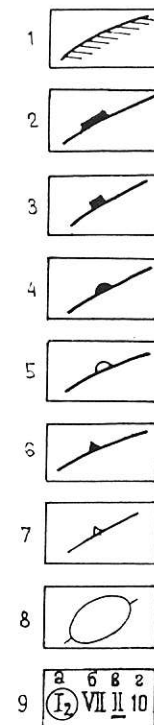
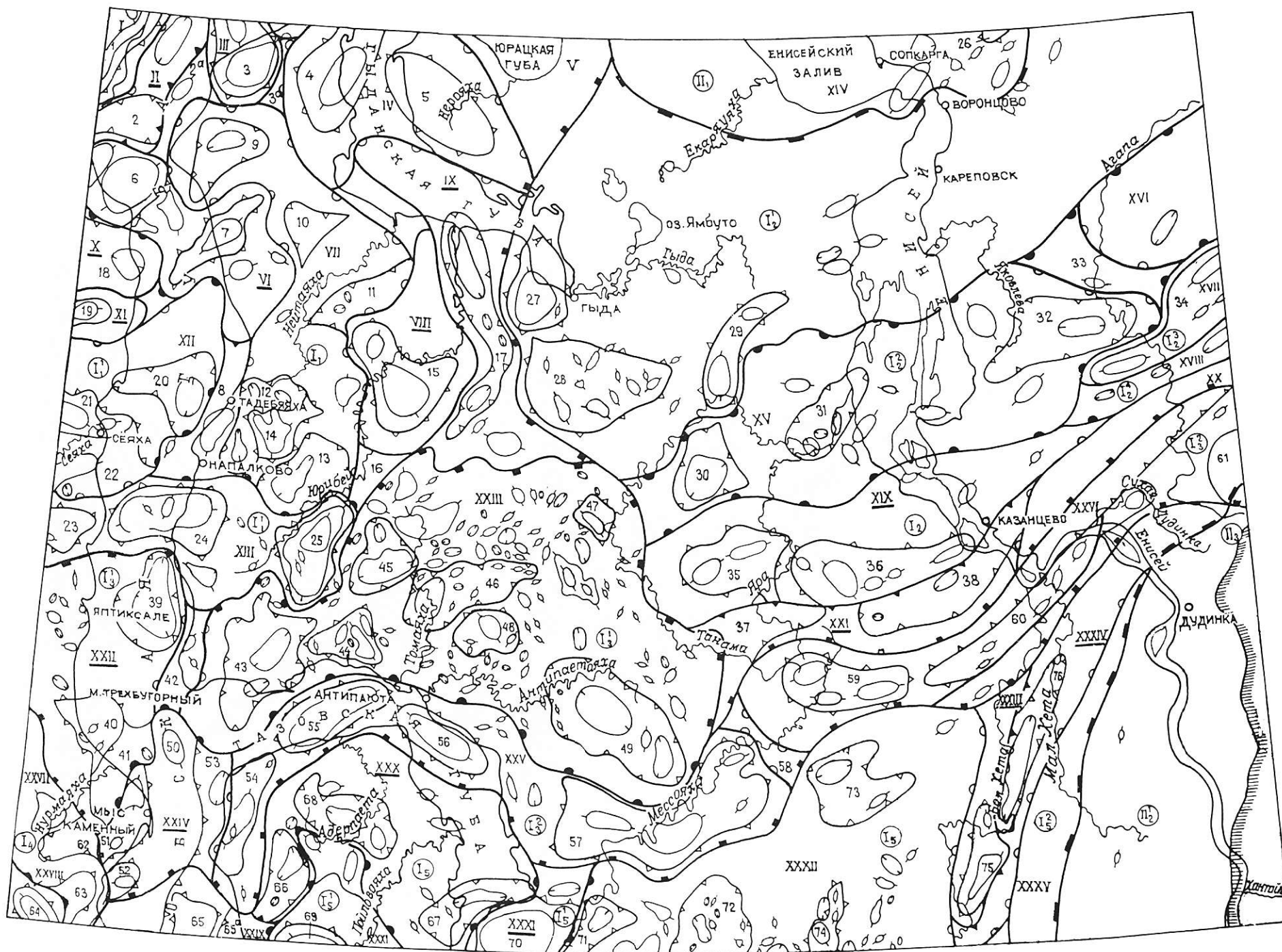
К северо-восточной, наиболее погруженной части синеклизы, приурочены Большехетская впадина (XXXII), на наиболее прогнутых участках которой кровля верхней юры фиксируется на отметке —4,7 км. На восточном замыкании Надымско-Тазовской синеклизы выделяется узкой полосой Маковско-Артютинский пояс моноклиналей (I_5^2). Перепад кровли тюменской свиты здесь составляет по направлению к центру синеклизы около 900 м, а по кровле покурской — около 400 м.

Из надпорядковых структур Внешнего пояса плиты на территории выделяются фрагменты Притаймырской (II_1), Приенисейской (II_2) и Северо-Сибирской (II_3) моноклиз, отличающихся по строению от структур внутренних районов плиты. Отличия заключаются в общем моноклиальном залегании пород при наклоне их к центру осадочного бассейна, преобладании здесь однокрылых и полужамкнутых структур различного порядка, слабом проявлении всех структур в верхних горизонтах разреза и последовательном сокращении платформенного чехла вплоть до полного его выклинивания на лево- и правобережье Енисея. Подошва платформенного чехла картируется в восточных районах по изогипсам —2,0—2,5 км. Она постепенно поднимается к Таймырскому выступу и Сибирской платформе до —1,5—0,5 км.

Неотектоника района изучена слабо, так как верхняя часть разреза платформенного чехла при нефтегазопонисковых работах не изучалась ни бурением, ни геофизикой, а выполненные геологические и геокриологические съемки захватывали в основном лишь верхнюю часть рельефообразующих отложений. Вместе с тем, тектонической интерпретации имеющихся скудных данных по данной площади помогает использование материалов по лучше изученным сопредельным с юга территориям и региональные исследования этого плана.

В кайнозойской истории севера Западно-Сибирской плиты можно выделить несколько этапов.

В течение палеоцена—эоцена, возможно и начала олигоцена, продолжалось умеренное погружение большей части плиты в условиях расширяющейся морской трансгрессии. В олигоцене—раннем миоцене преобладало общее погружение территории, но уже в условиях континентального режима и накопления озерно-аллювиальных и аллювиальных (впоследствии размытых) отложений и оживления восходящих движений в обрамлении. Позднемиоцен-четвертичный этап характеризуется относительно резким оживлением дифференцированных движений на фоне крупных тектоно-эвстатических колебаний уровня океана, приводивших к чередованию трансгрессий и регрессий ледовитого Арктического бассейна в пределы Западно-Сибирской равнины. Характерны четкая ритмичность и импульсность позднекайнозойского тектонического процесса, отраженные в строении новейшего комплекса. Как показывает анализ материалов в целом по плите, интенсивные импульсы проявились в среднем миоцене и на рубеже миоцена—плиоцена (предьямальское время). Предьямальский (как и последующие) импульс оживления тектонических движений предшествовал и сопутствовал этапу формирования глубоких эрозионных врезов, обусловленных тектоно-эвстатическим понижением уровня



км 25 0 25 50 75 км

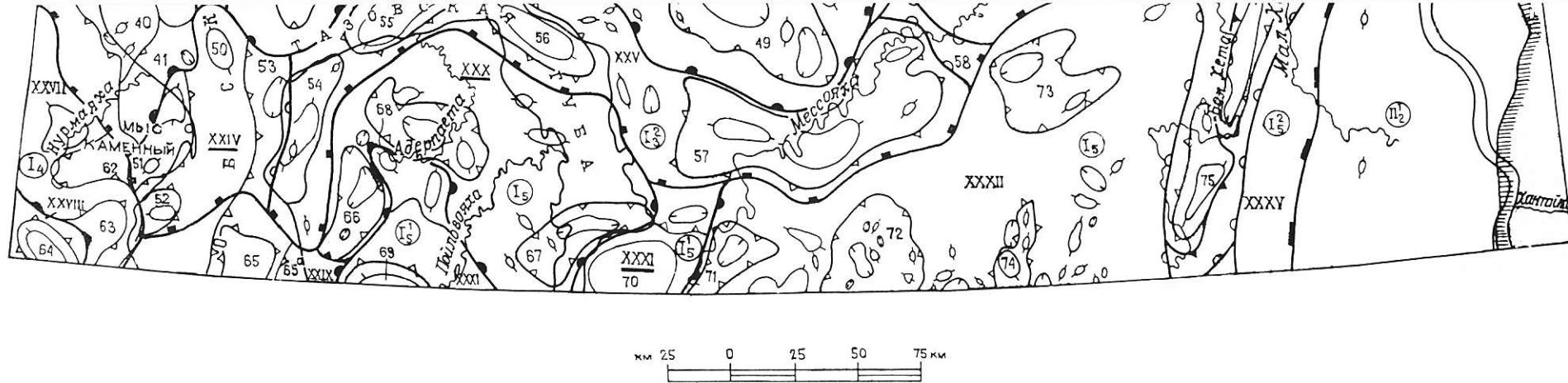
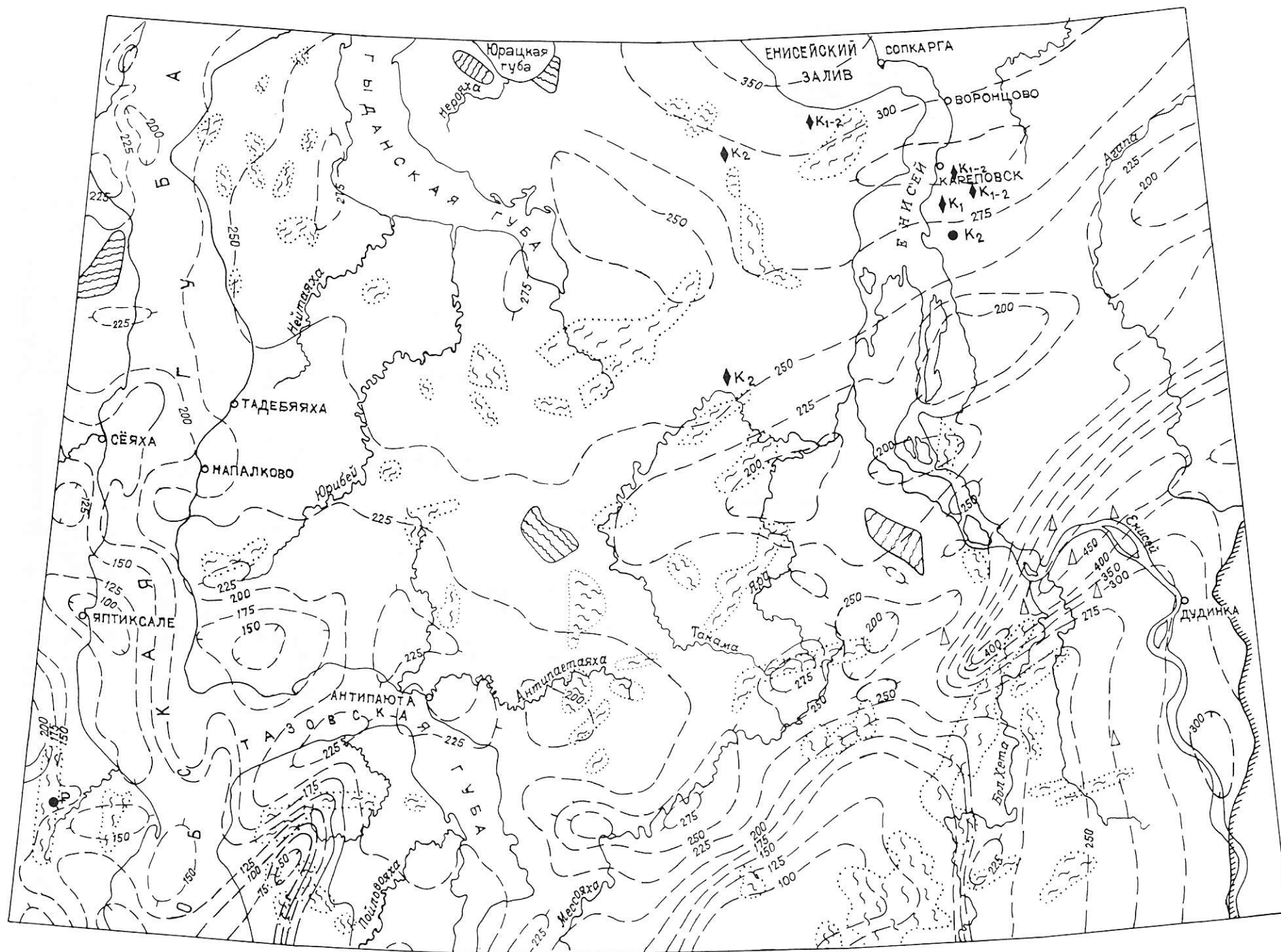
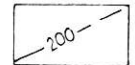
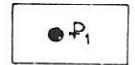
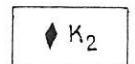
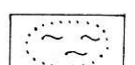
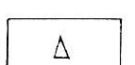


Рис. 5. Тектоническая схема мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы. Составил В. Г. Лихотин по материалам Г. К. Боярских.

1 — граница Западно-Сибирской геосинеклизы, 2—8 — контуры структур: 2 — субрегиональных (Внешнего пояса, мегасинеклиз), 3 — надпорядковых (синеклиз, моноклиз и др.), 4 — I порядка — крупных (поясов мегавалов, мегапрогибов, моноклиналей и др.), 5 — I порядка — средних и малых (сводов, мегавалов, впадин, мегапрогибов, моноклиналей и др.), 6 — II порядка — крупных (валов, прогибов, малых впадин, моноклиналей и др.), 7 — II порядка — средних и малых (малых валов, прогибов, куполовидных поднятий, седловин и др.), 8 — III—IV порядков — локальных поднятий, депрессий, структурных носов и др.; 9 — нумерация структур: а — субрегиональные, надпорядковые, I порядка крупные, б — I порядка средние и малые; в—г — II порядка (а — крупные, г — средние и малые).

Субрегиональные (цифры в кружках): I — Ямало-Тазовская мегасинеклиза, II — Внешний пояс плиты; надпорядковые: I₁ — Ямало-Гыданская мегаседловина, I₂ — Енисейско-Хатангский региональный прогиб (желоб), I₃ — Мессояхско-Антипаютинская зона линейных структур, I₄ — Южно-Ямальная моноклиза, I₅ — Надымско-Тазовская синеклиза, II₁ — Притаймырская моноклиза, II₂ — Приенисейская моноклиза, II₃ — Северо-Сибирская моноклиза; I порядка — крупных: I₁¹ — Среднеямальская зона линейных структур, I₂¹ — Среднеякутская мегамоноклиналь, I₂² — Устьенисейско-Агапский пояс мегапрогибов, I₂³ — Рассохинско-Балахнинский пояс мегавалов, I₂⁴ — Пясинско-Жданихинский пояс мегапрогибов, I₃¹ — Сеяхинско-Антипаютинский пояс впадин, I₃² — Мессояхский пояс мегавалов, I₃³ — Медвежье-Ямбургский пояс мегавалов, I₃⁴ — Маковского-Артютинский пояс моноклиналей, II₂¹ — Пакулихинская мегамоноклиналь; I порядка — средних и малых: I — Северо-Ямальский сложный мегавал, II — Преображенский мегавал, IV — Северо-Гыданский выступ, V — Юракская моноклиналь, VII — Тадибеяхинский мегапрогиб, XII — Северо-Сеяхинская впадина, XIII — Геофизический мегавал, XIV — Таймырский выступ, XV — Усть-Енисейский мегапрогиб, XVI — Агапско-Туровский мегапрогиб, XVII — Рассохинский мегавал, XVIII — Дудыптинско-Жданихинский мегапрогиб, XX — Верхнеякутская моноклиналь, XXIII — Антипаютинская впадина, XXV — Нижнемессояхский мегавал, XXVI — Усть-Портковский мегавал, XXVII — Юрибейская моноклиналь, XXVIII — Южно-Ямальский мегавал, XXIX — Парусный мегапрогиб, XXXII — Большехэтская (Пендомояхская) впадина, XXXV — Маковская моноклиналь; II порядка — крупных: II — Западно-Преображенский крупный прогиб, III — Преображенский крупный вал, VI — Поруйский крупный вал, VIII — Гыданский малый свод, IX — Восточно-Гыданский крупный прогиб, X — Тиутейский крупный прогиб, XI — Центрально-Ямальский крупный вал, XIX — Танамский крупный вал, XXI — Южно-Паютинский крупный прогиб, XXII — Сеяхинская котловина, XXIV — Каменномысская мезоседловина, XXX — Западно-Большехэтский крупный прогиб, XXXI — Юрхаровско-Находкинская мезоседловина, XXXIII — Сузунский крупный вал, XXXIV — Долганский крупный прогиб; II порядка — средних и малых: 1 — Северо-Тамбейский малый вал, 2 — без названия малая котловина, 2а — без названия седловина, 3 — Штормовой крупный купол, 3а — без названия седловина, 4 — Зеленомысовский структурный мыс, 5 — без названия куполовидное поднятие (КП), 6 — Южно-Тамбейское КП, 7 — Пэкседский малый вал, 8 — Новолунная седловина, 9 — Хортыхинская малая котловина, 10 — Восточно-Пэкседский структурный залив, 11 — Тадибеяхинский малый прогиб, 12 — Восточно-Новолунный малый прогиб, 13 — без названия малая котловина, 14 — Быстрицкий структурный мыс, 15 — Гыданское КП, 16 — без названия седловина, 17 — Нижнеюрибейский малый прогиб, 18 — Средневузкая малая котловина, 19 — Северо-Сеяхинский малый вал, 20 — Беломысская малая котловина, 21 — Западно-Сеяхинский малый вал, 22 — без названия малая котловина, 23 — Восточно-Арктический структурный мыс, 24 — Геофизическое КП, 25 — Южно-Гыданское КП, 26 — Алфеевский структурный мыс, 27 — Северо-Гыданское КП, 28 — Нявуяхинский структурный мыс, 29 — Солпатинский малый вал, 30 — Большепякояхинский структурный залив, 31 — Западно-Носковская малая котловина, 32 — Восточно-Носковская малая котловина, 33 — Кубинская седловина, 34 — Верхнекубинский малый вал, 35 — Паютский структурный мыс, 36 — Турковский малый вал, 37 — Верхнетанамский малый прогиб, 38 — Южно-Турковский малый прогиб, 39 — Ябтыксалинская малая котловина, 40 — Нижнеурмояхинский структурный мыс, 41 — Восточно-Нурмояхинский малый прогиб, 42 — Западно-Антипаютинская седловина, 43 — Чугоряхинский малый прогиб, 44 — Луиное КП, 45 — Сыдыяхинская малая котловина, 46 — Сопочный прогиб, 47 — Северо-Танамское КП, 48 — Глубинное КП, 49 — Воркутояхинский малый прогиб, 50 — без названия структурный мыс, 51 — Западно-Каменномысский малый вал, 52 — Каменномысский структурный мыс, 53 — Восточно-Каменномысский малый прогиб, 54 — Парусный малый вал, 55 — Адер-Паютинский малый вал, 56 — Антипаютинский малый вал, 57 — Среднемессояхский малый вал, 58 — Харвутахская седловина, 59 — Соленинский малый вал, 60 — Малохетский малый вал, 61 — без названия структурный мыс, 62 — без названия малый прогиб, 63 — Восточно-Новопортковский структурный мыс, 64 — Новопортковское КП, 65 — без названия структурный мыс, 65а — Парусный малый прогиб, 66 — Верхнехотанский малый прогиб, 67 — Лымберасейский малый прогиб, 68 — без названия малая котловина, 69 — Ямбургское КП, 70 — Находкинское КП, 71 — Мономьяхинская малая котловина, 72 — Верхнеиндикьяхинская малая котловина, 73 — Секутаяхинская малая котловина, 74 — Янгусский малый вал, 75 — Сузунский малый вал, 76 — Долганский малый прогиб.



- 1  200
- 2  Р₁
- 3  К₂
- 4 
- 5 
- 6 
- 7  Δ

Полярного бассейна не менее чем на 300 м по отношению к современному. От плиоцена к голоцену интенсивность тектонических импульсов снижалась.

Согласно неотектоническому районированию [58], территория листа располагается в пределах трех надпорядковых структур Западно-Сибирской плиты, а своей крайней юго-восточной частью входит в состав Путоранской новейшей антеклизы Сибирской платформы. Среди надпорядковых структур ЗСП выделяются: 1) Ямало-Гыданская крупная ступень; 2) Енисейско-Оленекский региональный прогиб; 3) Надымско-Тазовская впадина.

Входящая в состав первой из них структура первого порядка — Яптикалинский мегапрогиб занимает восточное побережье п-ова Ямал и акваторию Обской губы и как бы разделяет Ямало-Гыданскую ступень на ямальскую и гыданскую части, заметно различающиеся по характеру как новейшего, так и более древних структурных планов. Суммарные амплитуды неотектонических движений колеблются от 50 до 150 м (рис. 6).

Гыданскую часть Ямало-Гыданской ступени занимает наименее дифференцированная в новейший этап Антипаютинская крупная ступень, в пределах которой амплитуды тектонических поднятий составляют от 150 до 200 м, а суммарный размах новейших движений не превышает 50 м.

Енисейско-Оленекский региональный прогиб отделяет Сибирскую платформу от Таймырской области горообразования и имеет с ними резкие границы, проходящие в основном по региональным активизированным зонам разломов. Эта надпорядковая структура в новейший этап испытала общее поднятие, о чем свидетельствуют положительные значения суммарных амплитуд тектонических движений. В пределах листа Енисейско-Оленекский прогиб осложнен пятью структурами первого порядка. С северо-запада на юго-восток в бассейне Енисея располагаются: Западно-Таймырский склон, Таймырский выступ, Верхнетанамский прогиб, Малохетско-Балахнинская группа валообразных поднятий и Пясинско-Боганидская группа впадин.

Западно-Таймырский склон изучен слабо и, судя по имеющимся данным, существенно отличается от расположенных поблизости от него неотектонических элементов слабой дифференцированностью тектонических движений. Суммарные амплитуды новейших поднятий колеблются в пределах 175—200 м. Таймырский выступ характеризуется довольно значительными колебаниями суммарных амплитуд неотектонических движений (от 175—200 до 300 м и более). Верхнетанамский прогиб с суммарными амплитудами новейших движений, не превышающими 50—100 м, имеет субширотную ориентировку и четкие границы с соседними неотектоническими элементами. Малохетско-Балахнинская группа валообразных поднятий, расположенная в центральной части Енисейско-Оленекского регионального прогиба, является наиболее активизированной унаследованной положительной структурой. В осевых зонах положительных структур, осложняющих ее, суммарные амплитуды достигают 500 м и более. Пясинско-Боганидская группа впадин характеризуется новейшими тектоническими деформациями, не превышающими 100—150 м. В общих чертах она совпадает с Дудыптинско-Жданихинским мегапрогибом, установленным в мезозойско-кайнозойском платформенном чехле.

Надымско-Тазовская крупная впадина, занимающая южную часть листа, осложнена двумя структурами первого порядка. Ямбургско-Уренгойский выступ, тяготеющий к северу Тазовского полуострова, относится к слабо дифференцированным новейшим структурам и характеризуется значениями суммарных амплитуд 75—175 м. Большехетская впадина располагается в зоне

сочленения Надымско-Тазовской крупной впадины с Ямало-Гыданской крупной ступенью и характеризуется значительным размахом амплитуд неотектонических движений. В центральной ее части значения последних не превышают 50 м, а в периферийных частях достигают 150 м.

Одним из основных проявлений разрядки напряжений в приповерхностной части чехла является складчатость нагнетания, в результате которой формируются приповерхностные вторичные дислокации (ПВД), нередко выраженные параллельно-грядовым рельефом (ПГР), широко развитым в пределах севера Западно-Сибирской равнины, в том числе на Ямале и Гыдане. Многие исследователи относят дислокации в приповерхностных слоях, затухающие с глубиной, к следам воздействия плейстоценовых ледниковых покровов. Однако интенсивное формирование этих нарушений началось не позднее чем в среднем миоцене, а распространены они не только на севере, но и на юге региона.

Фактический материал, свидетельствующий против гляциотектонического происхождения ПВД, рассматривался многими исследователями. Теоретическое обоснование несостоятельности указанной гипотезы с позиций основных положений современной гляциологии и механики твердых тел разработано Р. Б. Крапивнером (1986, 1992). Расчеты и анализ гидрогеологических параметров нижнемеловых отложений [64] показывают отсутствие следов существенного флюидодинамического воздействия покровных ледников. Если учесть, что ледниковой гипотезой постулируется трех-четырёхкратное наступание и распад ледниковых покровов толщиной 2,5—3,7 км в течение плейстоцена (0,7 млн лет), то воздействие такого катастрофической мощности «насоса» должно было сказаться на указанных параметрах.

По мнению П. П. Генералова [10 и др.], И. Л. Кузина [36] и ряда других геологов, формирование складчатости нагнетания происходило в результате воздействия на слои пластичных глин неравномерных по площади нагрузок от вышележащих толщ, а также напряжений, возникавших при подвижках блоков фундамента. Образование дислокаций способствовала инверсия плотностей пород по разрезу. Все эти условия характерны для приповерхностной части платформенного чехла. Литологически наиболее благоприятен в этом отношении пакет слоев от турона до эоцена включительно, где пластичные глины чередуются с относительно легкими, в основной массе компетентными (непластичными), диатомитами и опоками.

Зоны вторичной складчатости и трещиноватости выражены на поверхности полосами параллельно-грядового рельефа и других линейно-ориентированных элементов ландшафта. Приуроченность ПГР к выходам дислоцированных пород морского палеогена и мела доказана во многих районах севера Западной Сибири. Единичные примеры этой связи известны и в пределах рассматриваемого листа. Так, в обнажениях по р. Нурмаяха (Ямал) в цоколе третьей террасы в створе зоны ПГР наблюдаются погребенные гряды, сложенные дислоцированными угленосными слоями верхнетибейсалинской свиты палеоцена.

Наряду с зонами линейной складчатости на севере плиты известны куполовидные диапиры, прослеженные по сейсмическим данным до глубин 2—3 км [10]. Впервые наличие диапировых куполов в платформенном чехле отмечено В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной [79]. Они показали, что основную роль в формировании Малохетского поднятия сыграли позднепалеогеновые движения, с которыми, по-видимому, связано и формирование диапировых куполов. Наиболее подробно описан Яковлевский купол, расположенный на правом берегу Енисея к югу от низовьев р. Яковлева. Мощность меловых отложений в этом районе не

менее 3 км. По сейсмическим данным куполовидная структура прослеживается до глубины порядка 3 км. Намечается ее выполаживание с глубиной (до 80° углы падения в сеномане и апте—альбе и не выше 15—20° — в более древних породах). В толще меловых отложений каких-либо несогласий не обнаружено, следовательно, купол начал формироваться в послемеловое время.

В. Н. Сакс допускал возможность трактовки этой структуры как глиняного диапира. В пользу такой трактовки говорит также намечающийся по данным бурения и сейсморазведки и видимый на структурной схеме овал оседания вокруг него. В современном рельефе диапир не выражен, что В. Н. Сакс объяснял абразирующим воздействием четвертичных морских трансгрессий и деятельностью ледника. В. Н. Сакс и З. З. Ронкина [79] упоминали ряд других куполовидных структур в восточной части Усть-Енисейской впадины и предполагали (по косвенным данным) наличие их на междуречье Енисея и Большой Хеты.

В последние десятилетия многими исследователями [36, 54, 76, 145, 155, 157 и др.] уделяется большое внимание связям неотектогенеза и нефтегазоносности. Резкое оживление тектонических движений всех типов в позднем кайнозое неизбежно отразилось на процессах формирования и разрушения залежей углеводородов. Неотектонические движения изменяли объем структурных ловушек, гидрогеологический режим и термобарические условия в недрах, нарушали целостность глинистых покрышек, что обусловило интенсификацию миграции и преобразования флюидов.

Формирование структур в продуктивных сеноманских отложениях, по И. И. Нестерову и др., связано в основном с послепалеогеновым временем. С неоген-раннечетвертичным временем связывается основной этап формирования газоконденсатных и газовых залежей в пределах Танамского и Мессояхского валов [38]. А. Н. Шарданов [155] считает, что существенно большая часть промышленных скоплений нефти аккумулировалась в новейший этап, а все запасы газа и газоконденсата — во вторую половину этого этапа и в современную эпоху. Залежи, по его мнению, «нанизаны» на динамически напряженные проницаемые зоны, нередко по всему разрезу от юры до сеномана, локально до более высоких горизонтов.

В неогеновое и четвертичное время большую роль в формировании газовых залежей севера плиты сыграли крупные тектоно-эвстатические колебания уровня океана, обусловившие чередование трансгрессий и регрессий Арктического бассейна, а также похолодание климата, определившее формирование мощных толщ мерзлых пород и понижение пластовых температур в платформенном чехле. Колебания уровня моря способствовали также изменениям пластовых давлений. Связанное с периодическими снижениями уровня моря формирование глубоких долин также вызывало снижение пластовых давлений, затрагивавшее в первую очередь верхние горизонты, нарушило изолирующие свойства покрышек и могло способствовать вертикальным перетокам флюидов.

В целом анализ суммы имеющихся геолого-геофизических данных свидетельствует о том, что реальными факторами формирования залежей углеводородов в их современном виде в новейшее время явились тектонические движения, крупные колебания уровня океана и эволюция возникшей в плиоцене мощной криолитозоны, в значительной мере определяемая первыми двумя процессами.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа располагается на северо-востоке крупной морфоструктуры — Западно-Сибирской равнины и входит в состав Ямало-Ненецкой крупной впадины. Последней в новейшем структурном плане соответствуют Ямало-Гыданская крупная ступень и западная часть Енисейско-Оленекского регионального прогиба. Север Тазовского полуострова и бассейн Мессояхи входят в состав Надымско-Тазовской синеклизы. Новейшие движения, большая часть которых приходится на допозднеплиоценовое время, лишь в общих чертах оказали влияние на формирование современного рельефа. В связи с этим, наряду с прямыми положительными и отрицательными морфоструктурами отмечается и ряд инверсионных. Так, Верхнетанамскому мегапрогибу в рельефе соответствует Танамская возвышенность с абсолютными высотами до 150 м, а долина р. Юрибей тяготеет к Гыданскому своду. К Большехетской впадине приурочен водораздел Мессояхи и Большой Хеты, а Нижнемессояхскому и Усть-Портовскому мегавалам в современном рельефе отвечают преимущественно поверхности третьей и четвертой террас и долины Мессояхи и Соеной. В целом в пределах Гыданского полуострова имеется много примеров резко выраженных инверсионных морфоструктур. Для Ямала и Тазовского полуострова отмечается большая унаследованность новейшего плана от предшествующих.

Наиболее важной чертой рельефа севера Западной Сибири является его ярусность, отражающая этапы осадко- и рельефообразования в позднеплиоцен-четвертичное время. В результате деятельности трансгрессий Полярного бассейна возникли генетически однородные разновозрастные аккумулятивные морские террасы разных уровней. В рельефе современной дневной поверхности наблюдаются в основном уровни регрессивных рядов, так как террасы трансгрессивных фаз либо погребены под осадками, либо переработаны абразией при последующем наступлении и отступлении бассейна. В пределах Ямало-Гыданской области выделяются восемь геоморфологических уровней (включая голоценовые поймы и лайды) преимущественно морского и аллювиально-морского генезиса (рис. 7).

Альтернативная точка зрения на происхождение рельефа северных районов базируется на отрицании ведущей роли морских трансгрессий и активной рельефообразующей деятельности мощных (до 3 км толщиной) позднеплейстоценовых ледниковых покровов. По мнению сторонников этой гипотезы [128, 143 и др.], последние перекрывали арктические равнины, создавая специфические формы ледникового рельефа — озы, камы, конечные морены и т. д. Исследователи МГУ, ВНИГРИ, ВСЕГИНГЕО, ЗапСибНИГНИ и других геологических организаций пришли к выводу, что эти формы не являются таковыми. Их внут-

ренное строение, морфология, закономерные пространственные связи с палеогеографическими элементами свидетельствуют, что это абразионные и термоабразионные останцы рельефообразующих, обычно песчаных толщ, эрозионно-мерзлотно-тектонические и другие неледниковые образования. За ледниковые формы также принимались прибрежно-морские косы и пересыпи древних трансгрессий, бугры пучения и т. д.

АБРАЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

К этому типу относятся ступени террасированной равнины, сформированные в эпоху плиоцен-среднечетвертичных трансгрессий и регрессий Арктического бассейна. Наиболее древняя ступень с абсолютными отметками выше 150 м сформировалась при более или менее стабильном положении уровня бассейна на фоне общей его регрессии. По сумме геолого-геоморфологических данных наиболее вероятен плиоценовый возраст этой поверхности. От последующего размыва сохранились лишь небольшие останцы плиоценового геоморфологического уровня, занимающие наиболее возвышенные участки на левобережье Большой Хеты и достигающие местами отметки 230—250 м. В пределах этого уровня фрагментарно прослеживается серия подуровней с абсолютными отметками 160, 180, 200 м. От более низких ступеней поверхность самого высокого геоморфологического уровня отделяется, как правило, слабо выраженным на АФС уступом высотой 5—10 м.

Максимальный уровень следующей трансгрессии достигал 145—150 м. Поверхность, связанная с этим максимумом, выделяется в диапазоне отметок 120—150 м и датируется позднелицен-эоплейстоценовым временем. Распространена она несколько шире плиоценовой поверхности и имеет также островной характер, занимая обширные междуречья в бассейне Енисея. Местами на АФС дешифрируется промежуточный уступ, тяготеющий к отметке 130 м. Самый молодой уровень ямальской трансгрессии, располагающийся в диапазоне отметок 80—110 м, сохранился лучше, чем более древние. Его фрагменты наблюдаются в пределах Гыданской гряды, на междуречьях Яры и Танама, Антипаюты и Мессояхи, Мессояхи и Большой Хеты. Время образования этой поверхности, как и коррелятивных ей осадков — средний плейстоцен. Рельефообразующие отложения геоморфологических поверхностей времени ямальской трансгрессии представлены, как правило, песками, нередко с большим содержанием крупнообломочного материала. Эти толщи характеризуются малыми мощностями и в условиях интенсивного эрозионного расчленения местами на дневную поверхность выведены подстилающие их суглинки, супеси и глины, содержащие мегакласты.

Интенсивность расчленения возвышенных участков Гыданского полуострова связана с близко расположенным основным базисом эрозии, литологическим составом мерзлых рыхлых отложений (преимущественно песков) и с особенностями почвенно-растительного покрова. Все это способствует развитию эрозионно-аккумулятивных, мерзлотных, эоловых процессов и формированию эрозионно-аккумулятивного, криогенного и эолового морфоскульптурного рельефа. В связи с длительным нахождением междуречных ярусов рельефа в субаральных условиях, интенсивными эрозией, денудацией и процессами криогенеза сохраняющих их абразионных уступов небольшая. Вместе с тем, отдельные протяженные их фрагменты выделяются на материалах дистанционных съемок.

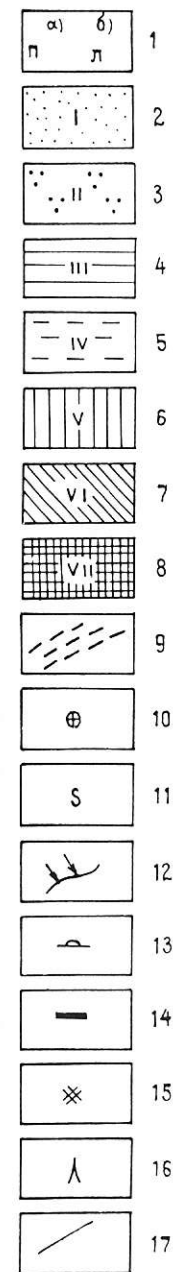
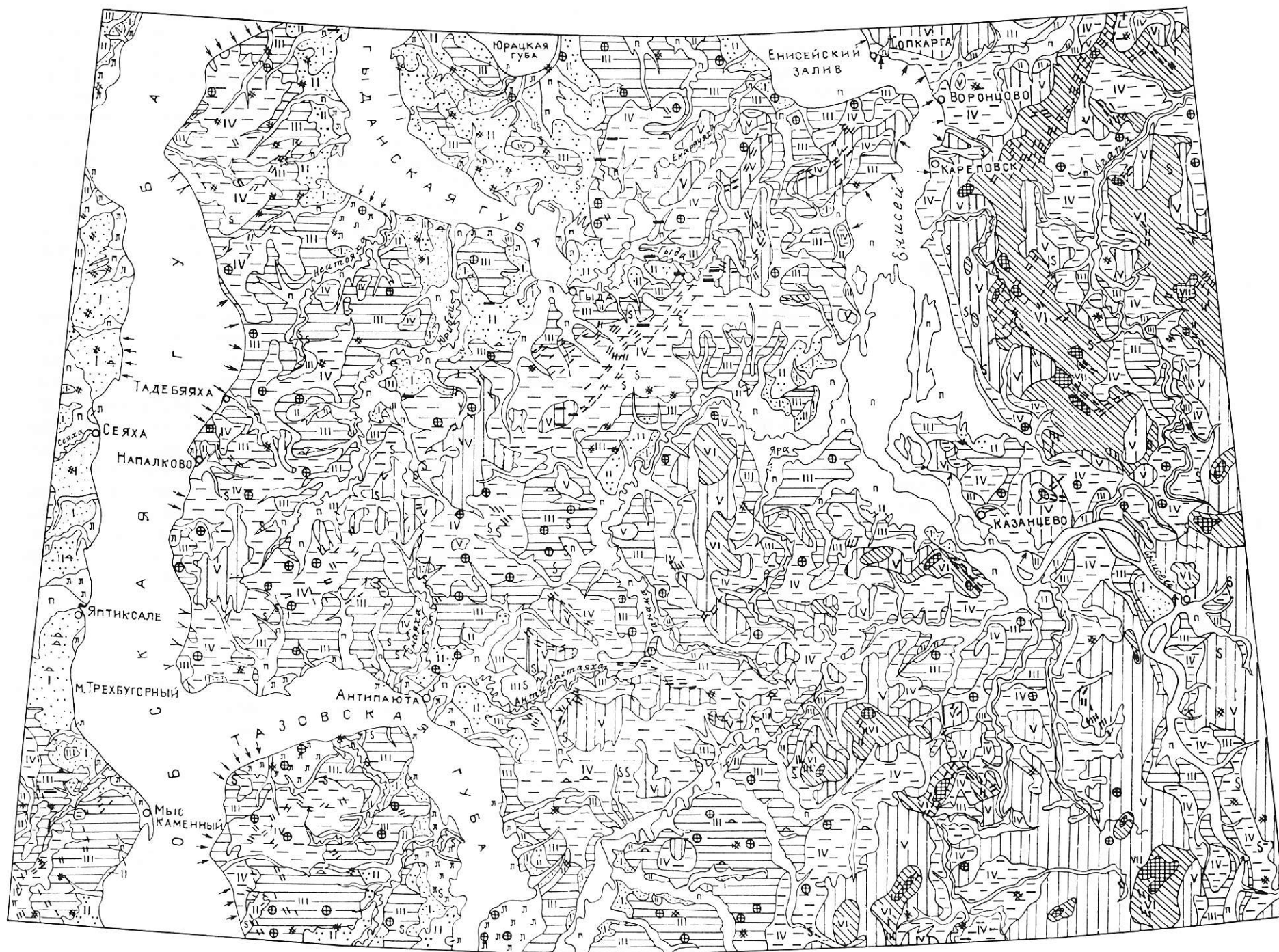
Более молодым и гипсометрически более низким геоморфологическим уровнем является поверхность равнины Казанцевской трансгрессии (четвертая терраса). Возраст ее устанавливается по морским осадкам казанцевской свиты, датированным началом позднего неоплейстоцена, которые широко распространены в пределах Гыданской гряды, на полуостровах Явай, Ямал и Тазовский, занимают обширные пространства бассейнов Танама, Мессояхи и других рек. Абсолютные высоты четвертой морской террасы (равнины) составляют 50—80 м. От более молодых террас она нередко отделена четкими уступами, местами «замытыми» солифлюкционными процессами и расчлененными мелкими оврагами и эрозионными ложбинами. Вещественный состав рельефообразующих осадков — преимущественно тонко- и мелкозернистые пески. Терраса местами высококощольная: на побережье Обской губы сохранившиеся от размывов пески местами имеют мощность, не превышающую первые метры. Цоколем являются суглинисто-глинистые породы ямальского комплекса. На этих участках поверхность террасы интенсивно расчленена. Глубина расчленения местами достигает 50 м и более. В более отдаленных от основного базиса эрозии районах рельеф казанцевской террасы плоский или полого-волнистый. На таких участках широко развиты процессы термокарста, пучения, большое количество осушенных озер (хасыреев). На плоских междуречьях со слабым стоком образуются небольшие по площади болота с малой мощностью торфа. Наибольшие мощности торфа отмечаются в пределах крупных хасыреев.

Формирование более низких террас происходило в послеказанцевское время при регрессии Полярного бассейна. Третья морская и аллювиально-морская терраса (абсолютные отметки 30—50 м) сформировалась в результате морской абразионно-аккумулятивной, а в более отдаленных от моря районах — и при участии речной эрозионно-аккумулятивной деятельности. Терраса местами осложнена четырьмя регрессивными подуровнями, из которых наиболее уверенно выделяются два — с отметками 30—36 и 41—48 м. Рельеф ее преимущественно плоский, местами слабо заболоченный, с широким развитием озерных котловин и мерзлотных форм рельефа. Генезис третьей террасы в бассейнах Мессояхи, Большой Хеты — озерно-аллювиальный. Развита на левобережье Мессояхи озерно-аллювиальная терраса интенсивно заболочена, на ней широко распространены плоскобугристые торфяники и термокарстовые формы микрорельефа.

В условиях лагунно-лайдовой аккумуляции сформированы вторая и первая аллювиально-морские террасы, расположенные в диапазоне отметок соответственно 21—27 и 12—18 м. Эти террасы представляют собой плоские заболоченные, заозеренные равнины с абразионно-аккумулятивными, эрозионно-аккумулятивными, криогенными и эоловыми формами рельефа. В долинах Танама, Юрибея и других крупных рек сформированы аллювиальная вторая и первая надпойменная террасы.

На участках современной прибрежно-морской аккумуляции сформированы лаиды и дельты высотой до 8 м, а на более низких — пляжи высотой 2—3 м.

Современные пойменные террасы очень широко развиты во всех речных долинах. Наиболее широкие поймы в приустьевых частях рек Ямала (Венуйяха, Сабяха и др.), в долинах Мессояхи, Юрибея, Танама. Так, ширина пойменного комплекса Танама, при впадении Яры, превышает 30 км. Поверхность



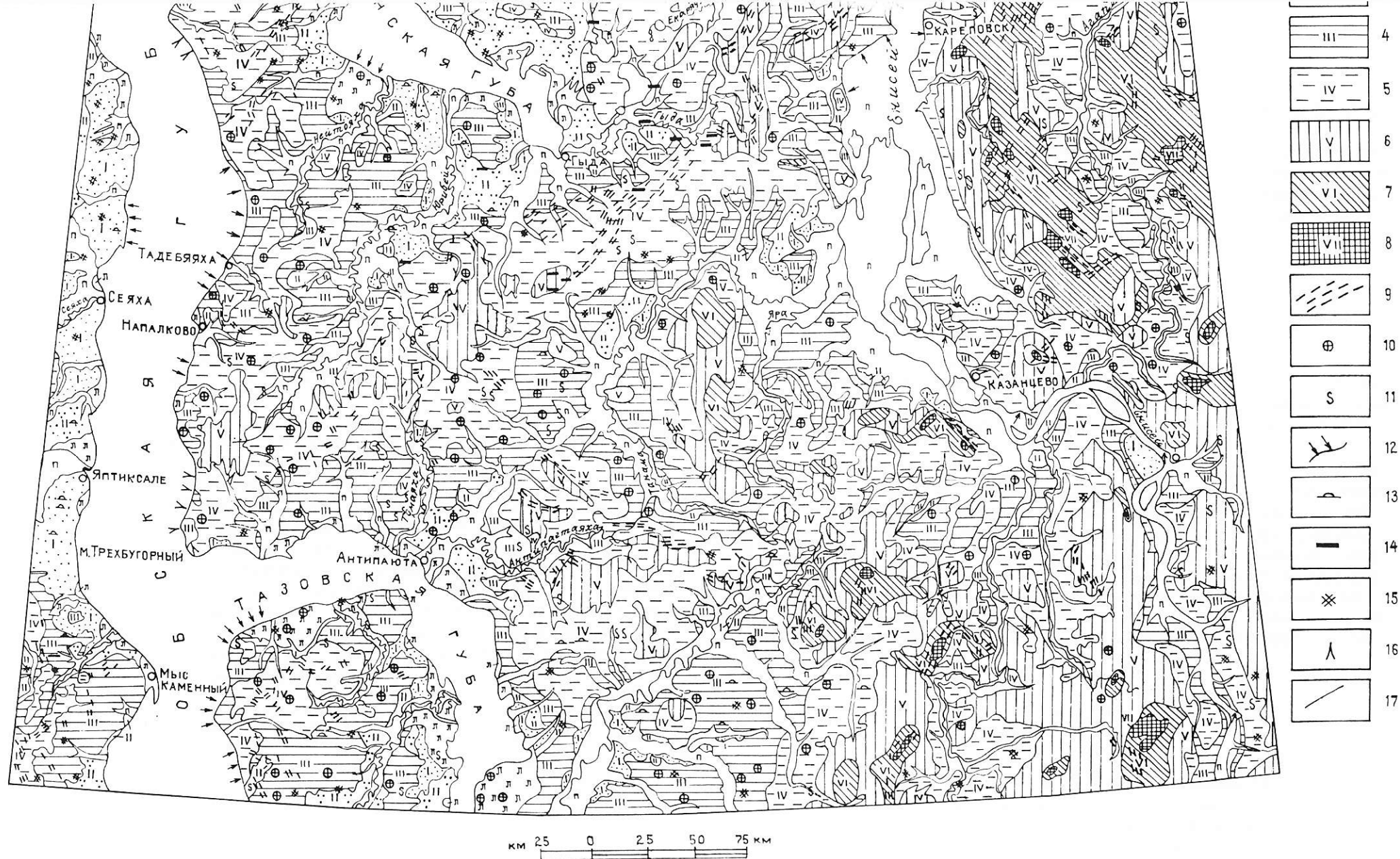


Рис. 7. Геоморфологическая схема. Составил Я. Э. Файбусович.

1—8 — основные грани (поверхности) рельефа: 1—5 — аккумулятивный рельеф: 1, а — пойма, 1, б — лаиды, дельты, пляжи, 2 — первая терраса, 3 — вторая терраса, 4 — третья терраса, 5 — четвертая терраса; 6—8 — абразионно-аккумулятивный рельеф; основные ступени террасированной равнины, сформированные в эпоху плиоцен-среднечетвертичных трансгрессий и регрессий Арктического бассейна с абсолютными отметками (м): 6 — 85—115, 7 — 115—145, 8 — 150—300; 9—16 — формы рельефа: 9 — структурно-денудационный рельеф; параллельно-грядовый рельеф в зонах приповерхностных дислокаций; 10—16 — криогенный рельеф, участки широкого распространения: 10 — термокаresta; 11 — солифлюкционных шлейфов; 12 — процессов термообразования; 13 — гидролакколлитов; 14 — инъекционных пластовых льдов; 15 — ледяных и ледово-грунтовых полигонально-жильных образований; 16 — процессов оврагообразования. 17 — границы картируемых граней (поверхностей) рельефа.

пойм осложнена современными формами речной аккумуляции (прирусловые валы, косы, гривы), наблюдаются старичные озера. На всех крупных реках развиты два уровня пойменных террас — высокий и низкий.

СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

К этому типу относится характерный для северных районов Западно-Сибирской равнины параллельно-грядовый (ПГР) или линейно-грядовый рельеф, отражающий зоны вторичных приповерхностных дислокаций и проявляющийся там, где зафиксирована мелкая складчатость. Мелкая линейная складчатость группируется в дугообразно изогнутые или прямолинейно ориентированные полосы длиной иногда до 150, чаще до 50—75 км, при ширине 10—12, иногда до 25 км. ПГР образовался на участках развития выведенных на поверхность, собранных в мелкие складки и разбитых трещинами пород в результате избирательной денудации. Длина отдельных гряд достигает 2 км и более, при ширине 50—250 м. Высота гряд различна: в основном она не превышает 10—12 м, но иногда достигает 20 м и более. Межгрядовые понижения заняты нередко мелкими водотоками, озерами вытянутой формы, реже небольшими болотами. Наиболее широко ПГР распространен на Гыданской гряде в бассейнах Большой Хеты, Мессояхи, на Тазовском полуострове, а на Ямале — в бассейне Нурмахи. Меньшее развитие параллельно-грядового рельефа отмечается на западе Гыданского полуострова. Наибольшая концентрация гряд приурочена к междуречным равнинам с отметками выше 100 м (центральная часть п-ова Гыдан), значительные по размерам зоны ПГР развиты и на поверхности четвертой морской террасы (Ямал, Тазовский полуостров). Небольшие по размерам площади этого рельефа проявляются и на третьей террасе (полуострова Ямал и Явай). В районах современной аккумуляции мелкая складчатость в рельефе не проявляется.

Образованию приповерхностных дислокаций на севере Западно-Сибирской плиты способствовала инверсия плотностей пород по разрезу. Наиболее благоприятен в этом отношении пакет слоев от турона до эоцена, где пластичные глины чередуются с относительно легкими непластичными опоками и диатомитами. Ряд выходов верхнемеловых—палеогеновых пород тесно связан с зонами ПГР. Это выходы верхнего мела на Дорофеевском полуострове, эоценовых опок на Нурмаяхе (Ямал) и др. Отмечается тесная пространственная корреляция параллельно-грядового рельефа и глубинных платформенных структур. Как правило, участки развития ПГР приурочены к крутым флексурным перегибам положительных структур I и II порядка либо к крыльям локальных поднятий, нередко кулисообразно огибая последние. Так, крупные зоны располагаются на высокоамплитудном склоне Усть-Портовского мегавала, обращенном к Большехетской котловине. Тесная взаимосвязь с локальными антиклиналями наблюдается на Анерьяхском, Ручейном, Быстрицкинском и ряде других куполовидных поднятий.

КРИОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Особенностью криогенного строения территории является практически сплошное развитие многолетнемерзлых пород (ММП) вне акватории. Мощность ММП изменяется в широких пределах — от 10—50 м (юго-восточная часть побережья Юрацкой губы, устье р. Гыда) до 450 м на правобережье Енисейского залива.

К самым распространенным криогенным процессам относятся термокарст и солифлюкция, связанные с оттаиванием пород, сопровождаемые оттаиванием — термоэрозия, термоабразия, дефляция, оврагообразование и обусловленные промерзанием — криогенное пучение, растрескивание и рост полигонально-жильных льдов.

Разновидность термокарстовых форм, их развитие и мощность приуроченных к ним таликов подчиняются определенным зональным закономерностям. Арктическая тундра неблагоприятна для развития термокарста в связи с малой инсоляцией и низкими среднегодовыми температурами мерзлых пород (до -9°C). Более благоприятны теплофизические предпосылки для развития термокарста в субарктической тундре.

Микроформы рельефа, связанные с солифлюкционными процессами, наблюдаются в основном по берегам рек и озер. Междуречные пространства, отличающиеся сравнительной равнинностью, неблагоприятны для развития солифлюкции. На берегах рек и озер с крутизной склонов более 20° нередко происходит гравитационный отрыв текучей водонасыщенной массы грунта, в результате чего происходит формирование оползней-оплывин.

Оврагообразование происходит как на участках, непосредственно прилегающих к речным долинам, по берегам губ и озер, так и на обширных междуречных пространствах, что обусловлено близостью базиса эрозии, отсутствием значительного растительного покрова и повсеместным развитием сильнольдистых толщ, содержащих большое количество полигонально-жильного льда. Овражной эрозии во многом способствует ежегодное осенне-зимнее растрескивание верхней части разреза ММП. В результате развития трещин во времени происходит рост оврагов и продвижение их вершин вверх по склону.

Среди положительных форм рельефа, связанных с современными и древними инъекционными и инъекционно-сегрегационными льдами, выделяются [12, 92] миграционные бугры пучения и инъекционные бугры — булгунняхи и гидролакколиты. Миграционные бугры пучения представляют собой выпуклую форму мезорельефа, возникающую при восходящем развитии ММП в результате совместного протекания инъекционного, миграционного и сегрегационного процессов. Эти бугры характеризуются выпуклыми вершинами, их высота составляет 5—10 м, а диаметр 100—200 м. Ограничены они со всех сторон понижениями шириной до 50—100 м и более. Эти формы рельефа, развитые как в пределах торфяников, так и в районах развития минеральных грунтов, сложены, как правило, тонкодисперсными высокольдистыми грунтами.

Булгунняхи — выпуклая мезоформа рельефа высотой 8—10 м и диаметром в десятки, реже в сотни метров, сложенная, как правило, грунтами супесчано-суглинистого состава с прослоями песков, возникающая при восходящем развитии многолетнемерзлых пород в результате внедрения влаги при промерзании замкнутых таликов и образования сильнольдонасыщенного ядра [92]. Гидролакколиты, имеющие сходное происхождение, отличаются от булгунняхов более крупными размерами, их высота достигает 25—30 м при диаметре 250—400 м. В настоящее время большинство гидролакколитов подвергается разрушению.

С морозной трещиноватостью грунтов связано образование жильно-полигонального рельефа. Размеры полигонов колеблются от 1—2 до 10 м и более, а глубина трещин достигает 1 м при ширине около 0,3 м. Полигональные системы трещин образуют многоугольники различной формы и величины (до 1 км в поперечнике), которые дешифрируются на крупномасштабных АФС.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Имеющийся фактический материал позволяет реконструировать историческую последовательность процессов развития региона, начиная с докембрия. Можно лишь предполагать, что начало развития древних бассейнов относится к раннему докембрию: Няояхский срединный массив с предположительно карельским фундаментом и рифейским (?) дислоцированным чехлом.

На крайнем востоке площади к началу раннего венда уже были сформированы рифейские структуры. Процессами эрозии были захвачены обширные ареалы, в пределах которых формировались коры выветривания. На размытой поверхности рифейских отложений в условиях морского мелководья (знаки ряби, микроразмывы) эпиконтинентального моря отлагаются галечники, пески, глины, известковистые и доломитистые илы (пестроцветная терригенно-карбонатная трансгрессивная серия осадков). Окатанность обломочного материала хорошая, состав кварцево-полевошпатовый. К середине венда возрастает известковистость осадков, отлагаются они в режиме разнознаковых малоамплитудных движений. К концу венда начинают преобладать положительные движения. Монотонный существенно карбонатный состав осадков нарушается появлением известняковых конглобрекций и брекчий, увеличивается запесоченность осадков (серая известняковая ритмичная трансгрессивно-регрессивная серия осадков).

В раннем кембрии, после незначительного (локального) перерыва в слабозасоленном морском бассейне отлагаются пестрые известковистые осадки (известняковая пестрая прерывистая серия осадков). Процесс осадконакопления нарушается кратковременными локальными перерывами (джахтарский, устьбрусский горизонты).

К началу позднего кембрия четко проявляется ритмичный характер осадконакопления. Формируются существенно карбонатные многослойные горизонты, с трехчленным ритмом: известковистые—мергелистые—доломитистые. Рост интенсивности восходящих движений обусловил формирование известковистых конглобрекций, горизонтов, линз гравия и гальки (пестрая карбонатная четкоритмичная регрессивная серия осадков). Фаунистические сообщества вендского периода — онколиты, микрофитолиты, кембрийского — хиолительминты, томмотииды, трилобиты, брахиоподы.

Крупная регрессия позднекембрийского времени продолжается в ордовикскую эпоху. В тремадоке отлагаются терригенно-карбонатные слоистые осадки: известковистые, доломитистые, пестрые мергелистые; карбонатные пески, линзы галек и гравия. Знаки ряби, косая волнистость, местные размывы, следы илоедов определяют мелководные условия. Последовательная нарастающая регрессия морского бассейна обуславливает формирование осадков в условиях

засоленных морских лагун. В арениге отлагаются черные известковистые и доломитистые илы, линзы красноцветных песков, гравия, гальки. Сопровождаются они сульфатно-доломитистыми осадками. Тектонический режим не стабилен. Условия осадконакопления беспокойные — отлагаются ритмично-слоистые пестроцветные глины, мергелистые и известковистые илы. К концу аренига красноцветность превалирует, сульфаты не отлагаются, растет глинистость осадков. Переход от солоноватоводных условий к нормальносоленым вызывает вспышку жизнедеятельности организмов. Встречаются брахиоподы, аналогичные их видовому составу из отложений аренига Полярного Урала (Талота-Паипудынский синклиниорий) и Пайхоя: *Angarella lopatini* Assat., *A. jaworowskii* Assat. (терригенно-сульфатно-карбонатная ритмичная регрессивная пестро- и красноцветная серия осадков).

На рубеже раннего и среднего ордовика проявляется региональный перерыв, фиксируемый линзами карбонатного галечника, резким переходом красноцветных осадков к серым и черноцветным. В морском бассейне (на шельфе) отлагаются осадки, объединяющиеся в три макроритма, каждый из которых четко отделяется горизонтом чистых кварцевых песков. Нижний (ангирская свита) — чередующиеся известковистые и глинистые осадки. Пограничная зона — кварцевые пески и песчанистые доломитистые осадки. Средний (амарканская свита) — глинистые, мергелистые, доломитистые осадки сероцветные, загипсованные к верхней части, возрастает красноцветность, исчезают доломитистые илы. Пограничная зона — белые кварцевые пески. Верхний макроритм (загорнинская свита) — глины, известковистые илы, пески. Имеет место вспышка жизнедеятельности организмов: трилобитов, брахиопод, остракод. Возможно частичное опреснение бассейна.

Осадконакопление в ордовикском бассейне завершается региональным перерывом на рубеже с силуром. Тектоническая активность привела к частичному размыву осадков ордовика.

В лландоверийское время отлагается пачка черных кремнистых илов (граптолитовый горизонт) с редкими прослоями известковистых и мергелистых осадков. На середину лландовери приходится расцвет и появление новых сообществ: видовое разнообразие брахиопод, остракод, трилобитов, мшанок, чистонидей, криноидей, граптолитов. Формируется толща слоистых (ритмичных) осадков: глины, известковистых илов. Маркирующие слои — пестрый известняковый гравий с галькой красных аргиллитов и оолитово-детритовых известняков. Кратковременная стабилизация тектонического режима создала условия для отложения известковистых илов.

В венлокское время осадконакопление снова нарушается активностью тектонических движений; образуются линзы карбонатных галек и гравия, известковистых и мергелистых илов. Вспышка вулканической деятельности вызвала локальные размывы осадков и проявилась излияниями покровов базальтов, выбросами туфов (слоистая известняково-мергелистая вулканогенная ассоциация пород).

Нарастание тектонической активности в лудловское время выразилось появлением локальных размывов, четкой ритмикой осадконакопления. Осаждаются известковистые и мергелистые илы, маломощные прослои известняковых галек и гравия; осадки постепенно засоляются (ангидрит, целестин). В пржидольское время формируются слоистые осадки сульфатно-глинисто-известковисто-доломитистой серии. В конце пржидола возобновляются вулканические излияния в виде покровов, происходят выбросы туфов. Беспокойный

тектонический режим продолжается и проявляется локальными размывами. Преобладают положительные движения, отлагаются красноцветные осадки.

В раннем девоне (лохков) формируются серии полных карбонатных ритмов с трансгрессивно-регрессивной последовательностью осадконакопления. Нижний макроритм — пестроцветные доломитистые, глинистые, известковистые, мергелистые осадки, чередующиеся в равных соотношениях. Средний макроритм — пестрые (в том числе красно-бурые) мергелистые илы с гнездовыми включениями ангидрита. Верхний макроритм — серые глины, известковистые, глинистые, доломитистые илы, прослои ангидритов. Осадконакопление сопровождается излияниями базальтов, выбросами туфов, отложением туффитов.

В пражский век регрессивная направленность осадконакопления выражена четко. Преобладают красноцветные известковисто-глинистые осадки, послойно отлагаются солеродные (арагонит). К концу эмского века в условиях лагунно-морского бассейна, возможно с кратковременно существующими локальными положительными структурами, формируются красноцветные существенно мергелистые (известковистые подчинены) отложения, с горизонтами глинистых песков, гравия, железистых глин, железисто-детритовых фосфоритов. Локально появляются костные брекчии.

Предсреднедевонский региональный перерыв обусловлен активным разрушением рельефа на сопредельных территориях, на что указывает обломочный материал базальных горизонтов (дальний снос). В условиях засоленного прибрежного моря с отшнурованными лагунами отлагается соленосная серия осадков — пестрых пятнистых глин мергелистых и доломитистых илов, гипсов, ангидритов. В предпозднедевонское время наступает трансгрессия моря, отлагаются осадки нормальной (или малой) солености — известковистые и доломитистые илы, происходит расцвет фауны. Отмечается частичное засоление бассейна с локальным осаждением соленосных осадков. В позднем девоне формируется мощная серия доломитистых и мергелистых осадков, а роль известковистых возрастает и снова снижается в фаменский век. Наступает частичное засоление бассейна. Отлагаются мергелистые и доломитистые илы, ангидриты; известковистых илов мало. В режиме нисходящих движений проявляется предтурнейская активизация, образуются седиментационные брекчии и маломощные пакки известковистых брекчий. На геохимическом барьере солеродный — нормальный осадочный бассейн создаются оптимальные условия для жизнедеятельности организмов (брахиоподы, кораллы, гастроподы); отлагаются органические известковистые илы.

Последовавшая в визейский век тектоническая активность привела к частичному размыву предвизейских локальных поднятий и формированию на протяжении среднего и позднего карбона грубокластической серии осадков: галечников, гравия плохой окатанности, песков кварцевых и полимиктовых, алевроитистых и глинистых илов. В виде линз и маломощных слоев локально отлагаются песчанистые известковистые илы, седиментационные брекчии и углистые осадки.

В ранней перми в режиме положительных движений продолжают осаждаться известковистые кварцево-полевошпатовые пески, алевроитистые, глинистые илы, пропластки углистых осадков. Количество углистого материала значительно увеличивается; известковистость осадков падает. На рубеже ранней и поздней перми имеют место локальные размывы, а в поздней перми — вспышка вулканической деятельности. В условиях лагунно- и озерно-континентального

бассейна формируются галечники, гравий, пески с рассеянной галькой, полимиктовые пески, алевроитовые и глинистые илы и углистые осадки.

Активный вулканизм позднепермского времени проявился излияниями субщелочных базальтов с одновременным формированием вулканогенно-осадочных и вулканокластических пород — туффитов, туфов, туфобрекчий (гагарьеостровский горизонт). К этому времени приурочено внедрение коагматических интрузий субщелочного и основного состава (ергалахский и пясинский типы). В исторической последовательности процессов палеозойского осадконакопления двух крупных бассейнов Западно-Сибирской геосинеклизы и Сибирской геоантеклизы можно восстановить общие черты:

1. Эпохи ритмичного разнознакового осадконакопления трансгрессивных и регрессивных серий (поздний кембрий, средний ордовик, ранний девон).

2. Существенно известковый тип разреза (известняки — доломиты — мергели) и глинистый (в депрессиях центральной и северной части района).

3. Эпохи вулканической деятельности (силур — ранний девон, поздняя пермь, триас).

4. Формирование солеродных бассейнов в субконтинентальных условиях (пражский — эмский века).

5. Вспышка жизнедеятельности организмов и появление новых форм на геохимическом барьере солеродный — нормальный бассейн (ранний ордовик — аренг, ранний карбон — турне).

6. Аналогия брахиоподовых сообществ, а следовательно, условий их жизнедеятельности на Урале и в Восточной Сибири (правобережье р. Енисей).

Триасовая эпоха знаменуется активной вулканической деятельностью. Излияния носят характер многопотоковых трещинных, в начале и в конце вспышки вулканизма. Эффузивные, вулканокластические породы совместно с подчиненными осадками формируют многометровую серию пород, участвующих в строении стратовулканов и кальдерных депрессий. Излияния представлены лавами базальтов, а также пикритов и пикробазальтов. Они сопровождаются выбросами лито-витро-кристаллических туфов, в незначительном количестве — отложением вулканомиктовых песков, алевролитов, глин.

К концу раннего триаса вулканическая деятельность ослабевает. Эффузивный и пирокластический материал в отдельных маломощных горизонтах присутствует среди преобладающих вулканогенно-терригенных и терригенных осадков.

Осадконакопление в триасовых бассейнах в амагматичных районах подчинено регрессивной последовательности, формируются песчано-глинистые осадки озерных и прибрежно-морских фаций (тампейская серия); имеют место локальные размывы.

В ранне- и среднеюрское время происходит обособление осадочных бассейнов. Терригенные субугленосные осадки отлагаются в узкой депрессии от Нового Порто (на западе) до левобережья Тазовской губы. Их возрастные аналоги, преимущественно морские осадки, отлагаются на п-ове Гыдан и в Енисейско-Хатангском региональном прогибе (большехетская серия). Мористость осадков возрастает к северо-западу.

До плинсбахского века осадконакопление происходит в режиме нисходящих движений в прибрежно-морском бассейне в условиях слаборасчлененного рельефа (Новопортовская площадь). Формируются мощные (до 300 м на западе, 600 м — на востоке) серии осадков — буро-серых и зелено-серых песков, алевроитов, глин с линзами и слоями гравия, валунно-галечного материала. Известко-

вистость осадков слабая. Полимиктовый и аркозовый состав кластики предполагают размыв формирующих поднятий и близкий перенос материала.

На протяжении средней юры в докелловейское время в морском бассейне ниже уровня карбонатакопления (>200 м) формируется терригенная песчано-алевро-глинистая бескарбонатная серия осадков с фоновой глинистой литоразностью. Экзотикой для бассейна осадконакопления являются: карбонатность осадков, светло-серые известковистые пески (вымская свита большехетской серии), битуминозность их, присутствие конкреций сидерита и пирита. Ритмичность осадконакопления и трансгрессивно-регрессивная направленность его характерны для среднеюрской эпохи.

С начала келловейского века и до берриасского обширная трансгрессия распространилась на значительную территорию. На описываемой площади осадки этого времени представлены темно-серыми глауконитсодержащими аргиллитоподобными глинами со стяжениями пирита, конкрециями карбоната, сидеритовыми оолитами и базальным горизонтом слабоотсортированных песков, алевритов. Базальная поверхность на Новопортовском месторождении несколько омолаживается, так как процессы эрозии здесь продолжают дольше, нежели в других районах (отсутствуют осадки позднеитонского времени). В морском бассейне с расчлененным рельефом дна отлагаются песчано-алеврито-глинистые осадки, обогащенные глауконитом. На крайнем северо-востоке и востоке преобладают песчаные фации, как результат существования здесь высокоамплитудных поднятий. Во впадинах формируются глинистые осадки тонкоотмученные, битуминозные с пиритовыми стяжениями, что не исключает осажение осадков в условиях сероводородного заражения.

Появление в юрском и меловом бассейнах непродолжительных периодов карбонатакопления обусловлено или климатическими условиями (гумидный—аридный климат), или кратковременными понижениями уровня бассейна, обусловившими смещение к центру бассейна шельфовой зоны с характерным для нее карбонатакоплением.

Меловые осадки распространены несколько шире, за счет вовлечения в прогибание прибортовых участков палеозойского континента. Тектонический режим этого времени подобен предыдущему, и только на северо-востоке (Усть-Енисейский район) повышенная тектоническая активность проявляется размывами и локальными несогласиями в низах валанжина—готерива—альба (Среднемессояхский вал и др.).

Осадки мелового периода формируют полифациальный терригенный комплекс мощностью до 4 км (в прогибах и впадинах), отражающий многоэтапность тектонических процессов, обусловивших пестроту фациальных обстановок осадконакопления, а следовательно, многообразие типов разрезов.

В берриасский—аптский века осадки отлагались в режиме положительных тектонических движений, что определило регрессивный характер осадконакопления: убывание вверх по разрезу глинистых осадков и увеличение песчаных. В готеривский век осадки формируются в четком ритмичном режиме (байкаловская свита). На северо-востоке (Усть-Енисейский Порт) отлагаются алевриты, пески с гравием и галькой; многочисленные маломощные прослои углей, конкреции глинистых сидеритов, окатышей глин. Гидродинамика осадкообразования неустойчива.

В аптский, альбский и сеноманский века отлагались преимущественно лагунно-континентальные с пластами бурых углей и прибрежно-морские осадки (присутствуют волноприбойные знаки, галька, гравий, бобовины бокситов,

ракушняки — яковлевская свита, основание покурской). Для кластической составляющей осадков характерен дальний перенос (кварц, кремь), обычные намывы растительного детрита, обломки лигнитизированной древесины.

В начале туронского века началась крупнейшая трансгрессия. Формирование поздне меловых осадков проходило в условиях расширяющегося морского бассейна. Завершилось оно в датское время (ранний палеоцен). Осадки отлагаются на размытой поверхности (маррессалинская, покурская, долганская свиты); базальные слои — слабоотсортированные, пески, алевриты с фосфатными стяжениями и фосфатными горизонтами (кузнецовская и дорожковская свиты).

На описываемой территории в едином поздне меловом бассейне обособляются крупные структурно-фациальные зоны осадконакопления. На западе — это серия существенно глинистых, алеврито-глинистых осадков тонкоотмученных, битуминозных, с горизонтами кремней и опок в средней части (березовская свита), в кровле — карбонатсодержащих глин и алевритов (ганькинская свита).

На востоке — это существенно алевро-песчаная серия осадков с ритмичным характером строения (часельская свита) и общей регрессивной направленностью разреза. Характерной особенностью осадконакопления является формирование фосфатных горизонтов, слоев из оолитов, бобовин лептохлоритов (насоновская, салпадинская, основание танамской свиты); карбонатные конкреции (не сидеритовые) присущи осадкам кровли серии.

В маастрихтском—датском веках на востоке отлагаются терригенные существенно песчаные осадки, завершающие регрессивную последовательность мелового осадконакопления (танамская, кэппарская свиты). На западе — глинисто-алевритистые (в том числе карбонатсодержащие) осадки ганькинской свиты согласно сменяются бескарбонатными глинисто-песчаными тибейсалинской свиты, формирование которой происходило в монте—начале танета, после кратковременного регрессивного импульса (в датском веке). В условиях тропического и субтропического климата (со среднегодовыми температурами до +20 °C и более) шло накопление паралической слабоугленосной формации. К концу тибейсалинского времени море регрессировало.

В позднем палеоцене—раннем эоцене происходит резкое расширение морского бассейна; климат остается теплым. Накапливались кремнистые и кремнисто-глинистые илы в море с глубинами не более 200 м и нормальной солоностью, связанном с Арктическим и Средиземноморскими палеобассейнами.

В позднем ипре—бартоне (ирбитское время) в условиях тепловодного сравнительно глубокого моря, имевшего широкие связи с Мировым океаном, резко увеличивается доля биогенного кремнезема, отлагаются диатомовые и глинисто-диатомовые илы. В конце этапа происходит постепенное обмеление бассейна, уменьшается доля кремнезема в илах и увеличивается привнос терригенного материала (глинистые илы). В течение палеоцена и большей части эоцена тектонический режим стабилен, с небольшими осцилляциями, при сохранении предшествующих структурно-тектонического плана и тенденций развития. Районы складчатого обрмления представляют собой невысокие денудационные равнины.

В позднем эоцене (приабонский век) начинается медленное воздымание северо-западных и восточных районов геосинеклизы. Начинается накопление прибрежно-мелководных и озерно-речных существенно песчаных осадков юрковской свиты. Море мелеет и последовательно сокращается с северо-запада и востока, оставаясь тепловодным. Климат субтропический, со среднегодовой температурой +16—18 °C.

Олигоценовые и миоценовые отложения на территории не сохранились. Существенное оживление тектонических движений предполагается на рубежах эоцен—олигоцен и олигоцен—миоцен, а в конце раннего и в среднем миоцене они были наиболее резкими за всю кайнозойскую историю. Началось формирование нового структурного комплекса, резко отличающегося от юрского—палеогенового. В этот период заложились основные черты современного орогидрографического плана. Судя по межрегиональным и палеогеоморфологическим сопоставлениям, с последними тектоническими движениями были сопряжены резкие колебания уровня моря. В это время были выработаны широкие и глубокие денудационно-эрозионные долины — депрессии глубиной до 200—250 м. Тогда же впервые проявилась складчатость нагнетания в приповерхностной части чехла, в результате чего были выведены на поверхность в ядрах шарьяжно-диапировых складок верхнемеловые и эоценовые кремнистые опаловые породы.

Плиоцен-среднечетвертичное время характеризовалось несколькими (от двух до четырех по разным данным) этапами чередования преимущественной эрозии и преимущественной аккумуляции, что запечатлено в соответствующем крупноциклическом строении комплекса отложений этого возраста. Цикличность была обусловлена крупными колебаниями главного базиса эрозии (уровня моря), что приводило к чередованию трансгрессий и регрессий морских бассейнов в пределы Западно-Сибирской равнины. По палеонтологическим данным фиксируется чередование похолоданий и потеплений.

Максимальные переуглубления (до 370 м на Ямале) сформировались в среднем плиоцене. На других участках прadolины этой генерации были менее глубокими: до —200 м на Тазовском полуострове и —140 м в Нижнеенисейском районе. Накопление осадков последующих морфолитоциклов (нижне- и средненеоплейстоценового) также начиналось с формирования долин-депрессий, значительно уступающих по глубине долинам мыскаменской генерации.

Существуют представления [2, 78, 84, 91 и др.] о неоднократном перекрытии севера равнины покровными ледниками в течение плейстоцена и, соответственно, об определяющей роли связанных с этим явлений в эволюции палеогеографической обстановки, в формировании рельефа и осадков. Отметим, что в «ледниковой» региональной стратиграфической схеме, где ямальский комплекс ограничен по возрасту пределами раннего—среднего неоплейстоцена, в разрезе также отражена крупная цикличность — чередование песчаных («межледниковых») и существенно суглинистых с включениями megакластов («ледниковых») горизонтов.

Поздненеоплейстоцен-голоценовый этап был временем регрессии последнего из ямальских бассейнов и формирования лестницы относительно низких (диапазона 0—80 м абс. высоты) сопряженных с ними долинных террас современной гидросети в пределах последовательно расширявшейся территории суши. В долинах крупных и средних водотоков обычно наблюдается до четырех террасовых уровней, часто осложненных промежуточными ступенями, отражающих фазы относительно стабильного положения береговой линии моря или кратковременного повышения уровня последнего на фоне общей его регрессии.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа занимает практически всю северную (без большей части Ямала) часть огромной Западно-Сибирской водонапорной системы. Изученность ее по площади и по разрезу весьма фрагментарна и в рассматриваемом аспекте явно недостаточна для установления региональных закономерностей и зональных особенностей изменчивости гидрогеологических параметров. Тем не менее, имеющиеся данные, а также материалы по более южным районам позволяют выделить здесь два гидрогеологических этажа: верхний, в составе которого картируются водоносный неоген-четвертичный и водоупорный турон-олигоценовый комплексы, и нижний, объединяющий апт-сеноманский, берриас-неокомский и юрский водоносный комплексы. Рядом исследователей (Н. М. Кругликов, В. В. Нелюбин и др.) нижний гидрогеологический этаж подразделяется лишь на берриас-сеноманский и триасово-юрский комплексы.

ВЕРХНИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭТАЖ

В геологическом строении этажа принимают участие песчано-глинистые отложения аллювиально-морского, морского и прибрежно-морского генезиса четвертичного, неогенового, палеогенового и, частично, верхнемелового возраста. Его гидрогеологические условия в большей степени предопределены наличием в районе мощной толщи многолетнемерзлых пород (ММП), исключивших из водообмена значительную часть подземных вод. Территориальная сплошность ММП иногда нарушается сквозными таликами, приуроченными к акватории Обской, Тазовской и Гыданской губ, Енисейского залива и р. Енисей, а также к крупным озерам (Яррото, Ямбута, Хосейто и др.). Они возможны и под руслами приустьевых частей (реки Юрибей, Танама, Мессояха, Антипаюта).

Толща мерзлых пород залегает непосредственно под сезонноталым слоем (СТС), мощность которого зависит от литологического состава пород, их естественной влажности и геоморфологической позиции и изменяется от 0,2 до 2 м и более: минимальные ее значения приурочены к торфяным массивам (0,1—0,3 м) в подзоне мохово-лишайниковых тундр, а наибольшие — к зонам развития с поверхности песчаных и супесчаных пород четвертой террасы. Под русловыми и подозерными таликами кровля ММП погружается до глубины 50 м и более.

В свою очередь характер современного распределения по площади мощности ММП также обусловлен особенностями геологического развития территории в плиоцене, плейстоцене и в голоцене, т. е. прослеживается четкая зависимость мощности от возраста, генезиса пород и геоморфологических условий

Краткая мерзлотно-гидрогеологическая характеристика районов и подрайонов

Район	Подрайоны	Характерные мерзлотно-гидрогеологические особенности районов и подрайонов
1	1₁ 1₂ 1₃	Распространение подземных вод сквозных таликов. Пресные, солоноватые и соленые воды. Свободный водообмен Преимущественно пресные воды Солоноватые и соленые воды Соленые воды
2	2₁ 2₂ 2₃ 2₄	Распространение надмерзлотных, межмерзлотных, внутримерзлотных и подмерзлотных вод: а) криогалинные, б) глубинные, залегающие ниже нулевой изотермы. Водообмен от свободного до весьма затрудненного Глубина залегания подмерзлотных контактирующих с ММП подземных вод 50—150 м. Развита надмерзлотные воды подрусловых таликов Глубина залегания подмерзлотных криопэгов 150—300 м. Широко распространены надмерзлотные воды подрусловых таликов Глубина залегания подмерзлотных подземных вод 300—450 м. Надмерзлотные воды подрусловых таликов развиты весьма слабо Глубина залегания подмерзлотных подземных вод более 450 м. Надмерзлотные воды подрусловых таликов могут быть развиты под долинами крупных рек
3	Подрайоны не выделены из-за недостаточной изученности	Распространение надмерзлотных, межмерзлотных и внутримерзлотных вод. Подмерзлотные воды отсутствуют в связи с мощностью ММП (500 м и более), превышающей мощность отложений верхнего гидрогеологического этажа. Водообмен от свободного (СТС) до весьма затрудненного. Надмерзлотные воды подрусловых таликов приурочены к руслам р. Дудинка и устьевых участков более мелких рек

того или иного конкретного района (табл. 8). Установлено, что подошва мерзлых толщ опускается более глубоко в пределах наиболее древних морских равнин, сложенных породами ямальского комплекса и четвертых террас, а наименьшие значения глубин залегания этого элемента мерзлой толщи обычно характерны для пойм и лайд.

Так, в центральных и восточных районах Гыданского полуострова и западной части Хатангской равнины, в основном занятых высокими геоморфологическими уровнями, мощность мерзлых толщ изменяется в достаточно широких пределах — от 45—170 до 450 м (табл. 9). Отмеченная закономерность прослеживается и в других зонах описываемой территории (рис. 8): в подрайоне 2₁ фон формируют мерзлые толщ с глубиной залегания подошвы 50—150 м; 2₂ — 150—300 м; 2₃ — 300—450 м; 2₄ — более 450 м. Значительные мощности (450—500 м и более) характерны и для третьего мерзлотно-гидрогеологического района (табл. 10).

Водоносный неоген-четвертичный комплекс на территории распространен повсеместно и связан с плиоцен-четвертичными образованиями различного состава и генезиса. В северной и восточной частях территории, где палеогеновые осадки размыты полностью, он со стратиграфическим несогласием залегает на верхне- и нижнемеловых отложениях, а в бассейне Дудинки — на породах палеозоя.

Надмерзлотные воды, как правило, приурочены к сезонноталому слою, претерпевая ежегодные фазовые переходы, и значительно реже — к несквозным подрусловым и подозерным таликам. Воды залегают обычно в зоне свободного водообмена.

Безнапорные воды сезонноталого слоя распространены повсеместно и приурочены к плиоцен-четвертичным стратонам различного генезиса и возраста. Мощность СТС изменяется в довольно широких пределах — от 0,1 в слабо-разложившемся торфе до 0,8—1 м в песках. Их химический состав в основном определяется содержанием растворимых примесей в породе, часто содержащей, например, значительное количество органического вещества, способствующего возникновению в воде неприятного запаха и кислой реакции. Важной особенностью является и повсеместное наличие в них хлор-иона со средним содержанием 20—40 %. Состав рассматриваемых вод гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый или натриево-магниевый. Величина сухого остатка редко превышает 0,05—0,2 г/л. Малая водообильность, незначительные запасы и зараженность органикой делают воды СТС совершенно непригодными для водоснабжения.

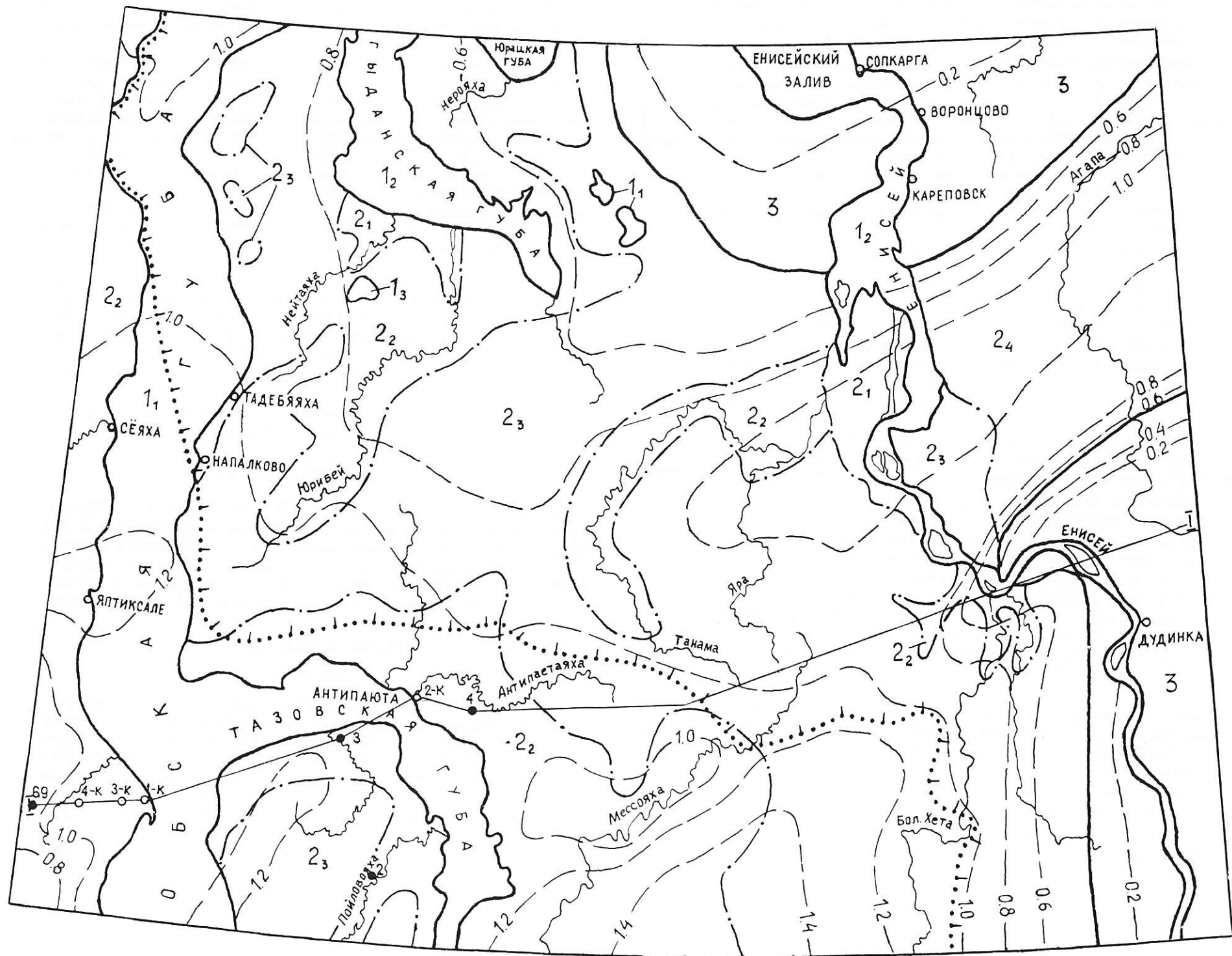
Воды несквозных таликов развиты исключительно под акваториями рек и озер глубиной более 1,5—2 м и чаще всего приурочены к щелевым инфильтрационным таликам в толще мерзлых пород. Большинство рек описываемой территории относятся к мелководным и маловодным и имеют низкие температуры воды, отепляющее действие которой сказывается лишь на самых верхних горизонтах мерзлого грунта. Подрусловые талики небольшой мощности (первые метры) с заключенными в них подземными водами встречаются в нижнем течении и в устьевых частях этих рек. Так, в районе пос. Мыс Каменный под руслом р. Хайвичо мерзлые породы располагаются на глубине 4,2 м. В верховьях реки в зимний период полностью промерзают, и наличие здесь подрусловых таликов менее вероятно.

Воды подрусловых несквозных таликов наиболее широко развиты (рис. 8) в подрайонах с индексом 2₂, включающих в себя преимущественно средние и

нижние течения таких крупных рек региона, как Юрибей, Танама, Мессояха, Пойловаяха, Большая и Малая Хета. В мерзлотно-гидрогеологическом районе 3 и подрайоне 2₄ воды подобного типа имеют ограниченное распространение и могут быть встречены под руслами рек Агапа и Дудинка, а на площади подрайона 2₃ они практически отсутствуют.

Мощность подрусловых таликов может достигать 20—30 м и более. Водовмещающими породами чаще всего являются современные аллювиальные отложения, представленные мелкозернистыми песками, супесями с линзами суглинков. Надмерзлотные воды подрусловых таликов были вскрыты скважинами вдоль побережья Обской губы, в частности в пределах Южно-Тамбейского, Каменномысского и Новопортовского месторождений. Коэффициент фильтрации песков подрусловых таликов изменяется здесь от 3—5 до 20 м/сут.

Надмерзлотные воды подрусловых несквозных таликов в основном безнапорные. Питание их осуществляется путем инфильтрации поверхностных вод и атмосферных осадков, рагрузка — в пониженные участки рельефа. По хими-



КМ 25 0 25 50 75 км

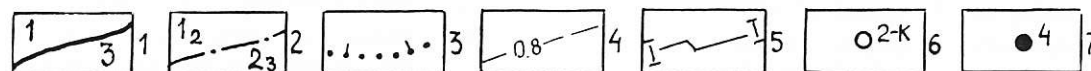
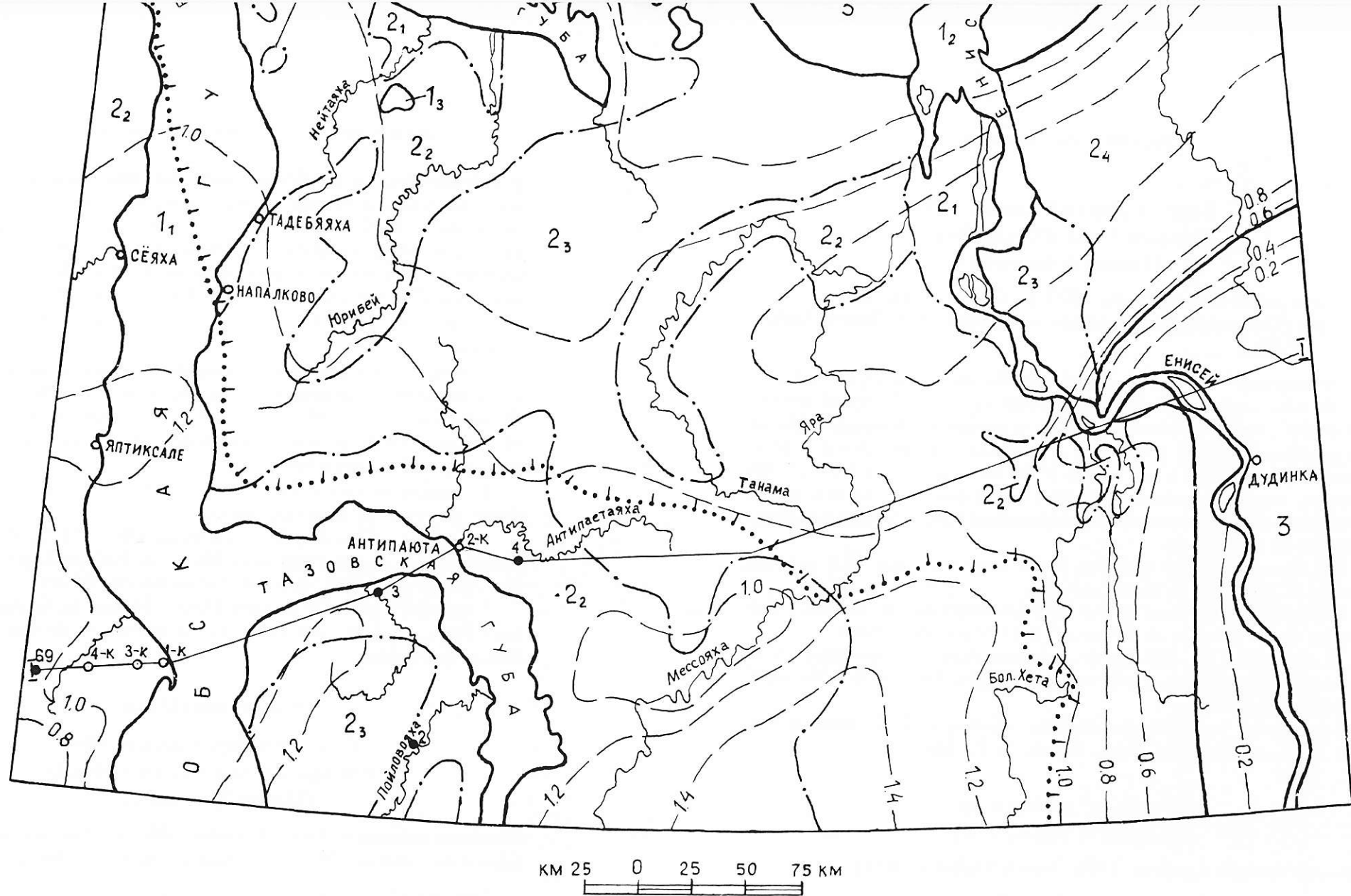


Рис. 8. Схематическая карта мерзотно-гидрогеологического районирования. Составила С. В. Шемраева.

1—3 — границы: 1 — мерзотно-гидрогеологических районов и их номера, 2 — подрайонов и их номера, 3 — размыта палеогеновых образований (бергштрихи в сторону размыта); 4 — изолинии глубины залегания подошвы верхнего гидрогеологического этажа, тыс. м; 5 — линия разреза; скважины и их номера: 6 — структурно-картировочные, 7 — глубокие разведочные.

Таблица 9

Зависимость мощности многолетнемерзлых пород от геоморфологических условий
(по В. Т. Трофимову, Ю. Б. Бадю, Г. И. Дубикову, 1980 г.)

Геоморфологический уровень	Ямалский полуостров (восточная часть)			Тазовский полуостров			Гыланский полуостров (западная часть)		
	Число точек наблюдения	Предел измерения мощности, м	Средняя мощность, м	Число точек наблюдения	Предел измерения мощности, м	Средняя мощность, м	Число точек наблюдения	Предел измерения мощности, м	Средняя мощность, м
Плиоцен-среднеплейстоценовые равнины	—	—	—	12	250—420	320	9	140—350	310
Четвертные террасы	—	—	—	15	240—450	310	7	95—245	210
Третьи террасы	26	155—400*	255	18	225—350	280	30	55—300	170
Вторые террасы	17	150—400*	240	9	160—245	250	—	—	—
Первые террасы	8	150—400*	215	9	120—190	200	7	48—280	165
Лайды	11	45—275	135	11	80—170	125	20	90—260	85

* Максимальные мощности в 400 м принимались в статистических расчетах для ВЭЗ, по которым глубина залегания подошвы мерзлой толщи не могла быть установлена точно.

Таблица 10

Максимальная глубина залегания подошвы мерзлой зоны
(по Ю. Н. Михалюку, Г. Д. Гинсбургу, В. А. Соловьеву, 1975 г.)

№ п.п.	Площадь	Максимальная глубина, м
1	Каменномысская	250
2	Ямбургская	255
3	Семаковская	290
4	Антипаютинская	290
5	Пеляткинская	500
6	Соленинская	470
7	Мессояхская	455
8	Сопочно-Каргинская	455
9	Яковлевская	550
10	Муксунихинская	485
11	Песчаная	325
12	Казанцевская	440
13	Семеновская	350
14	Зимняя	345—440
15	Майская	330
16	Нижнехетская	355
17	Малохетская	460
18	Долганская	400
19	Точинская	480
20	Суходудинская	500
21	Озерная	610
22	Сузунская	560

ческому составу они преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,3—0,4 г/л, заметно возрастающей в зимний период. Растворенные газы имеют азотно-кислородный состав.

Воды подозерных несквозных таликов. Территория характеризуется значительной заозеренностью (10 %). В целом заозеренность высоких морских равнин выше, чем низких (ниже четвертой) террас. Резко преобладают (около 90 %) мелководные и небольшие по размерам озера, площадь водного зеркала которых не превышает 1 км². Это в основном термокарстовые озера с глубиной, редко превышающей 2—3 м. Несквозные подозерные талики формируются чаще всего под озерами, глубина которых превышает 1,5 м.

В зависимости от размеров, возраста и генезиса озер мощность подозерных таликов может достигать 50—70 м [66]. Так, на Тазовском полуострове (Ямбургское месторождение УВ) под старичным озером в долине р. Пойловыха по данным бурения вскрытая мощность подозерного талика составила 45 м

[115]. Под водораздельными озерами, которые имеют незначительные (до 10 м) глубины, мощность таликов по данным ЮжНИИГИПРОГаз составляет 15—20 м. Наряду с этим, под мелкими озерами (глубина менее 1,5 м) подозерные талики отсутствуют.

Водоносными породами являются мелкозернистые и пылеватые пески четвертичного возраста. Их коэффициент фильтрации по лабораторным данным варьирует в пределах 0,8—10 м/сут. Дебит скважины, вскрывшей эти пески на Ямбургском месторождении, составил 0,3 л/с при понижении уровня на 8 м. По химическому составу воды в большинстве случаев гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные различного катионного состава с минерализацией от 0,03 до 0,4 г/л. В зимнее время в результате криогенной метаморфизации химический состав вод претерпевает некоторые изменения, повышается их минерализация и возникает напор криогенного типа. Растворенные газы характеризуются в основном азотно-кислородным составом.

Воды сквозных таликов развиты под акваториями Обской, Тазовской, Гыданской губ, Енисейского залива и на устьевых участках крупных рек, а также под глубокими (30—50 м) озерами, площадь которых в отдельных случаях достигает 200—300 км² [66]. В пределах подрайонов первого мерзлотно-гидрогеологического района по глубине залегания они приурочены (рис. 9) к нескольким водоносным горизонтам, гидравлически связанным между собой.

Водовмещающими отложениями являются пески плиоцен-четвертичного возраста различного гранулометрического состава (от пылеватых до крупнозернистых с гравием и галькой) преимущественно морского и прибрежно-морского генезиса. Мощность отдельных пластов песка достигает более 40 м (мыскаменские слои). Судя по гранулометрическому составу, их фильтрационные свойства могут изменяться в широких пределах — от десятых долей до 10—15 м/сут и более.

Подземные воды сквозных таликов по условиям распространения и залегания в геологическом разрезе в основном безнапорные или слабонапорные на локальных участках, где в кровле имеются пласты глинистых пород. Их питание происходит за счет инфильтрации поверхностных вод и, в меньшей степени, за счет подтока межмерзлотных и подмерзлотных минерализованных вод. Разгрузка осуществляется в межмерзлотные и подмерзлотные водоносные горизонты в летнее время при более высоком уровне воды в акваториях губ и Енисейского залива. В целом эти подземные воды находятся в зоне свободного или слабозатрудненного водообмена. Они характеризуются большим разнообразием как по химическому составу, так и по минерализации: от пресных гидрокарбонатных кальциево-натриевых (подрайон I_1) до соленых хлоридно-натриевых (подрайон I_3).

Их использование для целей питьевого водоснабжения возможно лишь после специальных предварительных гидрологических, гидрогеологических и гидрохимических видов исследований.

Межмерзлотные и внутримерзлотные воды. Палео- и криогидрогеологическая обстановка на территории в четвертичное время способствовала широкому распространению межмерзлотных и внутримерзлотных вод в разрезе верхнего гидрогеологического этажа. Их формирование связано с промерзанием осадков, накопившихся в морских условиях и промерзших при выходе из-под уровня регрессировавших морских бассейнов. Не пройдя инфильтрационного этапа гидрогеологического цикла, слабопроницаемые песчано-глинистые породы преимущественно средне-верхнечетвертичного

возраста начали активно промерзать. Верхняя зона пресных подземных вод не успела сформироваться, поэтому в мерзлой неоген-четвертичной толще, как правило, отсутствуют горизонты пресных межмерзлотных и внутримерзлотных вод: здесь развиты горизонты и отдельные линзы захороненных морских вод с отрицательной температурой (криопэги) на различных глубинах. Так, в районе пос. Мыс Каменный на глубине 132 м в толще морских отложений среднеплейстоценового возраста были вскрыты межмерзлотные напорные соленые воды с отрицательной температурой. В пос. Ямбург скважиной глубиной 300 м также вскрыты межмерзлотные горько-соленые воды.

Следует отметить, что в пределах различных по возрасту морских террас и равнин Ямала и севера Гыданского полуострова среди толщ высокоомных ММП зафиксированы слои с низкими удельными электрическими сопротивлениями (от 5 до 30 ом). Эти слои, залегающие в интервале глубин 5—100 м и более, интерпретируются как талые, насыщенные солеными водами с отрицательной температурой. Межмерзлотные и внутримерзлотные воды могут быть развиты также в современных отложениях под днищами промерзающих озер и рек.

Мощность отдельных водоносных горизонтов и линз составляет обычно 5—15 м, достигая иногда на локальных участках 40 м и более. Водоносными являются пески различного генезиса и гранулометрического состава: от пылеватых до среднезернистых, но чаще всего мелкозернистые. Так, в бассейнах рек Малая и Большая Хета, Танама и Яра водоносные отложения представлены преимущественно мелкозернистыми хорошоотсортированными песками четвертой террасы.

Коэффициент фильтрации песчаных разностей может колебаться в широких пределах — от сотых и десятых долей до 5—10 м/сут и более. Дебит скв. 1-К в районе пос. Мыс Каменный составил 0,16 л/с. Подземные воды межмерзлотных и внутримерзлотных талых зон, как правило, напорные.

Вследствие промерзания криоалинные межмерзлотные и особенно внутримерзлотные воды приобретают повышенный криогенный напор, тем больший, чем выше степень изоляции системы и сильнее охлаждение. Межмерзлотные воды при этом могут переходить в категорию внутримерзлотных с абсолютно застойным характером водообмена. Химический состав, минерализация и свойства межмерзлотных и внутримерзлотных вод могут быть самыми различными и зависеть от состава вмещающих отложений, химического состава исходных вод, а также от степени криогенной метаморфизации. Наибольшая минерализация (100 г/л и более) их отмечается в таликовых зонах, ранее насыщенных морской водой. По химическому составу они преимущественно хлоридного натриевого и магниевых состава. Газовый состав этих вод изменяется от кислородно-азотного до азотного, редко — до азотно-метанового.

Водоупорный турон-палеоценовый комплекс. Существенно глинистые породы турона—нижнего палеоцена представляют собой региональный водоупор, разделяющий верхний и нижний гидрогеологический этажи. В его состав входят кузнецовская, березовская, ганькинская свиты и нижнетибейсалинская подсвита, суммарная мощность которых достигает 950—1000 м (рис. 9).

Слабоводоносный турон-палеоценовый комплекс. В Усть-Енисейском районе надсеноманская часть разреза опесчанивается. Вместе с тем, водонасыщенные песчаные разности насоновской, салпадинской, танамской свит в гидрогеологическом отношении не исследованы.

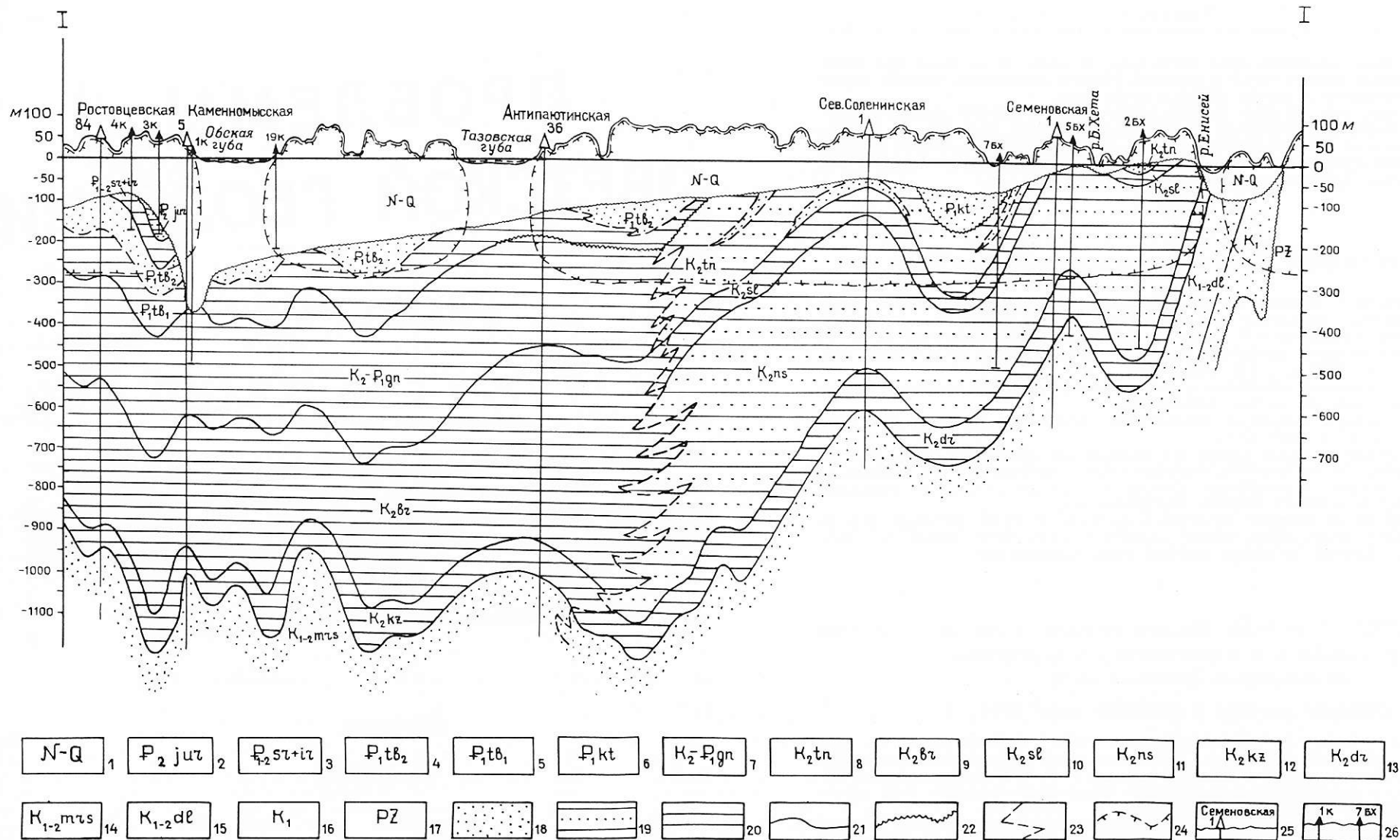


Рис. 9. Схематический мерзлотно-геологический разрез верхнего гидрогеологического этажа по линии I—I. Составила С. В. Шемяева.

1 — неоген (плиоцен)-четвертичные отложения: пески, супеси, суглинки, глины с включениями мегакластов; 2 — юрковская свита: тонкое переслаивание пестроцветных глин с мелкозернистыми песками; 3 — серовская и ирбитская свиты объединенные: опоки, диатомиты, диатомовые глины; 4 — тибейсалинская свита, верхняя подсвита: пески средне-мелкозернистые с прослоями угля и алевроглин; 5 — тибейсалинская свита, нижняя подсвита: глины, алевроиты с редкими прослоями мелкозернистых песков; 6 — кэтпарская свита: пески разнозернистые, алевроиты, редко прослои глин; 7 — ганькинская свита: глины слабоизвестковистые, алевроиты; 8 — танамская свита: алевроглины, алевроиты с линзами и прослоями мелко-среднезернистых песков; 9 — березовская свита: глины кремнистые с редкими прослоями опок; 10 — салпадинская свита: опоквидные глины, алевроиты с редкими прослоями песков; 11 — наоновская свита: ритмичное переслаивание песков, алевроитов, глин; 12 — кузнецовская свита: глины с зернами глауконита, с пропластками алевролитов и опоквидных глин; 13 — дорожковская свита: глины, глинистые алевроиты с глауконитом, с маломощными прослоями песков; 14 — марресалинская свита: пески, песчаники, глины алевроитистые, прослои гравелитов с бобовинами боксита; 15 — долганская свита: пески с прослоями алевроитов и глин с обломками древесины и включениями янтаря; 16 — нижнемеловые отложения нерасчлененные: пески разнозернистые, прослои алевроитов, глин; 17 — дислоцированные палеозойские породы складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты; 18 — песчаные и алевро-песчаные проницаемые отложения; 19 — алевро-песчаные и алевро-глинистые слабопроницаемые отложения; 20 — преимущественно глинистые и алевро-глинистые непроницаемые отложения; 21 — границы основных стратиграфических подразделений; 22 — границы стратиграфических несогласий; 23 — литолого-фациальные границы; 24 — границы распространения многолетнемерзлых пород (бергштрихи направлены в сторону ММП); 25 — глубокие нефтепоисковые скважины, их номера и название площадей; 26 — колонковые скважины и их номера (K — картировочные скважины Ямбургской ГСП, БХ — скважины Большехетского профиля).

НИЖНИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭТАЖ

Апт-сеноманский водоносный комплекс содержит высоконапорные неизливающиеся воды с глубинами залегания статических уровней от поверхности земли 38—98 м. Изученность комплекса в гидрогеологическом отношении слабая. Тем не менее, даже по редкой сети точек с некоторой долей условности для данного комплекса выделяется краевая часть вблизи восточного обрамления с гидрохимической зональностью, отражающей современный или палеопромыв отложений, и его центральная часть, где отложения заключают измененные последующими процессами седиментационные воды. Граница между этими зонами проводится (как и для более южных частей бассейна) по изолинии минерализации в 10 г/л.

Величина притока при испытании скважин составляет, как правило, от единиц до 98 м³/сут при положении динамического уровня от 150—240 до 660—755 м. В краевой, восточной зоне бассейна минерализация вод составляет 1—3 г/л на Озерной площади, 3,2 г/л — на Сузунской и 4,7 г/л — на Дерябинской. Состав вод здесь хлоридно-гидрокарбонатный кальциевый (содержание хлор-иона менее 300—500 мг/л). Тип воды (по В. А. Сулину) — гидрокарбонатно-натриевый с отношением $r_{Na/rCl} = 1,03—3,4$.

Для центральной части характерны воды с минерализацией по преобладающему числу проб 10—16,5 г/л, реже до 19—21 г/л. Воды хлоридные натриевые с повышенным, по отношению к водам нижележащих отложений, содержанием кальций-иона (до первых сотен мг/л) и магний-иона (до 100 мг/л). Тип вод хлор-кальциевый (по В. А. Сулину) с величинами $r_{Na/rCl} = 0,94—0,98$.

Формула Курлова для вод апт-сеноманского комплекса:

$$M_{9,7} \frac{Cl 177 HCO_3 23}{Na 98 Ca 1 Mg 1} J 8, Br 7, B 6.$$

Содержание йода в водах от 1—3 до 18 мг/л, брома — 10—54 мг/л. Апт-сеноманский комплекс на большей части территории перекрыт глинистыми водоупорами.

Берриас-неокомский водоносный комплекс. Толща пород берриас-неокомского (частично аптского) возраста общей мощностью до 1500—2000 м, представленная разнофациальными отложениями морского генезиса, составляет сложную по строению водонапорную систему. Наиболее характерной ее особенностью является общее опесчанивание разреза в восточном направлении — от преимущественно глинистого типа разреза Полуиско-Ямальского района (ахская, нижняя часть таноппинской свиты) до опесчаненных разрезов предтаймырского и малохетского подрайонов, где прослежены шураговская, байкаловская, нижнехетская, суходудинская и малохетская свиты.

Комплекс содержит высоконапорные, но непереливающиеся воды, статические уровни которых устанавливаются на глубинах от 9—12 и 30—50 до 80—120 м от поверхности земли. Испытание объектов (около 200) проведено в абсолютном большинстве для глубоких нефтепоисковых и разведочных скважин. Величина притока, как правило, составляет здесь единицы и первые десятки кубических метров в сутки и в отдельных случаях достигает 420 м³/сут при динамических уровнях от сотен до полусотен тысяч метров.

По величине минерализации воды на всей территории листа представляют собой как бы единую гидрохимическую зону, хотя практически по каждой из разведочных площадей значения минерализации изменяются в пределах от 3—

5 до 8—11, реже до 13—15 г/л. Установить природу наблюдаемой дисперсии с разделением ее на природную и (возможно) техногенную составляющие по имеющемуся фактическому материалу не представляется возможным. Следует лишь заметить, что аналогичная зональность характерна и для значительной территории, расположенной южнее и изученной существенно лучше. По химическому составу воды хлоридные натриевые, по подавляющему большинству проб — гидрокарбонатно-натриевого типа (по В. А. Сулину). Однако на значительной части разведочных площадей фиксируется по несколько проб повышенной минерализации, относящихся к хлор-кальциевому типу. Природа этого явления в гидрогеохимической зональности при достигнутой степени изученности объяснения не находит.

Формула Курлова для вод гидрокарбонатно-натриевого типа:

$$M_{9,7} \frac{Cl 177 HCO_3 23}{Na 98 Ca 1 Mg 1} J 8, Br 7, B 6;$$

для хлор-кальциевого типа:

$$M_{16,8} \frac{Cl 99 HCO_3 1}{Na 83 Ca 15 Mg 1 K 1} J 4, Br 18, B 5.$$

Содержание микрокомпонентов в водах составляет (мг/л): йод — от 1—3 до 15—17; бром — от 5—10 до 30—33. Газонасыщенность вод метановыми газами с содержанием тяжелых углеводородов до 10 % по имеющимся замерам составляет от 0,1—1,5 до 3,5—4,9 л/л.

Берриас-неокомский водоносный комплекс на рассматриваемой территории не имеет четко выраженного и регионально выдержанного водоупорного раздела от вышележащего апт-сеноманского комплекса, и обе эти толщи проницаемых, водосодержащих пород гидравлически взаимосвязаны. В качестве условных локальных водоупоров могут рассматриваться преимущественно глинистые породы яронгской свиты, распространенной в юго-западной части листа, и яковлевской свиты в Усть-Енисейском районе.

Берриас-неокомский водоносный комплекс повсеместно отделен от ниже-залегających водосодержащих пород глинистыми водоупорными отложениями верхнеюрского возраста даниловской, абалакской, гольчихинской, точинской и яновстанской свит общей мощностью до 700 м.

Юрский водоносный комплекс. Кровля комплекса залегает на глубинах от 0,6—0,8 до 3,5—4 км. Он имеет очень сложное строение как по фациальным условиям формирования слагающих его осадков, так и по соотношению водовмещающих (проницаемых) и водоупорных (глинистых) образований, включая их положение в разрезе и выдержанность по простиранию.

Отложения комплекса опробованы на 21 локальной структуре, подавляющее большинство которых сосредоточено в восточной половине площади картируемых листов. Наибольший объем гидрогеологической информации (по 4—14 объектов испытания) имеется по Зимней, Малохетской, Нижнехетской, Суходудинской, Семеновской и Долганской структурам. Притоки воды, в том числе и совместно с газом, получены при опробовании около 40 объектов испытания на глубинах от 635—892—1074 м (Малохетская, Нижнехетская, Суходудинская) и 1456—1731—1848 м (Большеалайдинская, Семеновская, Зимняя) до 3076—3243—3348 м — на Восточно-Мессояхской, Геофизической и Дерябинской разведочных площадях (локальных структу-

рах). Испытания проводились как в обсаженных скважинах с перфорацией интервалов опробования преимущественно перфораторами ПК-103 с плотностью 10 и более отверстий на 1 п. м., так и в открытом стволе, в том числе с применением испытателя пластов (КИИ и др.). Величины притока изменяются в широких пределах — от 0,2—2,4 до 56—67 м³/сут при понижениях от сотен до 600—1800 м. Преобладающими значениями являются величины притока в десятки кубических метров в сутки. Как правило, притоки более 30 м³/сут получены при понижениях от первых сотен до 345—457 м. Юрские отложения содержат высоконапорные непереливающиеся воды. Статические уровни в скважинах устанавливаются на глубинах от 14—30 до 95—130 м (преобладают глубины 56—82 м).

Минерализация вод изменяется от 1—3 до 14—15 г/л. Характерной особенностью в распределении минерализации по площади являются относительно повышенные ее значения в структурах, менее удаленных от обрамлений (Суходудинская, Долганская, Большелайдинская, Ново-Портовская). Другая особенность хлор-кальциевый тип вод (по В. А. Сулину). Величины gNa/gCl для них изменяются от 0,69—0,83 до 0,93—0,98. На остальной территории подземные воды имеют минерализацию менее 10 г/л (за исключением Весенней площади, где по одной из двух опробованных скважин получена проба воды с $M = 15,1$ г/л хлор-кальциевого типа $gNa/gCl = 0,77$). Тип подобных вод гидрокарбонатно-натриевый с величиной коэффициента $gNa/gCl = 1,02—2,74$.

Можно отметить, что несмотря на значительный интервал (около 1000 м) изученного разреза, воды комплекса имеют близкие гидрохимические характеристики, дисперсия которых связана, по-видимому, в большей мере с качеством проведения работ при испытании каждого из объектов. Так, практически на всей изученной территории они хлоридные натриевые с содержанием натрия и хлора более 85—97 мг-экв/л, а изменение типа связано с некоторым увеличением содержания гидрокарбонат-иона.

Формула Курлова для вод хлор-кальциевого типа:

$$M_{15} \frac{Cl_{99} HCO_3 1}{Na_{77} Ca_{22} Mg 1} J_{11}, Br_{38}, B_{12};$$

для вод гидрокарбонатно-натриевого типа:

$$M_{12,3} \frac{Cl_{69} HCO_3 15 CO_3 13 SO_4 12}{Na_{100}} J_{35}, Br_{81}.$$

Содержание микрокомпонентов составляет: йод — от 2 до 11 мг/л; бром — от 5—10 до 60—80 мг/л.

Состав растворенных газов — метановый с повышенным содержанием гомологов метана вблизи углеводородных скоплений. Величина замеренного газового фактора изменяется от 1,1 до 1,73 на Суходудинской площади и до 3,5 — на Дерябинской.

Палеозойские и триасовые отложения опробованы в восьми объектах (в том числе два «сухих») на четырех разбуренных площадях. Они содержат напорные непереливающиеся воды, положение статических уровней (30—113 м) которых весьма близко к таковым для нижне-верхнеюрских горизонтов. Величина притока изменяется от первых единиц до 46 и 97 м³/сут при динамических уровнях 168—600—1800 м. Минерализация, химический состав вод, их газонасыщенность аналогичны соответствующим показателям вод юрских отложений.

Таким образом, нижний гидрогеологический этаж содержит высоконапорные, преимущественно солоноватые и соленые, хлоридные натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с содержанием изученных промышленно-ценных компонентов ниже условно установленных кондиций. Воды могут представлять бальнеологическую ценность и использоваться для организации лечебных ванн с предварительной курортологической экспертизой.

Подземные воды при дополнительных исследованиях могут рассматриваться и как термальные, поскольку их температура, обычно не превышающая 15—30 °С до глубины 1000 м, уже вблизи кровли юрских отложений составляет 50—110 °С, достигая на глубинах 4—5 км 120—140 °С при коллекторах с невыдержанной и достаточно низкой проницаемостью. Такой температурный режим, вероятно, определяется наличием в районе мощных толщ многолетнемерзлых пород и величиной плотности теплового потока около 50 мВт/м².

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория охватывает арктические районы Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, и лишь на юго-востоке в ее пределы заходит краевая часть Енисейской минерагенической провинции. Первая включает Гыданскую, Усть-Енисейскую, Надым-Пурскую, Пур-Тазовскую и частично Ямальскую и Таймырскую нефтегазоносные области (НГО). В Енисейской минерагенической провинции на площади представлены Болгохтохская свинцово-цинково-медно-вольфрамово-молибденоносная зона и Норильская (Фокинско-Таловская) каменноугленосная зона.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ НЕФТЬ, ГАЗОКОНДЕНСАТ И ГАЗ ГОРЮЧИЙ

В пределах листа сосредоточен целый ряд уникальных и крупных по запасам газовых, газоконденсатных и нефтегазоконденсатных месторождений (Ямбургское, Утреннее, Южно-Тамбейское, Новопортовское и др.). Газовые месторождения низовьев р. Енисей (Мессояхское, Южно-Соленинское, Северо-Соленинское) уже более 20 лет снабжают газом Норильский горно-металлургический комбинат. Ямбургское нефтегазоконденсатное месторождение, входящее на лист своей северной частью, является вторым в России по объемам добываемого газа и вторым в мире по запасам углеводородного сырья. Для местных нужд добывается газ на ряде других месторождений.

В пределах территории открыто 40 месторождений, в том числе газовых — 18, газоконденсатных — 9, газонефтяных — 5, нефтегазоконденсатных — 7 и нефтяных — 1 (табл. 11).

Территориально большую часть листа занимают Гыданская и Усть-Енисейская НГО; на эти области и приходится наибольшее количество открытых месторождений (соответственно 17 и 14). Ямальская, Надым-Пурская и Пур-Тазовская НГО только небольшими своими частями входят в состав территории листа. В пределах этих НГО открыто девять месторождений; все они имеют исключительно важное народнохозяйственное значение (Ямбургское, Новопортовское, Тасийское, Южно-Тамбейское и др.). Если в составе Гыданской и Усть-Енисейской НГО открыты мелкие, средние, крупные, одно гигантское и одно супергигантское по запасам месторождения, то среди девяти месторождений остальных НГО три являются супергигантскими (табл. 11).

Таблица 11
Характеристика месторождений нефти и газа, расположенных на территории листа R-43—(45) (данные на 1.01.1993 г.)

№ п.п.	Нефтегазоносные области, месторождения	Количество залежей						Количество месторождений					
		Всего	в том числе					Всего	Малые	Средние	Крупные	Гигантские	Супергигантские
			Г	Н	НГ	ГК	НГК						
I. Гыданская НГО													
1	Антипаутинское (V-6-3)	1	1	5	2	5	1				+		
2	Восточно-Мессояхское (VI-9-1)	19	6									+	
3	Восточно-Минхское (IV-5-5)	1	1						+				
4	Восточно-Минхское (IV-3-1)	1	1						+				
5	Гыданское (III-5-3)	2	2										
6	Геофизическое (IV-2-1)	16	11	3		2					+		
7	Западно-Мессояхское (VI-7-1)	5	1	1	3						+		
8	Ландертойское (II-7-2)	1				1							
9	Минхское (IV-4-5)	11	11						+		+		
10	Парусовое (VI-3-1)	3	2	1							+		
11	Северо-Утреннее (II-3-1)							Совместно с Утренним (II-3-2)					
12	Солетское (IV-4-2)	9	8			1					+		
13	Семаковское (V-4-1)	1	1								+		
14	Тотяхинское (V-5-1)	1	1								+		
15	Трехбугорное (IV-3-3)	1	1										
16	Утреннее (II-3-2)	33	17	1	1	14			+				+
17	Шормовое (I-2-1)	1	1										
18	Южно-Мессояхское (VI-8-2)	7	2			5					+		
	Итого по НГО	113	67	11	6	28	1	17	2	10	1	1	

№ п.п.	Нефтегазоносные области, месторождения	Количество залежей					Количество месторождений						
		Всего	в том числе				Всего	Малые	Средние	Крупные	Гигантские	Супер-гигантские	
			Г	Н	НГ	ГК							НПК
II. Надым-Пурская НГО													
1	Ямбургское * (VI-4-2)	15	1			12	2						+
2	Находкинское * (VI-7-5)	3	2		1						+		
	Итого по НГО	18	3		1	12	2	2			1		1
III. Пур-Тазовская НГО													
1	Сузунское (VI-12=1)	6		1	3	2		1			+		
	Итого по НГО	6		1	3	2		1			1		
IV. Усть-Енисейская НГО													
На балансе не числится и отнесено к малым													
1	Горчинское (V-12-3)	2	1	1									
2	Дерябинское (II-11-1)	4				4					+		
3	Зимнее (V-12-2)	3	3							+			
4	Казанцевское (IV-12-1)	4	1			3					+		
5	Мессояхское (V-11-1)	1	1						+				
V. Усть-Енисейская НГО													
На балансе не числится и отнесено к малым													
6	Нанадское (IV-8-2)	1	1						+				
7	Нижнехетское (IV-13-3)	2	2										
8	Озерное (III-14-1)	1	1		1				+				
9	Пайяхское (III-13-1)	1									+		
10	Пелятинское (IV-10-1)	6	1			5					+		
11	Северо-Соленинское (V-10-1)	7	2			5					+		
12	Ушаковское (IV-11-2)	4	4								+		
13	Хабейское (I-13-7)	2	2						+				
14	Южно-Соленинское (V-10-2)	4				4							
	Итого по НГО	42	19	2		21	14	6	2	6			
V. Ямальская НГО													
1	Каменномыское (VI-2-1)	1	1								+		
2	Новопортовское * (VI-1-3)	13	2	1	2	2	6						
3	Ростовцевское * (VI-1-2)	13	3	5	1	4					+		
4	Тасийское (I-1-1)	31	14			17							
5	Хамбатейское (V-1-1)	3			3								
6	Южно-Тамбейское * (II-1-1)	31	5			26							+
	Итого по НГО	92	25	6	6	49	6	6	3	1		2	
	Всего по листу	271	114	20	16	112	9	40	7	19	1	4	

* Месторождения, только частично входящие в состав листа.

Распределение месторождений нефти и газа по нефтегазоносным областям и районам — лист R-43—(45)

№ п.п.	Нефтегазоносные области, районы, месторождения	Количество залежей					Тип месторождения	
		Всего	в том числе				по фазовому составу УВ	по величине запасов
			Г	Н	НГ	ГК	НГК	
	I. Гыданская НГО	113	67	11	6	28	1	
1	а) Северо-Гыданский НГР							
2	Утреннее (II-3-2)	33	17	1	1	14		НГК
3	Шгормовое (I-2-1)	1	1					Г
	Ландергойское (II-7-2)	1					1	ГК
1	б) Гыданский НГР							
	Гыданское (III-5-3)	2	2					Г
1	в) Напалковский НГР							
2	Восточно-Бугорное (IV-3-1)	1	1					Г
3	Геофизическое (IV-2-1)	16	11	3		2		НГК
4	Солетское (IV-4-2)	9	8			1		ГК
	Трехбугорное (IV-3-3)	1	1					Г
1	з) Мессояхский НГР							
2	Антипаутинское (V-6-3)	1	1					Г
3	Восточно-Мессояхское (VI-9-1)	19	6	5	2	5	1	НГК
4	Восточно-Минховское (IV-5-5)	1	1					Г
5	Западно-Мессояхское (VI-7-1)	5	1	1	3			НГ
	Минховское (IV-4-5)	11	11					Г

6	Парусовое (VI-3-1)	3	2	1				НГ	К
7	Семаковское (V-4-1)	1	1					Г	К
8	Тотаяхинское (V-5-1)	1	1					Г	К
9	Южно-Мессояхское (VI-8-2)	7	2			5		ГК	К
	II. Надым-Пурская НГО	18	3		1	12	2		
1	а) Надымский НГР								
	Ямбургское (VI-4-2)	15	1			12	2	НГК	У
	б) Уренгойский НГР								
1	Находкинское (VI-7-5)	3	2		1			НГ	К
	III. Пур-Тазовская НГО	6		1	3	2			
	а) Сидоровский НГР								
1	Сузунское (VI-12-1)	6		1	3	2		НГК	К
	IV. Усть-Енисейская НГО	42	19	2		21			
	а) Тазимский НГР								
1	Горнинское (V-12-3)	2	1	1				ГН	С
2	Зимнее (V-12-2)	3	3					Г	С
3	Казанцевское (IV-12-1)	4	1			1		ГК	С
4	Мессояхское (V-11-1)	1	1					Г	М
5	Нанадинское (IV-8-2)	1	1					Г	М
6	Нижнехетское (IV-13-3)	2	2					Г	М

№ п.п.	Нефтегазоносные области, районы, месторождения	Количество залежей					Тип месторождения	
		Всего	в том числе				по фазовому составу УВ	по величине запасов
			Г	Н	НГ	ГК	НГК	
7	Пелятинское (IV-10-1)	6	1			5		К
8	Северо-Солённое (V-10-1)	7	2			5		К
9	Ушаковское (IV-11-2)	4	4					К
10	Южно-Солённое (V-10-2)	4				4		С
	<i>б) Предтаймырский НГР</i>							
1	Хабейское (I-13-1)	2	2					М
2	Дерябинское (II-11-1)	4				4		К
3	Озерное (III-14-1)	1	1					М
4	Пайяхское (III-13-1)	1		1			Н	К
	V. Ямальская НГО	92	25	6	6	49		
	<i>а) Тамбейский НГР</i>							
1	Тасийское (I-1-1)	31	14			17		К
2	Южно-Тамбейское (II-1-1)	31	5			26		У
	<i>б) Южно-Ямальский НГР</i>							
1	Каменномыское (VI-2-1)	1	1					К
2	Новопортовское (VI-1-3)	13	2	1	2	2		У
3	Ростовцевское (VI-1-2)	13	3	5	1	4		К
4	Хамбатейское (V-1-1)	3			3			К
	Всего по листу	271	114	20	16	112	9	

Примечание. I. Фазовый состав залежей: Г — газопыльные, Н — нефтяные, НГ — нефтегазовые, ГК — газоконденсатные, НГК — нефтегазоконденсатные.
2. Класс месторождений по запасам: У — уникальные, К — крупные, С — средние, М — малые, ННПР — непромышленные.

Гигантские и супергигантские месторождения показаны на карте полезных ископаемых как уникальные.

В разрезе открытых в пределах листа месторождений выявлена 271 залежь. По составу углеводородов залежи группируются следующим образом: газовые — 114, нефтяные — 20, нефтегазовые — 16, газоконденсатные — 112 и нефтегазоконденсатные — 9. Из 40 месторождений 4 относятся к числу супергигантских по запасам УВ, 2 — гигантских, 21 — крупных, 4 — средних и 9 — малых (табл. 11). Распределение в пределах нефтегазоносных областей месторождений, залежей и их фазового состава, группирование по запасам УВ приведены в табл. 12. Статистические данные по месторождениям заимствованы авторами из баланса запасов по состоянию на 1.01.1993 г. с некоторыми дополнениями за 1994 г.

Ямальская нефтегазоносная область. В состав листа входит только ее часть, протягивающаяся в виде узкой полосы шириной от 15 до 70 км вдоль восточного побережья п-ова Ямал и примыкающей акватории Обской губы. Территория области относится к числу наиболее перспективных в нефтегазоносном отношении площадей с высокой плотностью запасов. Геологоразведочные работы были начаты на рубеже 50—60-х годов и увенчались в 1964 г. открытием Новопортовского нефтегазоконденсатного месторождения.

Стратиграфический диапазон нефтегазоносности охватывает интервал от палеозоя до сеномана включительно. В пределах листа открыто шесть месторождений, содержащих 92 залежи, в том числе газовых — 25, нефтяных — 6, газоконденсатных — 52, нефтегазоконденсатных — 6 и нефтегазовых — 3. Наибольшее число залежей выявлено в разрезе Южно-Тамбейского и Тасийского месторождений — 62 (табл. 13, 14). В распределении залежей в мезозойском разрезе по фазовому составу устанавливаются определенные закономерности. В альб-сеноманских отложениях развиты преимущественно газовые залежи, подавляющая часть которых относится к категории мелких и средних по запасам, и только на Тасийском и Южно-Тамбейском — к крупным. Пористость коллекторов изменяется в пределах 24—28 %. Дебиты скважин относятся к категории средних. Ловушки УВ массивного и пластового сводового типа.

В низах альба (пласты ХМ₅, ХМ₆) и апте-готериве (пласты группы ТП и БЯ) развиты газоконденсатные залежи. Пористость коллекторов снижается от 22 % в верхней части разреза до 15 % в нижней. Дебитность скважин относится преимущественно к средней категории. По запасам залежи малые и реже — средние и крупные. В разрезе встречаются литологически экранированные, пластовые, сводовые, массивные и тектонически экранированные типы ловушек. Общее количество залежей около 60.

В разрезе берриаса-валанжина (пласты группы НП новопортовской толщи) выявлены нефтяные, газонефтяные и нефтегазоконденсатные залежи. К отложениям данного возраста приурочены основные разведанные запасы нефти Ямальского полуострова. Промышленная нефтегазоносность новопортовской толщи установлена пока только на двух месторождениях — Новопортовском и Ростовцевском. Связано это преимущественно с тем, что в пределах остальных опосредованных структур толща или не установлена, или присутствует в сокращенном виде с заглинизированными коллекторами. Среди залежей УВ новопортовской толщи встречаются малые (2), средние (2) и крупные (3). Пористость коллекторов равна 20 %. Ловушки относятся к типу частично литологически экранированных.

Таблица 13

Схема размещения залежей УВ на месторождениях
Ямальной НГО на 1.01.1993 г.
Составил Н. Х. Кулахметов (1994 г.)

Система	Отдел	Ярус	Месторождения								Залежи							
			Индюкский	Каминно-мысское	Новопортское	Тасинское	Хамбатейское	Ростовцевское	Южно-Тамбейское	Газовые	Нефтяные	Газо-конденсатные	Нефтегазо-конденсатные	Нефтегазовые	Всего			
М	Верхний	Сеноманский	ПК										5					5
			ПК											1				1
	Альбский	ПК											1				1	
		ХМ ₀											1				1	
		ХМ											3				3	
		ХМ ₁											1				1	
		ХМ ₂											2				2	
		ХМ ₃											2				2	
		ХМ ₃											1				1	
		ХМ ₃												1			1	
		ХМ ₆													1		1	
		ТП ₁														2	1 3	
		ТП ₂ ⁰														1	1	
		ТП ₂														2	2	
		ТП ₃														1	1	
		ТП ₄ ⁰														2	2	
		ТП ₄													1	1	2	
		ТП ₅													1	1	2	
		ТП ₆														1	1	
		ТП ₇														2	2	
		ТП ₈													1	2	3	
		ТП ₉														1	1	
		ТП ₁₀														2	2	
		ТП ₁₀ ¹													1		1	
		ТП ₁₁														1	1	
		ТП ₁₂														1	1	
		ТП ₁₃ ⁰														1	1	
		ТП ₁₃													1	2	3	
		ТП ₁₄ ⁰														1	1	
		ТП ₁₄														2	2	
		ТП ₁₆														2	2	
		ТП ₁₇														2	2	
		ТП ₁₈														3	3	
		ТП ₁₉													1	1	2	
ТП ₁₉ ²														1	1			
ТП ₂₀ ⁰														1	1			
ТП ₂₀														2	2			
ТП ₂₂													1	1	2			
Я			БР ₈												1	1	1	
			БР ₁₀												1	2	3	
			БР ₁₁													2	2	
			БР ₁₂													1	1	
			БР _{13,14}													1	1	
			БР ₁₈														1	1

Залежи	Юрская	Нижний-средний	Баренсский-антский												Баренсский-готеривский																																																											
			Я						И						И						И																																																					
			И						И						И						И																																																					
			В						В						В						В																																																					
			О						О						О						О																																																					
			Ж						Ж						Ж						Ж																																																					
			З						З						З						З																																																					
			Е						Е						Е						Е																																																					
			М						М						М						М																																																					
			М						М						М						М																																																					
ПЗ	ПЗ	ПЗ	Газовые												Нефтяные												Газоконденсатные												Нефтегазоконденсатные												Нефтегазовые												Всего											
			1						2						14						3						5						25																																									



Залежи: 1 — газовые; 2 — нефтяные; 3 — газоконденсатные; 4 — нефтегазоконденсатные; 5 — нефтегазовые.

Основные характеристики						
Название месторождения и его номер на карте	Всего	Количество залежей				
		в том числе				
		Г	Н	НГ	ГК	НГК
Гыданская						
Антипаютинское (V-6-3)	1	1				
Восточно-Мессояхское (VI-9-1)	19	6	5	2	5	1
Восточно-Минховское (IV-5-5)	1	1				
Восточно-Бугорное (IV-3-1)	1	1				
Гыданское (III-5-3)	2	2				
Геофизическое (IV-2-1)	16	11	3		2	
Западно-Мессояхское (VI-7-1)	5	1	1	3		
Ландертойское (II-7-2)	1				1	
Минховское (IV-4-5)	11	11				
Парусовое (VI-3-1)	3	2	1			
Солетское (IV-4-2)	9	8	1			
Семаковское (V-4-1)	1	1				
Тотаяхинское (V-5-1)	1	1				
Трехбугорное (IV-3-3)	1	1				
Утреннее (II-3-2), Северо-Утреннее (II-3-1)	33	17	1	1	14	
Штормовое (I-2-1)	1	1				
Южно-Мессояхское (VI-8-2)	7	2			5	
Итого по НГО						
Надым -						
Ямбургское (VI-4-2)	15	1			12	2
Находкинское (VI-7-5)	3	2		1		
Итого по НГО						
Пур-Тазов						
Сузунское (VI-12-1)	3		1	3	2	
Усть-Енисей						
Горчинское (V-12-3)	2	1			На балансе	
Дерябинское (II-11-1)	4			4		
Зимнее (V-12-2)	3	3				
Казанцевское (IV-12-1)	4	1			3	

месторождений углеводородов

Запасы на 1.01.1995 г.							
Нефть, млн т			Газ, млрд м³		Конденсат, млн т		
A+B+C ₁	C ₂	C ₃	A+B+C ₁	C ₂	C ₃	A+B+C ₁	C ₂
НГО							
			146,4	98,6			
29,9	60,2		34,6	113,0		0,9	5,3
			1,1	0,8			
			1,5	3,1			
			58,4	57,7			
1,5	3,4		142,2	69,3		4,1	3,1
56,4	20,4		43,9	20,6			
			2,9	13,9		0,26	1,2
			80,2	128,1			
0,95	9,3		21,5	25,1			
			50,9	103,9		0,5	0,7
			73,5	164,6			
			88,9	44,2			
			0,8	0,5			
2,0	8,6		480,2	291,6		15,6	10,6
			1,9	6,1			
			71,3	123,8		5,9	7,1
90,7	10,2		1446,6	1264,9		27,3	28,0
Пурская НГО							
0,7	5,7		4129,5	444,1		106,7	43,0
3,6	0,5		139,6	43,7			
4,3	6,2		4269,1	487,8		106,7	43,0
ская НГО							
39,1	4,4	18,3					
ская НГО							
не числится							
			50,6	4,1		3,1	0,3
			2,0	11,0			
			4,5	14,6			

Название месторождения и его номер на карте	Всего	Количество залежей				
		в том числе				
		Г	Н	НГ	ГК	НГК
Мессояхское (V-11-1)	1	1				
Нанадянское (IV-8-2)	1	1				
Нижнехетское (IV-13-3)	2	2				
Озерное (III-14-1)	1	1				
Пайяхское (III-13-1)	1		1			
Пеляткинское (IV-10-1)	6	1			5	
Северо-Соленинское (V-10-1)	7	2			5	
Ушаковское (IV-11-2)	4	4				
Хабейское (I-13-1)	2	2				
Южно-Соленинское (V-10-2)	4				4	
Итого по НГО						
Ямальная						
Каменномыское (VI-2-1)	1	1				
Новопортовское (VI-1-3)	13	2	1	2	2	6
Ростовцевское (VI-1-2)	13	3	5	1	4	
Тасийское (I-1-1)	31	14			17	
Хамбате́йское (V-1-1)	3				3	
Южно-Тамбейское (II-1-1)	31	5			26	
Итого по НГО						
Всего по листу						

Запасы на 1.01.1995 г.							
Нефть, млн т			Газ, млрд м ³		Конденсат, млн т		
A+B+C ₁	C ₂	C ₃	A+B+C ₁	C ₂	C ₃	A+B+C ₁	C ₂
			9,0				
			1,2	4,8			
		1,9					
0,55	33,0		148,4	7,7		4,8	7,0
			66,8	0,7		1,13	
			11,9	20,2			
			1,1				
			15,2			0,47	
0,55	33,0		312,6	63,1		9,5	7,3
НГО							
			29,6	2,1			
222,3	15,7		211,0	54,8		11,7	1,8
30,2	30,8		61,8	21,9		2,9	1,5
			368,9	71,9		19,6	8,7
			15,7	18,7		1,2	1,4
			1005,8	225,7		43,4	11,0
252,5	46,5		1692,8	395,1		78,8	24,4
387,2	100,3		7439,4	2210,8		222,3	102,7

На Ростовцевском месторождении крупные по запасам залежи отсутствуют. Все ловушки относятся к типу литологически экранированных и характеризуются сложным строением. Пористость коллекторов изменяется от 18 до 20 %. Притоки нефти мало- и среднедебитные.

Промышленная нефтегазоносность ниже-среднеюрских отложений установлена только на Новопортовском месторождении, где в пласте Ю₂ выявлена нефтегазоконденсатная, а в пласте Ю₁₁ — газоконденсатная залежи. Залежь нефти пласта Ю₂ развита на большей части месторождения и относится к категории крупных. Ловушка частично литологически экранированного типа. Пористость коллекторов равна 18 %, дебиты средние. Залежь содержит также крупное скопление газоконденсата и подготовлена к разработке.

Залежь пласта Ю₁₁ (нижняя юра) газоконденсатная, по запасам УВ относится к категории средних. Притоки малодебитные, пористость коллекторов около 18 %. Ловушка относится к типу частично литологически экранированных. Более 50 % запасов оценены по категории С₂.

Характерной особенностью Новопортовского месторождения является промышленная газоносность палеозойских карбонатных отложений на северо-восточной части структуры. По доюрскому комплексу Новопортовское поднятие представляет собой типичный антиклинорий, в сводовой части которого под мезозойский чехол выходят сильно дислоцированные серицитовые оталькованные и окварцованные сланцы докембрия, а на крыльях и периклиналях структуры — карбонатные и терригенно-карбонатные толщи ордовика — среднего карбона. По фундаменту структура разбита на ряд блоков. Отдельные блоки восточной и северо-восточной частей структуры содержат промышленные запасы газа с минимальным содержанием конденсата (до 20 г/м³). Наиболее общепринятой является точка зрения о приуроченности газовых скоплений к «кормам выветривания карбонатов». Установленный этаж газоносности достигает 500 м.

Для нужд местных поселков эксплуатируются сеноманские газовые залежи на Южно-Тамбейском и Каменномысском месторождениях. На Новопортовском месторождении к разработке подготовлены залежи группы НП.

К перспективным объектам для наращивания промышленных запасов могут быть отнесены недоизученные залежи и не вскрытые горизонты разведанных месторождений. Как объекты для постановки нефтегазопромысловых работ можно рассматривать некоторые выявленные перспективные положительные структуры в пределах акватории Обской губы, где, возможно, имеют продолжение открытые на суше месторождения (Каменномысское, Южно-Тамбейское и Тасийское).

Гыданская нефтегазоносная область занимает Гыданский и Явайский полуострова, бассейн р. Мессояха, большую часть акватории Тазовской губы и север Тазовского полуострова. Восточная граница НГО практически совпадает с западной границей Красноярского края и является в значительной степени условной. Осадочный чехол в пределах области изучен крайне неравномерно. Большая часть буровых работ была сосредоточена на юге и западе области. Доюрский комплекс ни одной скважиной не вскрыт. Область в основном газоносная; в ее пределах открыто 18 место-

рождений, некоторые из которых (Утреннее *, Геофизическое, Трехбугорное) имеют очень сложное строение.

Доказанный интервал промышленной нефтегазоносности охватывает разрез от берриасских до коньяк-туронских отложений. Непромышленные притоки УВ были получены на Геофизическом и Восточно-Мессояхском месторождениях из отложений средней юры. В разрезе открытых месторождений области выявлено 113 залежей, в том числе газовых — 67, нефтяных — 11, нефтегазовых — 7, газоконденсатных — 27 и нефтегазоконденсатных — 1.

Наибольшее количество залежей сосредоточено в разрезах Геофизического, Восточно-Мессояхского и Утреннего месторождений. Распределение их по месторождениям показано в табл. 15. По величине выявленных запасов (С₁ + С₂) углеводородов месторождения НГО распределяются следующим образом: малых — 3, средних — 2, крупных — 10, гигантское — 1 и супергигантское — 1. По фазовому составу залежей в разрезе мезозоя намечаются следующие закономерности. Баррем (?) — туронские отложения (пласты ТП₁₅ — ПК₂₂ и выше) являются практически полностью газоносными. Это установлено на 14 месторождениях из 17 открытых. В данной части разреза выявлено 59 газовых залежей. На двух месторождениях (Трехбугорное, Ландертойское) рассматриваемая часть мелового разреза является пока «пустой».

На Западно-Мессояхском месторождении, наряду с одной газовой залежью, в двух пластах (ПК₁ и ПК₁₉) выявлены нефтегазовые залежи. В данном случае, возможно, не обошлось без вертикальной миграции УВ по установленным на месторождении разломам. Пористость баррем-сеноманских коллекторов высокая. В турон-сеноманской части разреза (пласты ГС₁ — ПК₁) она колеблется в пределах 27—35 %, в альбе — 24—26 %, а в апте — барреме снижается до 20—22 %.

Ловушки относятся к типу пластовых экранированных. Широким развитием пользуются тектонически экранированные залежи (месторождения Восточно-Мессояхское, Западно-Мессояхское, Парусовое, Семаковское, Геофизическое).

В большей части разреза неочевидны отчетливые закономерности в распределении залежей по фазовому составу не прослеживаются. На одних месторождениях (Южно-Мессояхское, Утреннее) УВ встречаются во всех возможных фазовых соотношениях.

Вероятно, для обоснования выводов о закономерностях распределения фазового состава УВ в разрезе неочевидна информация пока недостаточно. Коллекторские свойства пород снижаются и, как правило, не превышают 25 % (в среднем 20 %).

По типу строения наибольшим распространением пользуются ловушки пластово-сводового и частично литологически экранированного типов. Реже отмечаются массивные и тектонически экранированные ловушки.

В среднеюрских отложениях выявлена пока только одна мелкая газоконденсатная залежь в пласте Ю₂ на Геофизическом месторождении.

В пределах области количественную оценку перспективных ресурсов имеют 169 ловушек, входящих в состав 62 структур (табл. 16). Анализ структуры ресурсов С₃ + Д₀ дает возможность отметить следующие особенности:

* Под названием «Утреннее» месторождение понимают Утреннее и Северо-Утреннее, так как в Государственном балансе они рассматриваются вместе.

Схема размещения залежей УВ на месторождениях Гыданской НГО на 1.01.1993 г.
Составил Н. Х. Кулахметов, 1994 г.

Условные обозначения в табл. 13

Система		Месторождения														Залежи												
Отдел	Ярус	Индексный пласт	Антипаюнинское	Восточно-Бугорное	Восточно-Минховское	Гыданское	Геофизическое	Ландерстоульское	Минховское	Парусовое	Солотское	Семаковское	Тотяхинское	Трехбугорное	Утринское	Штормовое	Индексный пласт	Восточно-Мессояхское	Западно-Мессояхское	Южно-Мессояхское	Газовые	Нефтяные	Нефтегазово-конденсатные	Нефтегазовые	Восток			
Верхний	Сеноман-туронский	ГС ₁																				1			1	1		
		ПК ₁																ПК ₁				9			1	10		
		ПК ₂ (ХМ ₁)																				3				3		
		ПК ₃																				1				1		
		ПК ₄																				1				1		
		ПК ₅																					1			1		
		ПК ₆																				1				1		
		ПК ₇ (ХМ ₂)																				1				1		
		ТП ₁																	ПК ₁₋₄				5			5		
		ТП ₂																	ПК ₁₋₄				3			3		
Нижний	Баремский—аптеки	ТП ₃																				2				2		
		ТП ₄																				6				6		
		ТП ₅																				2				2		
		ТП ₆																				1				1		
		ТП ₇																	ПК ₁₋₄				2			2		
		ТП ₈																				2				2		
		ТП ₉																				3				3		
		ТП ₁₀																				1				1		
		ТП ₁₁																	ПК ₁₋₄				3				3	
		ТП ₁₂																					1			1		
		ТП ₁₃																					1			1		
		ТП ₁₄																					1			1		
		ТП ₁₅																					1			1		
		ТП ₁₆																					1			1		
		ТП ₁₇																					1			1		
		Горный		ТП ₁₈																				1				1
				ТП ₁₉																				1				1
ТП ₂₀																						1				1		
ТП ₂₁																						1				1		
ТП ₂₂																						1				1		
ТП ₂₃																						1				1		
ТП ₂₄																						1				1		
ТП ₂₅																						1				1		
ТП ₂₆																						1				1		
ТП ₂₇																						1				1		

Характеристика перспективных площадей

Название площади (структуры) и номер	Предполагаемый возраст продуктивных отложений (нефтегазовых комплексов) и индексы пластов	Ресурсы категорий С ₃ + J ₀		
		Нефть, млн т	Газ, млрд м ³	Конденсат, млн т
Беговая (IV-8-3)	Готерив—альб (СД-1), средняя юра	—	10,5	1,6
Бухаринская (V-2-1)	Апт—сеноман, неоком	—	82,0	—
Быстрицкая (III-3-2)	Неоком	6,0	60,0	4,0
Влажная (VI-7-2)	Неоком	—	8,0	—
Восточно-Ялтинская (IV-6-4)	Апт—сеноман, неоком, средняя юра	—	6,5	—
Восточно-Яртояхинская (III-7-3)	Апт—сеноман, апт—альб, неоком	—	56,0	4,5
Глубинная (IV-6-3)	Апт—сеноман, неоком	—	5,0	35,0
Западно-Гыданская (III-4-1)	Неоком	1,0	4,0	0,3
Западно-Соллатинская (III-8-1)	Апт—альб, неоком	—	14,0	0,9
Западно-Сопочная (IV-5-3)	Апт—сеноман (ПК), апт—альб (ТП ₁₋₇), неоком (ТП ₁₋₄)	—	5,0	—
Каркасная (V-8-1)	Неоком	—	17,0	—
Кустарниковая (V-7-1)	Неоком	—	5,0	—
Лунная (IV-4-4)	Апт—сеноман (ПК), неоком, средняя юра	6,0	50,0	6,0
Малопыданская (III-5-1)	Неоком	1,0	55,0	3,6
Маломессояхская (VI-9-2)	Неоком (БУ ₆₋₁₄)	1,0	50,0	7,0
Меркуяхская (III-4-2)	Апт—сеноман, неоком	14,0	190,0	10,0
Новолунная (III-2-1)	Апт—сеноман (ПК), апт—альб (ТП), неоком (ТП ₁₇₋₂₂ , БГ)	20,0	80,0	9,0
Нивуяхская (II-7-3)	Апт—альб, неоком	—	14,0	1,0
Овражная (IV-6-2)	Неоком	—	2,0	—
Приречная (IV-6-5)	Неоком	3,0	34,0	5,0
Садарская (II-7-1)	Апт—альб, неоком	—	8,0	0,6
Северо-Гыданская (III-6-1)	Апт—альб, неоком	12,0	41,0	5,0
Северо-Минховская (IV-4-3)	Апт—сеноман (ПК), апт—альб (ТП ₄₋₅), неоком (ТП ₁₄)	—	5,9	—
Северо-Танамская (IV-7-1)	Неоком (БУ ₁₋₄)	7,0	10,0	5,0
Северо-Ялтаяхская (IV-7-2)	Апт—альб, неоком	—	37,0	3,0
Тематическая (VI-8-1)	Неоком	23,0	—	—
Толавйская (IV-7-4)	Неоком	—	14,0	—
Торамгойская (IV-4-1)	Апт—сеноман (ПК), апт—альб (ТП ₁₋₂), неоком (ТП)	—	37,0	—
Угловая (V-6-4)	Апт—сеноман (ПК), неоком	11,0	70,0	5,0
Южно-Гыданская I (IV-5-2)	Неоком	1,0	70,0	3,4
Южно-Гыданская II (III-5-4)	Апт—сеноман, неоком, средняя юра	—	9,0	—
Южно-Кустарниковая (V-7-2)	Апт—сеноман, неоком, средняя юра	—	27,0	—
Южно-Приречная (V-6-2)	Неоком, средняя юра	2,0	48,0	4,0
Южно-Солетская (IV-3-2)	Неоком (БУ ₁₋₄)	—	2,0	0,2
Южно-Ялтинская	Апт—сеноман, неоком	—	9,0	—
Ягельная (IV-6-1)	Неоком	—	4,0	0,4
Ялтинская (V-6-1)	Неоком	—	60,0	4,0
Яртояхинская (III-6-1)	Неоком	3,0	—	—

1. В ловушках, перспективных для поисков нефтегазоносных залежей, содержится 83 % ресурсов нефти и 77 % газа от суммарных ресурсов $C_3 + D_0$ по области.

2. В распределении ловушек по размерам предполагаемых залежей отмечаются следующие закономерности:

а) мелкие нефтесодержащие ловушки (<10 млн т) составляют около 15 % общего количества ловушек НГО и содержат 4 % перспективных ресурсов области. Мелкие газосодержащие ловушки (<10 млрд м³) составляют 40 % от общего числа ловушек и содержат 5 % ресурсов $C_3 + D_0$ Гыданской области;

б) к ловушкам с прогнозируемыми запасами размером от 10 до 100 млн т (млрд м³) относятся 71 нефтесодержащая и 53 % газосодержащих. В ловушках данного класса сосредоточено соответственно 62 и 57 % перспективных ресурсов НГО. Из них:

— по девять ловушек относятся к классу с запасами от 100 до 300 млрд м³ (млн т);

— одна ловушка относится к классу с запасами 300 млрд м³ (млн т).

3. В ловушках структурного типа содержится 69 % перспективных ресурсов нефти и 80 % ресурсов газа НГО.

4. По предполагаемым дебитам подавляющее большинство ловушек относится к высокодебитным.

В качестве перспективных площадей для высокоэффективного прироста запасов УВ следует назвать акватории Обской и Тазовской губ. Уже на данной стадии изученности НГО совершенно очевидно, что многие месторождения (Семаковское, Антипаютинское, Утреннее, Геофизическое и др.) распространяются в пределы акваторий. Региональными геофизическими работами в акваториях намечены крупные перспективные структуры. При существующих в настоящее время геофизических методах и минимальных объемах глубокого бурения имеется реальная возможность объективной оценки запасов УВ «морских» месторождений Гыданской НГО.

Крупномасштабная добыча углеводородного сырья с дальней ее транспортировкой в период до 2010 г. не предусматривается. Вместе с тем организация газодобычи для снабжения национальных поселков топливом вполне реальна и должна быть реализована в ближайшие годы. С этой целью была пробурена скважина на Ландертойской структуре, где было открыто газоконденсатное месторождение. Имеется возможность открытия среднего по запасам месторождения в районе пос. Тадибе-Яха и т. д.

Надым-Пурская нефтегазоносная область входит в состав листа только небольшой своей частью на севере Тазовского полуострова и низовьях р. Мессояха.

Геологоразведочные работы, начатые в конце 60-х годов, привели в 1969 г. к открытию второго в мире по величине запасов УВ супергигантского Ямбургского нефтегазоконденсатного месторождения. В 1974 г. было открыто крупное Находкинское нефтегазовое месторождение. В разрезе месторождений выявлено 18 залежей, в том числе газовых — 3, нефтегазовых — 1, газоконденсатных — 12 и нефтегазоконденсатных — 2.

Распределение залежей в разрезе месторождений показано в табл. 17. Сеноманские отложения в пределах НГО являются газоносными. Здесь сосредоточены скопления практически сухого газа (метан до 97—98 %) на Ямбургском месторождении и крупная залежь на Находкинской площади. Газосодержащие породы характеризуются высокими коллекторскими свой

Таблица 17
Схема размещения залежей УВ
на месторождениях Надым-Пурской
и Пур-Тазовской НГО на 1.01.1993 г.
Составил Н. Х. Кулахметов, 1994 г.

Условные обозначения в табл. 13

Система	Отдел	Верхний	Аптекинский—сеноманский	Меловая										Залежи	
				Нижний	Нижний										
					Нижний										
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											
				Нижний											

ствами (пористость 27—28 %) и большими дебитами. Ловушки массивного сводового типа.

В аптском комплексе, наряду с газовыми залежами, выявлены нефтегазовые. По объему запасов залежи относятся к категории малых и средних, а по типу ловушек — массивные. Пористость коллекторов остается высокой (27—29 %). В нефтегазовой залежи Находкинского месторождения объем нефти по отношению к сумме УВ составляет около 17 %.

Готерив-барремский комплекс (пласты БУ₃¹⁻²—БУ₇), продуктивность которого доказана на Ямбургском месторождении, является газоконденсатным. Пористость коллекторов изменяется в пределах 16,7—17,7 %. Из восьми залежей три относятся к категории крупных, два — средних и три — малых. Малые залежи низкодебитные. Залежи по типу ловушек в верхней части комплекса пластовые сводовые, а в нижней — частично литологически экранированные. Газоконденсатные залежи пластов БУ₃¹⁻² и БУ₄¹⁻² находятся в разработке.

На Находкинском месторождении рассматриваемый комплекс промышленных залежей не содержит. В валанжинском комплексе выявлено четыре газоконденсатных и две нефтегазоконденсатных залежи. Нефтегазоконденсатная залежь пласта БУ₈¹⁻² по запасам УВ относится к категории супергигантских, а БУ₈³ — гигантских. Залежи пластов БУ₈⁰, БУ₉¹ и БУ₉² — крупные, а БУ₉³ — средняя по запасам. Пористость коллекторов изменяется в интервале 15,6—16,7 %. Все залежи среднедебитные. Ловушки данного комплекса имеют частичное литологическое экранирование. Залежи пластов группы БУ₈ и пласта БУ₉ находятся в разработке. Нижележащие меловые и верхнеюрские отложения представлены преимущественно глинами и промышленных концентраций УВ не содержат.

Сеноманская газовая залежь Ямбургского месторождения введена в эксплуатацию в 1986 г., и месторождение находится в стадии нарастающей добычи. В 1993 г. было добыто 173,8 млрд м³ газа, в том числе 5,6 млрд м³ из нижнемеловых газоконденсатных залежей, нестабильного конденсата извлечено 0,53 млн т. С начала разработки сеноманской залежи на 1.01.1994 г. извлечено 916,1 млрд м³ газа. Проектный уровень добычи газа из сеноманской залежи месторождения установлен в 215 млрд м³, что позволит удерживать этот объем до 2005 г. В качестве перспективных объектов для постановки поисковых работ следует отметить Находкинское поднятие, примыкающее с запада к одноименному поднятию и не вскрытые горизонты месторождений.

Пур-Тазовская нефтегазоносная область входит в состав рассматриваемой территории небольшой площадью в бассейне Большой Хеты. Нефтегазопоско́вые работы в этом районе были начаты в конце 60-х годов и привели в 1971 г. к открытию крупного Сузунского нефтегазоконденсатного месторождения.

Промышленная нефтегазоносность выявлена в разрезе берриаса — валанжина (суходудинская и нижнехетская свиты). В разрезе месторождения выявлено шесть залежей, в том числе нефтяных — одна, нефтегазовых — три и газоконденсатных — две. По запасам залежи распределяются следующим образом: малых — четыре, средних — одна и крупных — одна. Месторождение по запасам относится к категории крупных (табл. 11). По типу ловушки суходудинской свиты (пласты СД₄₋₇ и СД₁₁) относятся к пластовым сводовым, а нижнехетской свиты — к частично литологически экранированным. В распределении залежей по фазовому составу УВ на месторождении выявляется вполне отчетливая закономерность: к пластам суходудинской свиты приурочены газоконденсатные залежи, а в разрезе нижнехетской свиты развиты

нефтяные и нефтегазовые скопления, по средним дебитам залежи пластов СД и верхней части нижнехетской свиты относятся к средне- и высокодебитным, а ниже расположенные залежи — к низко- и малодебитным.

В разрезе юры (пласты Ю₁ и Ю₂) отмечены нефтегазопоявления. Месторождение подготовлено к разработке, однако отсутствие необходимой инфраструктуры вряд ли позволит ввести его в эксплуатацию до начала следующего тысячелетия.

Северная часть Пур-Тазовской НГО практически не изучена геофизическими работами, но по общегеологическим данным представляет интерес для поисков УВ. К наиболее перспективным объектам с высокой вероятностью открытия месторождения следует отнести Северо-Хальмерпаютинское локальное поднятие.

Усть-Енисейская нефтегазоносная область включает лево- и правобережье р. Енисей в бассейнах рек Танама, Муксуниха, Яковлева, Яра, Мессояха (верхнее течение), Большая и Малая Хета (нижнее течение) и левобережье р. Агапа. На западе она граничит с Гыданской, а на юге — с Пур-Тазовской НГО. Изученность области позволяет составить достаточно объективное представление о геологическом строении и нефтегазоносности платформенного чехла, хотя в целом она должна быть отнесена к категории слабоисследованных. Доюрские образования вскрыты глубокими скважинами в пределах Малохетского вала и Пясинской моноклинали.

Буровые работы в низовьях Енисея были начаты еще в довоенные годы предприятиями Главсеверморпути. Материалы глубокого и колонкового бурения и небольшие объемы геофизических работ, хотя и не привели к открытию месторождений, дали богатый материал по геологии района и определили основные направления дальнейших исследований. В начале 60-х годов нефтегазопоско́вые работы в низовьях р. Енисей были возобновлены Северной комплексной нефтеразведочной экспедицией Красноярского геологического управления. В 1966 г. было открыто первое в НГО Мессояхское месторождение, послужившее базой организации в 1969 г. газоснабжения Норильского горно-металлургического комбината.

Открыто 14 месторождений, два из которых (Нижнехетское и Зимнее) являются непромышленными. По объему разведанных запасов шесть месторождений относятся к малым, два — к средним и шесть — к крупным (табл. 11). В разрезе открытых месторождений выявлено 42 залежи, 40 из которых являются газовыми и газоконденсатными и только две нефтяными (табл. 18). Область является практически чисто газоносной. Максимальное число залежей выявлено в разрезе месторождений Танамского мегавала (Пеляткинское, Северо-Соленинское).

Стратиграфический диапазон нефтегазоносности охватывает интервал от средней юры до коньяка — сантона включительно. Наибольшее число залежей сосредоточено в неокомских отложениях. В нижнеюрских и палеозойских комплексах отмечены только нефтегазопоявления.

По фазовому составу залежи баррема — альба и верхнего мела являются чисто газовыми. Есть мнение, что значительная часть газа сеномана Мессояхского месторождения находится в газогидратном состоянии. Неокомские отложения являются преимущественно газоконденсатными. На месторождениях с мощностью мезозойского чехла до 2000 м по всему разрезу выявлены только чисто газовые залежи (Нижнехетское, Зимнее). Пористость коллекторов снижается от 26—31 % в сеноманских отложениях до 13—20 % в низах сеномана.

Таблица 18

Схема размещения залежей УВ на месторождениях

Усть-Енисейской НГО на 1.01.1993 г.

Составил Н. Х. Кулахметов, 1994 г.

Условные обозначения в табл. 13

Система	Отдел	Ярус	Месторождения															Залежи			
			Верх- ний	Нижний										Газовые	Нефтяные	Газоконденсатные	Всего				
				Готеривский-альбский																	
Меловая	Верхний	Готеривский-альбский	К ₁																		
			ПК ₁																		
			ЯК ₁																		
			МХ ₁																		
			СД ₁																		
			СД ₂																		
			СД ₃																		
			СД ₄																		
			СД ₅																		
			СД ₆																		
	Нижний	Берриаский-валажинский	СД ₇																		
			СД ₈																		
			СД ₉																		
			СД ₁₀																		
			СД ₁₁																		
			СД ₁₂																		
			СД ₁₃																		
			СД ₁₄																		
			СД ₁₅																		
			СД ₁₆																		
Юр- ская	Залежи	НХ ₁																			
		НХ ₂																			
		НХ ₃																			
		НХ ₄																			
		НХ ₅																			
		НХ ₆																			
		НХ ₇																			
		НХ ₈																			
		НХ ₉																			
		НХ ₁₀																			
Залежи	Газовые	1		3	1	1	1	2	1		1	2	4	2		19				2	
	Нефтяные	1								1							2				
	Газоконденсатные		4		3						5	5		4				21			
	Всего	2	4	3	4	1	1	2	1	1	6	7	4	2	4					42	

Ловушки углеводородов относятся преимущественно к пластовому и частично литологически экранированным типам. В верхнемеловых отложениях развиты залежи массивного типа. В области встречаются тектонически экранированные залежи.

Мессояхское газовое месторождение, введенное в разработку в 1969 г., в настоящее время находится в консервации, и газоснабжение городов Норильск и Дудинка осуществляется за счет Северо- и Южно-Соленинских месторождений. В год добывается около 5 млрд м³ газа.

В пределах области широко развиты поверхностные газопоявления. В начале 30-х годов Н. А. Гедройцем в районе Малохетского вала и к северу от него зафиксированы многие сотни выходов газа на дневную поверхность. Связано это вероятнее всего с широким развитием в данном районе дизъюнктивных нарушений большой амплитуды и может свидетельствовать о продолжающемся процессе разрушения газовых залежей в разрезе мезозоя. Количество подогретенных и неопределенных структур исчисляется единицами, что свидетельствует о слабой изученности сейсморазведкой территории Усть-Енисейской НГО.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Каменный и бурый угли. Угленосность территории связана с пермскими и меловыми отложениями.

Месторождение Нижнефокинское (V-15-6) входит в состав Фокинского каменноугленосного района Норильской регрессивной каменноугленосной зоны. Оно приурочено к западному крылу Нижнефокинской брахисинклинали с углами падения на крыльях 10—20°. В составе континентальных пермских отложений выявлено 11 пластов каменного угля мощностью от 0,25 до 3,6 м. Верхние три пласта (мощности 0,7; 3,6; 2,6 м) приурочены к верхнепермской кайерканской свите пелятинского горизонта, нижние восемь (мощности 0,3; 0,25; 0,45; 0,8; 3,1; 1,0; 1,1; 1,15 м) — к породам нижнепермского бургу克林ского горизонта. Мощности по простиранию быстро меняются. Строение пластов простое.

Угли (табл. 19) матовые, однородные и штриховатые, малосернистые (0,3—0,8 %), малозольные (6,9—9,9 % золы), с выходом летучих на горючую массу 4—6,2 % и теплотворной способностью 8000—8100 ккал/кг, кокс порошкообразный. Угли относятся к полуантрацитам—антрацитам. Сильный метаморфизм обусловлен воздействием многочисленных близрасположенных интрузий долеритов. Угли относятся к средне- и высокоуглефицированным разностям, главным образом фюзено-ксиленового состава.

Запасы каменных углей на площади 6,505 км² по четырем верхним пластам по категории С₂ составляют 95,7 млн т.

В пределах Малохетского вала и Яковлевского купола наиболее существенное угленакопление происходило в барреме (малохетская свита) и аптеальбе (яковлевская свита). Тонкие прослои углей, встреченные в юрских отложениях, практического значения не имеют.

На участке Малохетского вала (IV-13-1) в составе малохетской свиты выделены два угленосных горизонта, каждый из которых содержит до пяти угольных пластов мощностью от 0,1 до 1,2 м. Как правило, в пределах горизонта пласты располагаются на расстоянии 1—5, реже 10—20 м друг от друга.

Таблица 19

Химическая характеристика углей Нижнефокинского месторождения

Номер пласта	W ^a	A ^c	S ^c	V ^r	C ^r	H ^r	(N+O+S) ^r	Q ^r , ккал/кг
I	10,7	16,59	0,26	23,73	—	—	—	—
II	2,62	11,96	0,33	6,69	93,39	1,2	—	7820
III	6,0	9,9	0,3	5,9	94,3	1,6	4,1	8058
IV	6,3	6,9	0,3	5,5	92,8	1,3	5,9	7800
IX	6,1	7,5	0,3	6,2	—	—	—	8072
X	5,4	9,0	0,4	3,8	—	—	—	8224
XI	5,3	13,4	0,8	4,0	—	—	—	8075

Угленосность малохетской свиты на этом участке уменьшается в восточном и юго-восточном направлениях. При этом уменьшается как мощность угленосных горизонтов, так и количество угольных пластов. Вмещающие породы — глины и алевролиты.

Значительно более угленасыщена яковлевская свита, в которой выделяются три угленосных горизонта. В пределах Малохетского вала насчитывается до 14 угольных пластов мощностью свыше 0,5 м. Наибольшее количество пластов наблюдается в нижнем угленосном горизонте. В районе Яковлевского купола (II-12-1) выделяется до 17 угленосных пластов мощностью от 1 до 4 м. На участке Сопочная Карга (I-11-1) вскрыты верхний и средний угленосные горизонты. Наиболее угленасыщен верхний горизонт, где насчитывается восемь пластов угля, из них четыре — толщиной от 0,5 до 1,6 м. В среднем горизонте три пласта мощностью до 1 м.

Угли Усть-Енисейского района (табл. 20) малозольные (6,7 %), выход летучих 43 %.

Угли Малохетского вала и Яковлевского купола по химическому составу близки между собой. Первые отнесены к бурым, переходным к длиннопламенным (марки ДБ), а вторые — к каменным низкой степени углефикации (длиннопламенным). Разница обусловлена степенью метаморфизма углей. На Яковлевском участке угленосные пласты залегают глубже по сравнению с Малохетским валом. По петрографическому составу угли гумусовые, преимущественно полосчатые, клареновые, с полосками и мелкими линзами витрена. Встречаются диореновые, диорено-клареновые угли смешанного и фюзено-ксиленового состава. Ресурсы угля Усть-Енисейского района составляют 221,7 млрд т, в том числе около 25 % из них угли марки Д (длиннопламенные).

Торф. Озерно-болотные отложения голоценового возраста, доминирующим компонентом которых является торф, широко распространены в пределах территории. Как правило, они занимают небольшие площади, выполняя днища отдельных спущенных озерных ванн (хасыреев) или их групп. Лишь в южной части (бассейн р. Мессояха) они широко распространены. Мощность торфяников редко превышает 2 м, хотя в отдельных случаях достигает 4 м и более. Торф в основном слаборазложившийся: степень разложения менее 15 % и

Таблица 20

Химическая характеристика углей Усть-Енисейского района

Структура, скважина, интервал	Свита	Содержание			
		W ^a	A ^c	S ^c	C ^r
Малохетский вал, скв. 4-К, 158,4—164,9 м	Малохетская	9,7	6,7	0,5	72,1
Яковлевский купол, скв. 1-Р, 126,3—127,0 м	Яковлевская	15,6	5,3	0,4	75,2

Окончание табл. 20

Структура, скважина, интервал	Свита	Содержание				Q, ккал/кг
		H ^r	(N+O+S)	Выход смолы	V ^r	
Малохетский вал, скв. 4-К, 158,4—164,9 м	Малохетская	4,8	23,1	4,9	43	6770
Яковлевский купол, скв. 1-Р, 126,3—127,0 м	Яковлевская	4,1	20,7	6,3	39	6830

лишь в придонных слоях до 25—30 %. Поверхностные торфа в основной своей массе малозольные (4—12 %), льдистость их составляет 80—90 %. Возможно применение их в качестве теплоизоляционного материала.

Месторождение торфа Грибановское (V-15-1) расположено на правом берегу р. Енисей. Пласт торфа мощностью 5 м прослеживается в речном обрыве на протяжении 0,5 км. Ресурсы составляют 250 тыс. м³.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Рудопоявление Веткинское (V-15-4) располагается в зоне брекчирования среди метаморфизованных глинисто-карбонатных отложений верхнего девона—силура и интрузий траппов. Здесь в скважинах ДП-6 (33,5—421,0 м), ДП-7 (19,35—193,65 м) и ДП-8 (120,0—122,0 м) в зоне Веткинского разлома вскрыты рудные брекчии, состоящие из обломков измененных долеритов, сцементированных магнетитом, кальцитом, цеолитом и пиритом. Зона брекчирования сопровождается интенсивным изменением пород — мраморизацией, эпидотизацией, ороговикованием, окварцеванием, хлоритизацией и альбитизацией. Магнетит присутствует в цементе брекчий или в виде жил мощностью 0,45—9,66 м. Содержание (%): Fe₂O₃ — 28,66—

54,9, FeO — 9,2—24,78, серы — 0,37—14,9, P₂O₅ — 0,13—0,86. Суммарная мощность сплошных магнетитовых тел 69,1 м. Пирротин присутствует в тонких жилках, секущих агрегаты зерен магнетита [102]. Рассматриваемое проявление относится к курейскому типу гидротермальных рудопроявлений, которые, по мнению Ю. Г. Старицкого [59], характеризуются приуроченностью к зонам дробления в позднепермских и раннетриасовых оливиновых долеритах и девонских известняках.

Хром. Ореолы рассеяния хрома выявлены [116] по данным металлометрического опробования в осадочных породах перми и прорывающих их долеритах. Кроме того, хром присутствует в сопровождающих оруденение ореолах Болгохтохского медно-молибденового месторождения (см. ниже).

Титан. Присутствие титанистых минералов в бассейне Енисея отмечалось в шлиховых пробах при геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000, проводившихся здесь в 60—70-х годах [119, 120, 121 и др.]. Ильменит в шлихах отмечался практически повсеместно, но в основном в незначительных количествах. Значительны в них также содержания рутила и в меньшей степени сфена. Широкое распространение титаносодержащих минералов обусловлено выносом их из траппов Сибирской платформы.

Несмотря на это, крупных скоплений титанистых минералов мало и связаны они преимущественно с современным аллювием. Суммарное содержание ильменита и рутила в районе устьев рек Танама, Пелятка составляет до 7 кг/м³, а в отдельных точках (III-12-1) до 38 кг/м³; в бассейне р. Танама 7—18 кг/м³ (III-10-1), 45—75 кг/м³ (проявление III-9-1). Выше устья р. Пелятка (IV-11-1) содержание ильменита и рутила в шлиховых пробах уменьшается до 0,1—6,0 кг/м³. На левобережье р. Большая Хета (V-12-1) концентрация титановых минералов составляет 5—10 кг/м³, в бассейне р. Малая Хета от 0,1 до 2 кг/м³, а в верховьях р. Солная (VI-13-1) до 5 кг/м³.

На правобережье Енисея в верховьях руч. Левинский (IV-15-2) встречена погребенная морская россыпь ильменита в отложениях зоплейстоцена—среднего плейстоцена с содержанием титана до 15 кг/м³.

Ванадий. По результатам металлометрического опробования к юго-западу от горы Трапповая околурен ореол рассеяния (VI-15-5) площадью 1 км², с содержанием ванадия 0,06 % [116]. Ванадий также встречен вместе с другими сопутствующими элементами в околорудных ореолах Болгохтохского медно-вольфрамово-молибденового месторождения.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Комплексное медно-вольфрамово-молибденовое месторождение Болгохтохское (IV-15-6), открытое в 1965 г. трестом «Красноярскнефтегазразведка», находится в пределах Вологочанской мульды и связано с Болгохтохской гранитоидной интрузией. Оруденение локализовано в апикальной части штока, расположенного в зоне дробления, которая приурочена к Дьянгинско-Боганидскому разлому. Генезис месторождения гидротермальный, с широким развитием метасоматоза (окварцевание, фельдшпатизация, грейзенизация, пропилитизация). Вмещающие породы — гранит-порфиры, которые в изученном разрезе прорывают отложения от верхнего силура до среднего девона.

Вскрышные породы представлены нижнемеловыми отложениями мощностью до 60 м и четвертичными — до 175 м. Возраст оруденения, как и болгохтохских гранитоидов, считается мезозойским (посттрапповым).

Из двух выделенных рудных тел одно — линзообразное пологозалегающее с параметрами 1200×300 м и мощностью 1—15 м, второе — штокверк, с крутым юго-юго-восточным падением (40×160 м). Оруденение связано с густой сетью трещин, выполненных сульфидами. Главный меденосный минерал — халькопирит представлен вкрапленниками неправильной формы величиной 0,1—0,2 мм, реже кристаллами до 0,2 мм и зернами 0,5—2 мм. Наблюдается взаимное прорастание молибденита и халькопирита. В рудах и околорудных ореолах присутствуют также вольфрамит и шеелит. Из главных минералов-спутников следует отметить борнит, пирротин, пирит, магнетит, сфалерит, галенит. Оруденение неравномерное. Руды прожилково-вкрапленные, брекчиевидные. Основная масса меди связана с кварц-серицитовой ассоциацией, а до 30—40 % — с постмагматической кварц-полевошпатовой. Средние содержания в рудах (%): медь — 0,27, молибден — 0,062, вольфрам — 0,043. Прожилково-вкрапленное медно-молибденовое оруденение сопровождается первичными ореолами рассеяния молибдена, меди и сопутствующих никеля, кобальта, хрома, ванадия, олова, свинца, цинка, германия, вольфрама, редких металлов. В рудах отмечены примеси серебра, золота, рения (среднее содержание 0,25 г/т), селена (среднее 0,98 г/т), что повышает их ценность. Запасы месторождения (Cu, Mo) оценены по категории C₂. По меди оно отвечает среднему по масштабу. Необходимо оценить перспективы рудоносности всей зоны контакта штока гранитоидов с вмещающими породами и провести в районе поиски возможных рудоносных интрузивов болгохтохского типа.

Следует отметить ряд проявлений, не имеющих промышленного значения. На левобережье р. Ямная (IV-15-3) в скв. БГ-12 среди орговикованных и оталькованных пород нижнего девона на глубине 276 м встречены прожилки пирита с халькопиритом мощностью 2 см [48]. В скв. С-10 (IV-15-4) на глубине 744 м в габбро-долеритах раннетриасового возраста встречено сульфидное оруденение, представленное халькопиритом. Содержание (%): меди — 0,15, никеля — 0,049, кобальта — 0,0740 [116]. С раннетриасовыми габбро-долеритами также связано проявление V-15-5, выявленное на междуречье Дудинки и Серебряной. Здесь обнаружены вкрапленные, прожилково-вкрапленные и сплошные сульфидные руды халькопирит-пирит-пирротинного состава, изредка с галенитом и сфалеритом. На р. Фокина [48] в интрузии троктолитов и пикродолеритов содержание меди составляет 0,01 % (V-15-7).

В скв. ДП-6 в интервале 471,0—471,3 м измененные известняки обогащены халькопиритом и пиритом. Содержание (%): меди — 1,044, никеля — 0,14, кобальта — 0,02; платины — 1 г/т [102]. На левом берегу р. Дудинка (V-15-2) в отложениях бургу克林ского горизонта на протяжении 0,6—0,8 км прослеживается зона ожелезненных аргиллитов мощностью 0,15—0,5 м с прожилками (до 1,5 см) и гнездами (5—20 см) пирита, пирротина, халькопирита, с максимальным содержанием (%): меди — 2,0, никеля — 0,2, кобальта — 0,06, свинца — 0,05 [102].

Свинец, цинк. На левобережье р. Фокина (V-15-8) в отложениях пелят-кин-ского горизонта установлена [48] жила кальцита толщиной 0,3—0,4 м и протяженностью 25 м с вкрапленностью сульфидов. В краевой части жилы отмечены прожилки сульфидов мощностью 1—1,5 см. По данным спектраль-

ного анализа содержание (%): цинка — более 1, свинца — 0,05, меди — 0,05, кобальта — 0,03, никеля — 0,007.

Олово. В бассейне Енисея касситерит в шлихах встречается повсеместно в виде окатанных зерен размером около 0,1 мм. Повышенное содержание касситерита в шлиховых ореолах (до 75 знаков) отмечается в бассейнах Танама (III-9-4) [134], Малой Хеты (до 42 знаков) (V-13-1, 6) и Большой Хеты (до 50—100 знаков) (V-13-4) [120]. Прослеживается связь повышенных концентраций касситерита с отложениями танамской свиты, являющимися его промежуточным коллектором. Содержание касситерита в аллювии правых притоков Енисея не превышает 15—17 знаков.

Алюминий. Южнее рамки картируемого листа в Туруханском районе установлены меловые (альб-сеноманские) бокситовые породы и бокситы платформенного прибрежно-морского генезиса. По мнению В. А. Каштанова [32], перспективные на бокситы земли протягиваются далеко к северу от широты р. Турухан, в том числе и в бассейне Большой Хеты. Формирование бокситовых отложений в приенисейской части сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы связано с озерно-болотными, прибрежно-морскими и мелководными фациями. Источниками бокситового материала служили продукты химического выветривания, в том числе размыва и переотложения кор выветривания, развивавшихся на породах обрамления Западно-Сибирской плиты (трапповая формация Сибирской платформы). В Туруханском районе отложения альба—сеномана содержат несколько бокситовых горизонтов. Вероятно, и в Усть-Енисейском районе высокие перспективы бокситовосности осадков альба—сеномана.

Ю. Н. Михалюком и др. [121] в среднем течении р. Солная (VI-13-2) в основании разреза альба—сеномана прослежены два тонких прослоя (15—20 см) гравелистых бокситовых песков. Бокситы представлены обломочками размером до 4 см, среди которых можно выделить глинистые и песчанистые ожелезненные разновидности. Глинистые разности насыщены мелкими бурыми и красными оолитами диаметром 1—3 мм, а содержание их достигает 10—15 % от общей массы породы. Крупные оолиты имеют скорлуповатое строение. В песчаных охристых бокситах оолиты почти не наблюдаются. Химический состав оолитов (%): SiO_2 — 10,74, Al_2O_3 — 50,66, TiO_2 — 1,92, Fe_2O_3 — 5,4.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Металлометрическим опробованием к юго-западу от горы Трапповая околнурен ореол рассеяния (VI-15-3) лантана, иттрия, церия с содержанием 0,02—0,1 %. Указанный ореол, по-видимому, обусловлен концентрацией минералов групп ортита и монацита, часто отмечаемых в шлихах в этом районе [103].

Для гранитоидов Болгохтохской интрузии характерно повышенное содержание лантана, лития, ниобия и церия. Эти элементы, а также германий и кадмий образуют первичные ореолы рассеяния, сопровождающие медно-вольфрамово-молибденовое оруденение Болгохтохского месторождения. Кроме того, руды этого месторождения содержат примеси рения и селена.

Цирконий. В бассейне Енисея в современном аллювии циркон встречается практически повсеместно. Чаше повышенные его концентрации отмечаются в

шлихах, богатых титанистыми минералами. В бассейне р. Танама (III-9-2) содержание циркона от 0,1 до 2,75 кг/м³, а в отдельных пробах достигает 8,4 кг/м³ [134]. Преимущественно же содержание циркона не превышает 1,0 кг/м³.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. В некоторых шлихах в аллювии Танама и ее притоков, а также в верховьях Агапы встречается до 9 знаков золота [124, 134].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ ФОСФАТНЫЕ

Фосфорит. В послесеноманском разрезе верхнего мела Усть-Енисейского района (бассейны рек Танама, Большая Хета) отмечается несколько фосфатсодержащих горизонтов. Они вскрываются в основании каждой из пяти пачек насоновской свиты (средний турон—сантон), в подошве салпадинской свиты. На правом берегу р. Танама (III-9-3) вскрыты выдержанные по простиранию три горизонта фосфоритовых желваков, причем верхний горизонт сцементирован в плиту толщиной до 35 см глинистым фосфоритом. Мощность фосфоритовой пачки 4,8—5,0 м, а желваковых горизонтов — 0,8; 1,0; 1,2 м. Размеры желваков достигают 9—12 см, в отдельных случаях до 20 и 30 см в поперечнике. Насыщенность горизонтов желваками 40—50 % [134]. Местами встречаются фосфоритовые желваки — в виде уплощенных вытянутых или почти идеальных шаровых конкреций диаметром 3—5 см. Содержание двуокиси фосфора от 8,57 до 21,76 %, что удовлетворяет требованиям промышленности к качеству сырья.

В районе среднего течения р. Большая Лайда (V-13-7) отмечен прослой (0,3 м) желваковых фосфоритов с содержанием P_2O_5 6—14 %. Желваки округлой до шаровидной формы, размером 6—15 м. Вмещающей служит песчанистая буровато-зеленая глина, обогащенная аутигенными зернами глауконита [120]. Оба проявления связаны с породами танамской свиты.

Два фосфоритсодержащих горизонта мощностью около 1 м вскрыты скважинами Большехетского профиля (табл. 21). Горизонт I залегает на контакте дорожковской и насоновской свит, горизонт II — внутри последней. Содержание P_2O_5 в фосфоритсодержащих горизонтах 5,15—14,7 % [101].

Таблица 21

Глубина залегания фосфоритсодержащих горизонтов в скважинах Большехетского профиля

Горизонт	Глубина залегания, м			
	Скв. 2БХ	Скв. 3БХ	Скв. 4БХ	Скв. 5БХ
I	(V-13-3) 273	(V-13-5) 370	(V-13-8) 301	(V-13-1) 201
II	158	205	142	87

Содержание P_2O_5 удовлетворяет требованиям промышленности к желваковым фосфоритам данного типа, применяющимся для изготовления фосфоритовой муки. Вместе с тем, учитывая глубину залегания и малую мощность полезной толщи, их разработка нецелесообразна.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Глинистые породы

Несмотря на широкое развитие глинистых пород в составе новейшего комплекса, разведанных месторождений кирпичных и кирпично-керамзитовых глин на территории листа нет. В пос. Малая Хета на базе не оцененного малого месторождения (IV-13-2) работал кустарный кирпичный завод. Глины приурочены к аллювию I—II террас. Мощность полезной толщи 2—2,5 м, при вскрыши 2—8 м; вскрыша представлена суглинками.

Наиболее широко глинистые породы представлены в составе верхнеплиocen-среднечетвертичных отложений ямальского комплекса. В процессе проведения АФГК-200 [141] было выявлено и предварительно оценено девять месторождений глинистого сырья (табл. 22).

Отрицательным качеством сырья некоторых месторождений является наличие в полезной толще рассеянной редкой гальки. Кроме того, следует отметить, что глины, как правило, находятся в многолетнемерзлом состоянии, а мощность сезонноталого слоя не превышает 0,5 м.

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал и песок широко распространены на территории Восточного Ямала, Гыдана и Усть-Енисейского района и приурочены к рельефообразующим морским, аллювиально-морским и аллювиальным отложениям (табл. 23).

Разведанные запасы месторождений строительного песка приурочены к современному аллювию Енисея. Полезную толщу (3—10 м при средней 4,5 м) месторождения Остров Середыш (V-14-3) с запасами по категориям C_1 — 8763 тыс. m^3 и по C_2 — 4591,5 тыс. m^3 составляют в основном водонасыщенные пески под водой, остальные находятся в многолетнемерзлом состоянии. По своим технологическим качествам пески пригодны для производства строительных растворов. Месторождение разведано Ю. Н. Макроусовым и Г. М. Купиловой (Норильская КГРЭ) в 1985 г. Запасы месторождения Остров Приустьевой (VI-15-4) по категории C_1 составляют 1,5 млн m^3 . Полезная толща представлена песками среднезернистыми, кварцевыми, мощностью 1,9—7,0 м, пригодными для производства бетона, но по гранулометрическому составу требующими обогащения [103].

С современным аллювием также связано месторождение Остров Кабацкий (IV-15-5). Полезная толща мощностью 1,5 м представлена песками мелкозернистыми хорошо сортированными. Запасы составляют 1,87 млн m^3 .

Ряд месторождений выявлен при проведении АФГК-200 [141] и поисковых работ [146].

Из приведенных сведений следует, что наибольшими потенциальными ресурсами строительного песка обладают современные аллювиальные отложения, морские и прибрежно-морские фации отложений четвертой террасы и

Таблица 22

Характеристика месторождений глинистых пород

Название месторождения и номер на карте	Параметры месторождения		Ресурсы по категории P_3 , млн m^3	Мощность, м	Число пластичности	Коэффициент ветучиваемости	Дисперсность	Вид продукции
	Площадь, km^2	Мощность, м						
Хонорасалемское (I-2-2)	4,5	35,0	150,0	2,0	11,4	—	50,3	Кирпич
Монгочехское (I-8-1)	3,2	18,0	58,3	2,0—4,0	13,0—15,2	—	38,0	Кирпич
Сябугайское (II-2-1)	5,9	15,0	110,0	1,5	7,5	—	37,5	Кирпич
Сидихское (II-10-1)	5,5	20,0	110,0	2,0—3,0	13,1	1,6—3,3	77,3	Кирпич, керамзит
Лакурыинское (II-11-2)	1,9	20,0	38,8	2,0	11,9	2,0—3,6	47,0	Керамзит, кирпич
Яргояхское (III-7-2)	25,0	10,0	250,0	0,2—7,5	12,0	1,6—3,2	61,5	Керамзит, кирпич
Среднетанамское (IV-8-1)	44,0	20,0	880,0	0,2—3,0	11,6	—	50,0	Кирпич
Воркяхское (V-5-2)	15,0	15,0	225,0	0—10	8,6	1,6—3,0	44,1	Кирпич, керамзит
Мессояхское (VI-7-3)	34,0	20,0	680,0	5,0	13,0	1,6—4,0	72,2	Кирпич, керамзит

Характеристика месторождений строительного песка
Гыданского полуострова и Усть-Енисейского района

Название месторождения и номер на карте	Параметры месторождения		Ресурсы, млн м ³ и категория
	Площадь, км ²	Мощность, м	
Правоурибейское (II-5-1)	5,0	7,0	35,0 — P ₁
Лакурынское (II-11-3)	0,3	8,0	2,4—P ₃
Сидоровское (II-12-2)	3,4	5,0	17,1—P ₃
Дерябинское (II-11-4)	1,0	10	10,0 — P ₃
Широтное (III-5-2)	3,0	8,6	5,8—P ₁
Маретаяхское (III-4-3)	25,0	1,8	5,5 — P ₁
Нявухское (III-7-1)	9,0	10,0	9,0 — P ₃
Юнгуяхское (IV-5-1)	4,1	5,0—7,0	33,0 — P ₃
Кругломыское (V-3-1)	6,5	7—18,5	63,5 — P ₃
Мессояхское (VI-7-4)	24,7	6,0	150,0 — P ₁

Окончание табл. 23

Название месторождения и номер на карте	Мощность вскрыши, м	Модуль крупности	Стратиграфи- ческое положение
Правоурибейское (II-5-1)	—	1,36	aIV
Лакурынское (II-11-3)	—	1,8	m ⁴ III
Сидоровское (II-12-2)	1,0—4,0	2,4	m ⁴ III
Дерябинское (II-11-4)	0,3	1,5	aIV
Широтное (III-5-2)	—	1,22	aIV
Маретаяхское (III-4-3)	—	1,22	aIV
Нявухское (III-7-1)	—	1,6—2,0	m, gmE—Q _{II}
Юнгуяхское (IV-5-1)	—	2,2	m, gmE—Q _{II}
Кругломыское (V-3-1)	1,6	—	m ⁴ III
Мессояхское (VI-7-4)	—	1,21	aIV

рельефообразующие осадки ямальского комплекса. Среди современного аллювия наиболее перспективны косовые отложения. Среди косового аллювия отмечаются пласты среднезернистого песка. Песок четвертой террасы чаще всего представлен «нестандартными» разностями, с содержанием глинистых пылеватых частиц более 5—10 %. Однако среди них возможно нахождение небольших по размерам залежей «стандартного» песка. Грубообломочный материал (галька—гравий) встречается в разрезах четвертых террас почти повсеместно, но не создает крупных скоплений.

Покровные пески высоких междуречий, как правило, глинистые мелко-тонкозернистые с рассеянной галькой, гравием и валунами. Мощности их редко превышают 10 м, иногда достигают 12—18 м. Среди этих отложений могут быть встречены залежи более крупных разностей (в частности, можно отметить Юнгуяхскую залежь с модулем крупности песка 2,2, пригодного, вероятно, для приготовления бетонов).

Значительные скопления гальки и валунов отмечаются повсеместно вдоль линии берега и слагают штормовые валики на пляжах. Галечником сложена современная терраса высотой до 3 м и шириной 10—25 м, тянущаяся между мысом Дорофеевский и одноименным поселком у подножия берегового склона.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Целестин. Проявление целестина (VI-15-1) вскрыто скв. 20 [117] в интервале 107,0—153,0 м в отложениях верхнего силура, представленных метасоматически измененными, участками брекчированными мергелями и аргиллитами с прослоями известняков. Установлено пять продуктивных пластов с повышенным (0,4—1,0 % и более) содержанием стронция. Мощность пластов от 2 до 9 м (в сумме 22 м). В стронциеносных пластах установлены также повышенные содержания бария (0,03—0,1 %) и лития (0,01—0,03 %).

Брекчированные породы интенсивно хлоритизированы, эпидотизированы, пересечены прожилками кальцита.

Образование целестинсодержащих продуктивных пластов, вероятно, происходило в процессе осадконакопления с последующим перераспределением стронция, бария и лития при наложении метасоматических процессов вдоль зон разломов.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Государственная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) листа R-43—(45) — Гыдан—Дудинка, включающая геологическую карту доплиоценовых образований, плиоцен-четвертичных образований и карту полезных ископаемых, охватывает обширную территорию северо-востока Западно-Сибирской плиты и крайнюю западную часть Сибирской платформы. Территория имеет важное народнохозяйственное значение в связи с известными в ее пределах многочисленными месторождениями углеводородов и, в меньшей степени, угля, цветных металлов.

За 40 лет, прошедших после издания Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 первого поколения, территория на значительной своей части охвачена средне-масштабной и локально крупномасштабной геологической съемкой. На всей площади проведено аэрофотогеологическое картирование. Выполнен большой объем геофизических исследований (в первую очередь сейсмических), поисково-разведочных и научно-исследовательских работ. На всю территорию имеются материалы аэрофотосъемок и съемок из космоса. Все это позволило закартировать площадь на более высоком качественном уровне, с учетом результатов, полученных за последние десятилетия.

Карта без покрова позднекайнозойских отложений составлена в таком масштабе для данного региона впервые. Карта плиоцен-четвертичных образований составлена на значительно обновленной фактографической основе и с учетом переинтерпретации прежних возрастных и генетических трактовок новейшего комплекса. Границы геологических тел на карте проведены на основании геоморфологического дешифрирования АФС и КС, на которых, как правило, уверенно опознаются границы (уступы), разделяющие различные по возрасту, генезису и составу отложения, слагающие междуречья и низкие террасы.

На основании средне- и крупномасштабных геологических съемок впервые выделены отложения венда (лайдашнинская и сухарихинская свиты); последняя ранее относилась к кембрию. Значительно уточнено строение сводного разреза палеозоя: выделены новые стратона, уточнены возрастные датировки ранее выделенных. Дальнейшее изучение палеозойских и триасовых отложений района необходимо как для уточнения их стратиграфии, так и для изучения связанных с ними полезных ископаемых, разведанных в Норильском районе к востоку от рамки листа.

Расчленение стратифицированных послетриасовых образований выполнено в соответствии с новой региональной стратиграфической схемой (1991 г.). Полученные новые палеонтологические данные позволили уточнить стратиграфические объемы стратонов. В частности, по ниже-средне-

юрским отложениям эти результаты заключаются в следующем: 1) сокращен объем левинской свиты; 2) увеличился стратиграфический диапазон лайдинской свиты, граница нижнего и среднего отделов юры проходит внутри стратона; 3) то же касается и малышевской свиты, нижняя граница которой проходит в верхах байоса.

В объеме келловей—низов берриаса выделена гольчихинская свита со стратотипом по скв. Дерябинская-5. В составе нижнего мела в диапазоне берриас—нижний готерив обособлена шуратовская свита со стратотипом в скв. Южно-Носковская-318, нижняя граница которой трактуется неоднозначно. Требуется дальнейшего изучения и более детального расчленения покурская серия (свита) апт-сеноманского возраста.

Остается нерешенной проблема геологического возраста серовской свиты люлинворского горизонта палеогена.

На новой для района стратогенетической основе произведено расчленение мощной (до 370 м) песчано-глинистой толщи новейших отложений. Благодаря новым данным (палеонтологическим, палеомагнитным и др.) существенно расширен их возрастной диапазон, значительная часть отложений датирована плиоценом. Кстати, аналогичное строение и неоген-четвертичный возраст рассматриваемого осадочного комплекса установлены в бассейнах Мезени, Северной Двины, Печоры и других северных районах Русской равнины.

Все составленные прежде карты строились на основании гипотезы континентально-ледникового происхождения диамиктонов и других валуносодержащих образований. В течение 40 последних лет получен огромный массив данных, свидетельствующих о водном (ледово-, местами ледниково-морском) происхождении основных валуносодержащих горизонтов, прослеживаемых регионально на сотни и тысячи километров. Окончательное решение затрагиваемой проблемы возможно лишь после проведения среднемасштабных геологосъемочных работ с большими объемами бурения. На сегодняшний же момент значительная часть площади покрыта лишь аэрофотогеологическим картированием, возможности которого при расчленении плиоцен-четвертичного комплекса, особенно погребенной его части, невелики.

Трапповая формация Приенисейского района подразделена на интрузии ергалахского и пясинского типов позднепермской фазы внедрения, огонерского и далдыканского типов — раннетриасовой. В перспективе следует оценить минерогеническую специализацию различных типов позднепермско-раннетриасовых интрузий и метасоматически измененных вмещающих пород; остается до конца невыясненной возрастная позиция магматических пород Болго-тохской интрузии, которая в настоящее время датируется мезозоем.

Тектоническое строение доюрских образований, слагающих гетерогенное основание Западно-Сибирской плиты, изучено очень слабо. Представленная схема, составленная по результатам интерпретации геофизических исследований (КМПВ, гравиразведка, магниторазведка), является по большей части прогностической. В пределах Новопортовского антиклинория изученность этого комплекса бурением удовлетворительная. Остается нерешенным давний спор между сторонниками и противниками выделения раннемезозойских грабен-рифтов. Оставляя решение этой проблемы будущим поколениям геологов, считаем необходимым показать на схеме Худосейский и Колтогорско-Уренгойский триасовые грабен-рифты. Проблематично выделение Няояхского массива карельского периода кратонизации.

Больше внимания при нефтегазопроисловых работах следует уделять неотектоническим критериям прогноза. Резкое оживление тектонических движений всех типов в позднем кайнозое неизбежно отразилось на процессах формирования и размещения залежей углеводородов. Неотектонические движения изменяли объем структурных ловушек, гидрогеологический режим и термобарические условия в недрах, нарушали целостность глинистых покровов, что обуславливает интенсификацию миграции и преобразования флюидов.

Гидрогеологические условия района, отвечающего северо-восточной части Западно-Сибирской водонапорной системы, predeterminedены наличием с поверхности мощной толщи (до 450—500 м) многолетнемерзлых пород. Территориальная сплошность последних нарушается сквозными и несквозными таликами, фиксируемыми под акваториями Обской, Тазовской и Гыданской губ, Енисейского залива, а также крупных озер и низовьев рек. Для таликов характерны скопления в неоген-четвертичных отложениях верхнего гидрогеологического этажа безнапорных или слабонапорных пресных и солоноватых гидрокарбонатных и хлоридных вод. В составе нижнего этажа, включающего апт-сеноманский, берриас-неокомский и юрский водоносные комплексы, установлено широкое распространение напорных минеральных, чаще всего солоноватых и соленых, газонасыщенных вод преимущественно хлоридного состава.

Предполагается, что воды юрского комплекса и локально развитых перм-триасовых образований могут использоваться в качестве бальнеологических и термальных (теплоэнергетических).

Территория богата полезными ископаемыми, в первую очередь — углеводородным сырьем, в меньшей степени — твердыми горючими ископаемыми, строительными материалами. Среди углеводородов преобладают газовые и газоконденсатные залежи. На территории листа известны уникальные по запасам месторождения (Южно-Тамбейское, Новопортовское, Ямбургское) и множество крупных и средних. Всего в разрезах открытых в пределах листа месторождений выявлена 271 залежь. Остаются слабо оцененными перспективы юрского нефтегазового комплекса (пласты группы Ю), с которым связаны залежи УВ на Новопортовском, Геофизическом, Зимнем и нескольких других месторождениях. Сейсморазведкой выявлен ряд перспективных площадей (локальных поднятий), где требуется проведение поисковых и поисково-оценочных работ. Эти структуры в основном приурочены к Гыданской НГО, а перспективы их на углеводородное сырье связаны с юрским, неокомским и апт-сеноманским нефтегазовыми комплексами. Определенные перспективы следует связывать и с палеозойскими образованиями, в первую очередь на Новопортовском месторождении.

Расширение ресурсной базы каменных углей возможно за счет исследований Норильской (Фокинско-Таловской) каменноугленосной зоны, где угленосны отложения бургу克林ской и кайерканской свит пермского возраста. Специальные исследования требуются для оценки угленосности малохетской и яковлевской свит нижнего мела. Общие ресурсы угля в Усть-Енисейском районе составляют 221,7 млрд т.

Территория листа бедна металлическими полезными ископаемыми. Из имеющихся месторождений наибольший интерес представляет комплексное медно-вольфрамово-молибденовое Болгохтохское месторождение, связанное с мезозойскими гранитоидами.

Значительные перспективы фосфатности приурочены к послесеноманским породам насоновской, салпадинской и танамской свит. Наибольший поисковый интерес, на наш взгляд, представляет правобережье р. Танама, где горизонты фосфоритовых желваков залегают вблизи дневной поверхности.

Ресурсы строительных материалов очень велики и могут удовлетворить многие потребности промышленности, однако они изучены очень неравномерно. Наиболее значительны потенциальные ресурсы строительного песка и песчано-гравийного материала. Залежи строительного песка связаны с современным аллювием, прибрежно-морскими фациями четвертой террасы и покровных междуречных отложений. К последним также, возможно, приурочены мелкие по размерам залежи песчано-гравийного материала. Значительно ниже оцениваются перспективы выявления залежей глинистого сырья, которое по своим свойствам пригодно для приготовления кирпичных и керамзитовых изделий, но из-за большой мощности вскрышных пород не представляет промышленного интереса.

Следует отметить, что подавляющая часть территории либо не заснята среднemasштабной геологической съемкой, либо, за редким исключением, съемки проводились в 60-е годы. Необходимо провести геологическое доизучение практически всего листа с целью составления кондиционных среднemasштабных, а в пределах правобережья Енисея — и крупномасштабных карт в комплексе с поисковыми работами на металлические ископаемые и строительные материалы.

**УКАЗАТЕЛЬ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПРОЯВЛЕНИЙ, ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ К КАРТЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
		Промышленная освоенность		
I-1-1	Газ и газоконденсат	МК	Тасийской	127
I-2-1	Газ	МС	Штормовое	127
I-2-2	Глины кирпичные	МК	Хонорасалемьское	141
I-8-1	Глины кирпичные	МК	Монгочьяхское	141
I-11-1	Уголь бурый	П	Сопочная Карга	17
I-13-1	Газ	ММ	Хабейское	127
II-1-1	Газ, газоконденсат	МУ/Э	Южно-Тамбейское	127
II-1-2	УВ	С	Фирновая	126
II-2-1	Глины кирпичные	МК	Сябутахское	141
II-3-1	Газ и газоконденсат, нефть	МК	Северо-Утреннее	127
II-3-2	Газ и газоконденсат, нефть	МУ	Утреннее	127
II-5-1	Песок строительный	МК	Правоюрибейское	146
II-6-1	УВ	С	Северо-Гыданская	126
II-7-1	УВ	С	Садарская	126
II-7-2	Газоконденсат	МС	Ландертойское	127
II-7-3	УВ	С	Нявуяхская	126

* Принятые сокращения. Месторождения: МУ — уникальное, МК — крупное, МС — среднее, ММ — малое; П — проявление коренное; ПР — проявление россыпное; ОМ — ореол металлометрический; ОШ — ореол шлиховой; С — структуры, выявленные сейсморазведкой в нефтегазопродуктивных горизонтах мезозоя; УВ — углеводороды.

Промышленная освоенность месторождений: Э — эксплуатируемые, П — подготовленные к промышленному освоению, З — законсервированные, Н — находящиеся в разведке и изучении.

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
		Промышленная освоенность		
II-10-1	Глины кирпично-керамзитовые	МК	Сидяхское	141
II-11-1	Газ и газоконденсат	МК	Дерябинское	39
II-11-2	Глины кирпично-керамзитовые	МК	Лакурьинское	141
II-11-3	Песок строительный	ММ	Лакурьинское	141
II-11-4	Песок строительный	МС	Дерябинское	39
II-12-1	Уголь каменный	П	Яковлевское	17
II-12-2	Песок строительный	МК	Сидоровское	141
III-1-1	УВ	С	Северо-Сеяхинская	126
III-1-2	УВ	С	Сеяхинская	126
III-2-1	УВ	С	Новолунная	126
III-3-1	УВ	С	Вангутинская	126
III-3-2	УВ	С	Быстрицкая	126
III-4-1	УВ	С	Западно-Гыданская	126
III-4-2	УВ	С	Меркуяхская	126
III-4-3	Песок строительный	ММ	Маретаяхское	146
III-5-1	УВ	С	Малогыданская	126
III-5-2	Песок строительный	ММ	Широтное	146
III-5-3	Газ	МК	Гыданское	127
III-5-4	УВ	С	Южно-Гыданская II	126
III-6-1	УВ	С	Яртояхинская	126
III-7-1	Песок строительный	МС	Нявуяхское	141
III-7-2	Глины кирпично-керамзитовые	МК	Яртояхское	141
III-7-3	УВ	С	Восточно-Яртояхинская	126
III-8-1	УВ	С	Западно-Солптинская	126
III-9-1	Титан	ПР	Большая Нанереяха, р.	134
III-9-2	Циркон	ОШ	Нгарка-Сиди-Яха, р.	134
III-9-3	Фосфорит	П	Танама, р.	134
III-9-4	Касситерит	ОШ	Танама, р.	134
III-10-1	Титан	ПР	Танама, р.	134
III-12-1	Титан	ПР	Малый Енисей, р.	134

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
		Промышленная освоенность		
III-13-1	Нефть	МК	Пайяхское	39
III-14-1	Газ	ММ	Озерное	39
IV-2-1	Нефть, газ и газоконденсат	МК	Геофизическое	127
IV-3-1	Газ	ММ	Восточно-Бугорное	127
IV-3-2	УВ	С	Южно-Солетская	126
IV-3-3	Газ	ММ	Трехбугорное	127
IV-4-1	УВ	С	Торамюйская	126
IV-4-2	Газ и нефть	МК	Солетское	127
IV-4-3	УВ	С	Северо-Минховская	126
IV-4-4	УВ	С	Лунная	126
IV-4-5	Газ	МК	Минховское	127
IV-5-1	Песок строительный	МК	Юнгуяхское	141
IV-5-2	УВ	С	Южно-Гыданская I	126
IV-5-3	УВ	С	Северо-Сопочная	126
IV-5-4	УВ	С	Западно-Сопочная	126
IV-5-5	Газ	ММ	Восточно-Минховское	127
IV-6-1	УВ	С	Ягельная	126
IV-6-2	УВ	С	Овражная	126
IV-6-3	УВ	С	Глубинная	126
IV-6-4	УВ	С	Восточно-Ялятинская	126
IV-6-5	УВ	С	Приречная	126
IV-7-1	УВ	С	Северо-Танамская	126
IV-7-2	УВ	С	Северо-Ядаянская	126
IV-7-3	УВ	С	Новотолавэйская	126
IV-7-4	УВ	С	Толавэйская	126
IV-8-1	Глины кирпичные	МК	Среднетанамское	141
IV-8-2	Газ	ММ	Нанадянское	39
IV-8-3	УВ	С	Беговая	126
IV-10-1	Газ и газоконденсат	МК	Пеляткинское	39
IV-11-1	Ильменит	ОШ	Пелятка, р.	101
IV-11-2	Газ	МК	Ушаковское	39
IV-12-1	Газ и газоконденсат	МК	Казанцевское	39
IV-13-1	Уголь бурый	П	Малохетское	17

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
		Промышленная освоенность		
IV-13-2	Глины кирпичные	ММ	Малая Хета, пос.	99
IV-13-3	Газ	ММ	Нижнехетское	39
IV-15-1	Золото	ОШ	Агапа, р.	124
IV-15-2	Титан	ПР	Левинский, руч.	124
IV-15-3	Медь	П	Ямная, р.	48
IV-15-4	Медь	П	Боганида, р.	116
IV-15-5	Песок строительный	ММ	Остров Кабацкий	124
IV-15-6	Молибден, вольфрам, медь	МС/Н	Болгохтохское	116
V-1-1	Нефть и газ	МС	Хамбатейское	127
V-2-1	УВ	С	Бухаринская	126
V-3-1	Песок строительный	МК	Кругломыское	141
V-4-1	Газ	МК	Семаковское	127
V-5-1	Газ	МК	Тотаяхинское	127
V-5-2	Глины кирпично-керамзитовые	МК	Воркяхское	141
V-6-1	УВ	С	Ялятинская	126
V-6-2	УВ	С	Южно-Приречная	126
V-6-3	Газ	МК	Антипаютинское	127
V-6-4	УВ	С	Угловая	126
V-7-1	УВ	С	Кустарниковая	126
V-7-2	УВ	С	Южно-Кустарниковая	126
V-8-1	УВ	С	Каркасная	126
V-10-1	Газоконденсат и газ	МК/Э	Северо-Соленинское	37
V-10-2	Газоконденсат	МС/Э	Южно-Соленинское	37
V-11-1	Газ	ММ/З	Мессояхское	39
V-12-1	Титан	ПР	Соленая, р.	121
V-12-2	Газ	МС	Зимнее	39
V-12-3	Газ и нефть	ММ	Горчинское	39
V-13-1	Касситерит	ОШ	Малая Хета, р.	120
V-13-2	Фосфорит	П	Большая Хета, р.	101
V-13-3	Фосфорит	П	Малая Хета, р.	101
V-13-4	Касситерит	ОШ	Большая Хета, р.	120
V-13-5	Фосфорит	П	Сылка-Яха, р.	101
V-13-6	Касситерит	ОШ	Тэта-Лапта, р.	120

Продолжение

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
		Промышленная освоенность		
V-13-7	Фосфорит	П	Лайда, р.	120
V-13-8	Фосфорит	П	Лайда, р.	120
V-14-1	Касситерит	ОШ	Чиркова, р.	120
V-14-2	Касситерит	ОШ	Ядырина, р.	120
V-14-3	Песок строительный	МК	Остров Середыш	120
V-15-1	Торф	ММ	Грибановское	102
V-15-2	Медь	П	Дудинка, р.	102
V-15-3	Хром	ОМ	Ветка, р.	116
V-15-4	Железо	П	Веткинское	102
V-15-5	Медь	П	Серебряная, р.	116
V-15-6	Уголь каменный	ММ	Нижнефокинское	102
V-15-7	Медь	П	Фокина, р.	48
V-15-8	Свинец, цинк	П	Фокина, р.	48
VI-1-1	УВ	С	Южно-Нурминская	126
VI-1-2	Нефть, газ и газоконденсат	МК	Ростовцевское	127
VI-1-3	Газ и газоконденсат, нефть	МУ/П	Новопортовское	127
VI-2-1	Газ	МС	Каменномыское	127
VI-3-1	Газ и нефть	МК	Парусовое	127
VI-4-1	УВ	С	Лымбарская	126
VI-4-2	Газ и газоконденсат	МУ/Э	Ямбургское	127
VI-6-1	УВ	С	Находкинское	126
VI-7-1	Нефть и газ	МК	Западно-Мессояхское	127
VI-7-2	УВ	С	Влажная	126
VI-7-3	Глины кирпично-керамзитовые	МК	Мессояхское	141
VI-7-4	Песок строительный	МК	Мессояхское	141
VI-7-5	Газ и нефть	МК	Находкинское	127
VI-8-1	УВ	С	Тематическая	126
VI-8-2	Газ и газоконденсат	МК	Южно-Мессояхское	127
VI-9-1	Газ и газоконденсат, нефть	МУ	Восточно-Мессояхское	127
VI-9-2	УВ	С	Маломессояхское	126
VI-10-1	УВ	С	Северо-Хальмер-паютинская	126

Окончание

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
		Промышленная освоенность		
VI-12-1	Нефть, газ и газоконденсат	МК	Сузунское	127
VI-13-1	Ильменит, циркон	ОШ	Соленая, р.	121
VI-13-2	Алюминий	П	Соленая, р.	121
VI-15-1	Стронцианит	П	Правая Галевка, р.	117
VI-15-2	Золото	Ош	Галевка, р.	117
VI-15-3	Медь, никель	П	Левая Галевка, р.	117
VI-15-4	Песок строительный	ММ	Остров Приустьевой	103
VI-15-5	Ванадий	ОМ	Хантайка, р.	116
VI-15-6	Редкие земли	ОМ	Хантайка, р.	103

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Алексин А. Г. Геология и нефтегазоносность района Усть-Енисейского порта//Труды НИИГА, 1952, т. XXVI. 106 с.
2. Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, Наука, 1971. 329 с.
3. Баженовский горизонт Западной Сибири//Ю. В. Брадучан, А. В. Гольберт, Ф. Г. Гурари и др. Новосибирск, Наука, 1986. 217 с.
4. Биостратиграфия и фауна кембрийских отложений северо-запада Сибирской платформы//В. А. Даценко, И. Т. Журавлева, Н. П. Лазаренко и др.//Труды НИИГА, 1968, т. 155. 213 с. Приложение: Атлас стратиграфических разрезов и схем. 43 с.
5. Бочкарев В. С. Геологическое строение палеозойского и триасового комплексов в Пуловском регионе и перспективы их нефтегазоносности//Геология и нефтегазоносность Надым-Пур-Тазовского междуречья. Тюмень—Тарко-Сале, 1995, с. 179—206.
6. Бочкарев В. С. Геодинамика Западной Сибири//Тюменская сверхглубокая скважина. Пермь, 1996, с. 297—308.
7. Брадучан Ю. В. Региональные стратиграфические подразделения мезозоя Западной Сибири//Основные проблемы геологии Западной Сибири. (Труды ЗапСибНИГНИ). 1985, с. 11—21.
8. Брадучан Ю. В., Булыникова А. А. Основные типы разрезов нижнего мела Западной Сибири//Труды ЗапСибНИГНИ, 1977, вып. 121, с. 43—47.
9. Брадучан Ю. В., Ясевич Г. С. Даниловская свита//Труды ЗапСибНИГНИ, 1984, вып. 188, с. 31—39.
10. Генералов П. П. Вторичная тектоника приповерхностной части платформенного чехла Западной Сибири//Опалиды Западной Сибири. (Труды ЗапСибНИГНИ). 1987, с. 48—71.
11. Геокриологические условия Западно-Сибирской газоносной провинции//С. Е. Мельников, М. И. Горальчук, Л. Н. Крицук и др. Новосибирск, Наука, 1983. 198 с.
12. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности//В. В. Баулин, Е. Б. Белопухова, Г. И. Дубиков, Л. М. Шмелев. М., Наука, 1967. 214 с.
13. Геологическая карта Западно-Сибирской равнины и прилегающих территорий (без покрова четвертичных отложений). Масштаб 1 : 1 500 000/А. В. Андреев, Ю. Ф. Андреев, А. П. Астанов и др. Гл. ред. Н. Н. Ростовцев. Л., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1982.
14. Геологическая карта Норильского района и прилегающих территорий масштаба 1 : 200 000/В. А. Даценко, Е. Н. Ленькин, В. Д. Крюков и др. Ред. Ф. Г. Марков. М., Ленинградская картфабрика ВАГТ, 1972. Объяснительная записка/Сост.: В. А. Даценко, Е. Н. Ленькин, В. Д. Крюков и др. Ред. Ф. Г. Марков. Л., Ротапринт НИИГА, 1969. 285 с.
15. Геологическая карта Норильского рудного района. Масштаб 1 : 200 000/Б. М. Струнин (отв. исп.), О. А. Бармина, Л. Л. Ваулин и др. Гл. ред. М. Л. Шерман. СПб., Картфабрика ВСЕГЕИ, 1995.
16. Геология и рудоносность Норильского района/О. А. Дюжиков, В. В. Дистлер, Б. М. Струнин и др. Отв. ред. В. И. Казанский. М., Наука, 1988. 279 с.
17. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 8. М., Недра, 1964. 792 с.
18. Геология нефти и газа Западной Сибири/А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др. М., Недра, 1975. 680 с.
19. Геоморфологическая карта Западно-Сибирской равнины. Масштаб 1 : 1 500 000/О. М. Адаменко, А. В. Андреев, Ю. Ф. Андреев и др. Ред. И. П. Варламов. Картографическое предприятие ГУЦР, 1969.
20. Глушицкий О. Т., Лунин Э. Б., Маркелова Е. Н. Девонские отложения Норильского района//Стратиграфия Норильского горнопромышленного района. Л., ротапринт НИИГА, 1975, с. 25—35.
21. Гор Ю. Г. Стратиграфия и флора верхнепалеозойских угленосных отложений Норильского района//Труды НИИГА, 1965, т. 147. 140 с.
22. Гор Ю. Г. Очерк стратиграфии//Атлас позднепалеозойской флоры Норильского района. Л., 1969, с. 9—29.
23. Гурари Ф. Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья//Труды СНИИГГиМС, 1959, вып. 3. 172 с.
24. Додин Д. А., Сухов Л. Г. Опыт составления унифицированной стратиграфической схемы вулканогенных образований северо-западной части Сибирской платформы//Учен. записки НИИГА, сер. регион. геология, 1964, вып. 3, с. 27—50.
25. Драгунов В. И. Вендские, нижне- и среднекембрийские отложения правобережья низовьев р. Енисей//Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 107—123.
26. Запорожцева А. С. Нижнепалеозойские отложения района Усть-Порта//Труды НИИГА, 1954, т. 78, с. 154—172.
27. Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Особенности формирования некоторых типов интрузий северо-запада Сибирской платформы. М., Наука, 1967. 229 с.
28. Золотухин В. В., Виленский А. М. Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности//Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1984, вып. 574. 208 с.
29. Зубаков В. А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л., Недра, 1972. 312 с.
30. Карта новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири. Масштаб 1 : 2 500 000/И. П. Варламов, Ю. А. Гогин, И. Г. Зальцман и др. Ред.: Н. А. Флоренсов, И. П. Варламов. Л., Картфабрика НПО «Аэрогеология», 1972.
31. Карцева Г. Н., Ронкина З. З., Колокольцева Е. П. Стратиграфия юрских и меловых отложений//Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л., 1971, с. 7—19.
32. Каиштанов В. А. Геология и минералогия осадочного чехла Приенисейских байкал. Новосибирск. ИГиГ СО АН СССР, Препринт, № 12, 1985. 56 с.
33. Кислухин В. И. Литолого-фашиальное районирование юрских и нижнемеловых отложений севера Западной Сибири//Нефтегазоносность отложений северных районов Западной Сибири. (Труды ЗапСибНИГНИ). 1986, с. 13—31.
34. Комарова М. З. Об интрузии гранитоидов в Норильском районе//Геология и геофизика, 1967, № 5, с. 104—107.
35. К стратиграфии верхнемеловых отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности/А. А. Булыникова, Н. И. Байбародских, Ф. Ф. Вахитов, Е. П. Колокольцева//Геология и геофизика, 1970, № 7, с. 25—33.
36. Кузин И. Л. Развитие представлений о новейшей тектонике и ее влиянии на формирование и размещение месторождений нефти и газа в Западной Сибири//Труды ЗапСибНИГНИ, 1973, вып. 73, с. 6—20.
37. Кулахметов Н. Х., Гудкова С. А., Кислухин В. И. Соленинское газоконденсатное месторождение//Труды ЗапСибНИГНИ, 1972, вып. 58, с. 140—150.
38. Кулахметов Н. Х., Кислухин В. И. Морфология и история развития локальных структур Танамского мегавала и Мессояхского вала//Труды ЗапСибНИГНИ, 1972, вып. 58, с. 48—56.
39. Кулахметов Н. Х., Кислухин В. И. К вопросу о перспективах нефтегазоносности верхнемеловых отложений северо-востока Западно-Сибирской низменности и западной части Енисей-Хатангского прогиба//Труды ЗапСибНИГНИ, 1972, вып. 58, с. 151—156.

40. Кулахметов Н. Х., Мишульский М. И. Часельская свита (верхний коньяк—кампан)//Труды ЗапСибНИГНИ, 1977, вып. 121, с. 88—90.
41. Куликов П. К. Происхождение Западно-Сибирской плиты//Труды ЗапСибНИГНИ, 1971, вып. 46, с. 5—148.
42. Куликов Ю. С., Летов Б. И. Новые данные о верхнепротерозойских образованиях Игарского района//Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы (правобережье р. Енисей). Вып. 2. Л., Недра, 1970, с. 192—209.
43. Кунин Н. Я., Сегалович И. Е. Стратиграфия неомокских клиноформ севера Западной Сибири//Отечественная геология, 1993, № 11, с. 51—56.
44. Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири. Изд-во МГУ, 1970. 322 с.
45. Левчук Л. К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам. Новосибирск, Наука, 1984. 129 с.
46. Ли П. Ф., Равдоникас О. В., Певзнер В. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Усть-Иртышской впадины Западно-Сибирской низменности. Л., 1960. 175 с.
47. Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы//Петрография Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1962, т. 1, с. 5—70.
48. Малич Н. С., Тузанова Е. В. Металлогеническая карта северо-запада Сибирской платформы. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. Л., ВСЕГЕИ, 1987.
49. Мальцев Ю. М., Беззубцев В. В. О надвиговых структурах Таймырской складчатой области//Геология и геофизика, 1979, № 3, с. 47—54.
50. Марковский В. А., Розова А. В. Норильско-Игарский стратиграфический район//Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1975, с. 51—82.
51. Масайтис В. Л. Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе//Труды ВСЕГЕИ, 1964, т. 97, с. 137—158.
52. Матухин Р. Г., Меннер В. В. Девон и нижний карбон северо-запада Сибирской платформы//Труды СНИИГТиМС, 1974, вып. 175. 128 с.
53. Межвилк А. А. Надвиговые и сдвиговые зоны на севере России//Геотектоника, 1994, № 4, с. 27—34.
54. Микуленко Н. И., Растегин А. А. Влияние неотектонических движений на нефтегазоносность (на примере Западно-Сибирской и Хатангско-Вилуйской нефтегазоносных провинций)//Новейшая тектоника Сибирской платформы и ее влияние на нефтегазоносность. М., Наука, 1985, с. 71—77.
55. Мусатов Е. Е. Неотектоника Баренцево-Карского шельфа//Изв. вузов. Геология и разведка, 1990, № 5, с. 20—27.
56. Нестеров И. И., Салманов Ф. К., Шильман К. А. Нефтяные и газовые месторождения Западной Сибири. М., Недра, 1971. 463 с.
57. Нефтегазоносные комплексы Западно-Сибирского бассейна//М. Я. Рудкевич, Л. С. Озеранская, Н. Ф. Чистякова и др. М., Недра, 1988. 304 с.
58. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири//И. П. Варламов, Р. О. Галабала, П. П. Генералов и др. М., Недра, 1981. 240 с.
59. Объяснительная записка к Металлогенической карте северо-западной части Сибирской платформы масштаба 1 : 500 000/Сост.: Ю. Г. Старицкий, В. И. Драгунов, Н. С. Малич и др. М., Недра, 1966. 275 с.
60. Ордовик Сибирской платформы (опорный разрез на р. Куломбе)//А. А. Высоцкий, А. В. Каныгин, А. Г. Ядренкина и др. Отв. ред. Б. С. Соколов//Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1982, вып. 506. 223 с.
61. Основные типы разреза верхнего мела Западно-Сибирской равнины//А. А. Булыникова, Н. Х. Кулахметов, М. И. Мишульский, В. Т. Слепцов//Труды ЗапСибНИГНИ, 1977, вып. 121, с. 83—87.
62. Палеонтологическое обоснование схемы расчленения верхнепалеозойских угленосных отложений Норильского района//Ю. Г. Гор, Е. Е. Дюжикова, О. В. Лобанова, А. А. Макарьев//Стратиграфия Норильского горнопромышленного района. Л., Ротапринт НИИГА, 1975, с. 36—48.
63. Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения р. Енисей//А. М. Виленский, Г. И. Кавардин, Л. И. Кравцова, Г. Н. Старицына. М., Наука, 1964. 237 с.
64. Плавник А. Г., Силич В. Е. Роль покровных оледенений в формировании пластовых давлений нижнемеловых отложений Западной Сибири//Стратиграфия неогена и плейстоцена севера Западной Сибири. (Труды ЗапСибНИГНИ). 1986, с. 128—133.
65. Платонов В. А., Лукин Э. Б., Маркелова Е. И. Стратиграфия и литологические особенности отложений верхнего девона Норильского района//Учен. записки НИИГА, сер. регион. геология, 1970, вып. 18, с. 58—68.
66. Поиски и освоение нефтегазовых месторождений Западной Сибири в связи с ее геокриологическими условиями/Ред.: Г. Б. Острый, А. А. Трофимук//Труды ЗапСибНИГНИ, 1971, вып. 44. 242 с.
67. Полькин Я. И. К стратиграфии эффузивного комплекса трапповой формации северо-западной части Сибирской платформы//Труды НИИГА, 1959, т. 102, вып. 10, с. 52—70.
68. Полькин Я. И. Стратиграфия вулканогенных образований северо-западной части Сибирской платформы//Труды НИИГА, 1965, т. 145, с. 75—97.
69. Полякова Е. И., Данилов И. Д. Миоцен Крайнего Севера Западной Сибири (пов. Ямал)//Докл. АН СССР, 1989, т. 308, № 2, с. 428—431.
70. Предложения по изменению и уточнению корреляционной стратиграфической схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности//С. Г. Белкина, В. С. Бочкарев, Г. К. Боярских, Ю. В. Брадучан и др. //Труды ЗапСибНИГНИ, 1965, вып. 1, с. 5—26.
71. Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1991. 55 с.
72. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979). Ч. I. Верхний протерозой и нижний палеозой. Новосибирск, 1983, 214 с., 26 табл. Ч. II. Средний и верхний палеозой. Новосибирск, 1982, 129 с., 18 табл. Ч. III. Четвертичная система. Л., Картофабрика ВСЕГЕИ, 1983, 83 с., 3 схемы (19 л.).
73. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (г. Тюмень, 21—27 марта 1967 г.). Ч. I. Тюмень, 1969. 143 с.
74. Розова А. Б. Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы. М., Наука, 1968. 196 с.
75. Ростовцев Н. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности//Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1955, № 2, с. 3—12.
76. Рудкевич М. Я. Палеотектонические критерии нефтегазоносности. М., Недра, 1974. 184 с.
77. Савицкий В. Е., Шишкин Б. Б., Шабанов Ю. Я. О стратиграфическом расчленении докембрийских и кембрийских отложений Игарского района//Труды СНИИГТиМС, сер. регион. геология, 1967, вып. 57, с. 133—149.
78. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике//Труды НИИГА, 1953, № 77. 627 с.
79. Сакс В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейского района//Труды НИИГА, 1957, т. 90. 232 с.
80. Сапир М. Х. Доюрские отложения западной части Енисей-Хатангского прогиба//Учен. записки НИИГА, сер. регион. геология, 1969, вып. 14, с. 108—112.
81. Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения//Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, Л. С. Базарова и др. Отв. ред. Б. С. Соколов//Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1979, вып. 410. 94 с.
82. Соколов В. Н. Геология и перспективы нефтегазоносности Арктической части Западно-Сибирской низменности. Л., Гостехиздат, 1960. 156 с.
83. Стратиграфическая основа девонской системы Сибирской платформы//Р. Г. Матухин, В. В. Меннер, П. Н. Соколов, Д. Р. Решетняк. Ред. Р. Г. Матухин. Новосибирск, 1995. 81 с.
84. Стратиграфия и геологическое строение четвертичного покрова Нижнеобско-Ямально-Тазовского региона Западной Сибири//С. А. Архипов, Л. К. Левчук, В. Н. Шелкопляс//Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 6, с. 87—104.

85. Стратиграфия и палеогеография ранней и средней юры Западно-Сибирской плиты/Ф. Г. Гурари, И. В. Будитко, В. П. Девятков и др.//Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. (Труды СНИИГГиМС). 1988, с. 60—75.

86. Стратиграфия мезозойских отложений платформенного чехла Западно-Сибирской плиты/Л. Ю. Аргентовский, В. С. Бочкарев, Ю. В. Брадучан и др. //Труды ЗапСибНИГНИ, 1968, вып. 11, с. 27—95.

87. Стратиграфия неогена и плейстоцена севера Западной Сибири/Ред. П. П. Генералов/Сб. науч. трудов ЗапСибНИГНИ, 1986. 146 с.

88. Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., Недра, 1981. 143 с.

89. Тальвицкий Д. Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. М., Недра, 1976. 168 с.

90. Тезисы докладов на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем мезозойских и третичных отложений. Л., 1956. 46 с.

91. Троицкий С. Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных территорий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М., Наука, 1966. 200 с.

92. Трофимов В. Т., Баду Ю. Б., Дубиков Г. И. Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. М., Изд-во МГУ, 1980. 246 с.

93. Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л., 1957. 675 с.

94. Туганова Е. В. Интрузивный магматизм северо-запада Сибирской платформы/Труды ВСЕГЕИ, 1977, т. 156, с. 131—143.

95. Харченко Г. И. К вопросу о стратиграфическом расчленении верхнепалеозойских отложений тунигусской серии в Норильском районе/Учен. записки НИИГА, сер. регион. геология, 1966, вып. 9, с. 112—132.

96. Ямало-Гыданская область (физико-географическая характеристика)/Ред. Р. К. Сиско. Л., Гидрометеиздат, 1977. 310 с.

97. Ясевич Г. С., Барков С. Л., Зининберг П. Я. Стратиграфия отложений неокана Среднего Приобья/Межвузовский тематический сб., ТИИ, 1981, вып. 73, с. 12—19.

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, полнотная (№ 98—103)

98. Лист R-44-XXIX, XXX. Геологическая карта/Д. В. Семевский. Ред. Ю. Н. Кулаков. М., ГУГК, 1963. Объяснительная записка/Сост. Д. В. Семевский. Ред. Ю. Н. Кулаков. М., Недра, 1970. 56 с.

99. Лист R-45-XIX, XX. Геологическая карта/С. Л. Троицкий. Ред. В. Н. Сакс. Карта полезных ископаемых/З. З. Ронкина, С. Л. Троицкий. Ред. В. Н. Сакс. М., ГУГК, 1965. Объяснительная записка/Сост.: С. Л. Троицкий, З. З. Ронкина, О. В. Равдоникас. Ред. В. Н. Сакс. М., Недра, 1967. 64 с.

100. Лист R-45-XXI, XXII. Геологическая карта/А. А. Межвилк, Ю. Н. Михалюк. Ред. П. С. Пук. Карта полезных ископаемых/А. А. Межвилк. Ред. П. С. Пук. М., ВАГТ, 1971. Объяснительная записка/Сост.: А. А. Межвилк, Г. Н. Карцева, Ю. Н. Михалюк. Ред. П. С. Пук. М., Копир.-картогр. предпр. ВГФ, 1972. 105 с.

101. Лист R-45-XXV, XXVI. Геологическая карта (с нанесением полезных ископаемых)/Г. А. Значко-Яворский, Ю. Г. Самойлович, А. Г. Бедин. Ред. Ю. Н. Кулаков. М., ГУГК, 1965. Объяснительная записка/Сост.: А. Г. Бедин, Г. А. Значко-Яворский, Ю. Г. Самойлович. Ред. Ю. Н. Кулаков. М., Недра, 1967. 40 с.

102. Лист R-45-XXVII, XXVIII. Геологическая карта/Ю. Я. Лившиц, Г. Д. Маслов, В. А. Люлько. Ред. Н. Н. Урванцев. Карта полезных ископаемых/Ю. Я. Лившиц, С. А. Дураков, А. С. Сивак. Ред. Н. Н. Урванцев. М., ГУГК, 1966. Объяснительная записка/Сост.: Ю. Я. Лившиц, Г. Д. Маслов, Е. Н. Ленкин, Ю. С. Куликов. Ред. Н. Н. Урванцев. М., Недра, 1970. 66 с.

103. Лист R-45-XXXIII, XXXIV. Геологическая карта/А. Г. Кравцов, В. А. Марковский, Д. В. Семевский. Ред. В. А. Даценко. Карта полезных ископаемых/А. Г. Кравцов, В. А. Марковский. Ред. В. А. Даценко. М., ГУГК, 1966. Объяснительная записка/Сост.: А. Г. Кравцов, В. А. Марковский, Д. В. Семевский, А. И. Архипова. Ред. В. А. Даценко. М., Недра, 1970. 61 с.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 (№ 104—105)

104. Лист R-42, 43 (п-ов Ямал). Геологическая карта/Ю. Н. Кулаков, Г. А. Значко-Яворский. Ред. В. Н. Соколов. М., Картфабрика Мингео СССР, 1957. Объяснительная записка/Сост. Ю. Н. Кулаков. Ред. В. Н. Соколов. М., Гос. научно-техн. изд-во литературы по геол. и охране недр, 1959. 55 с.

105. Лист R-44, 45 (Дудинка). Геологическая карта, карта полезных ископаемых/Н. Н. Урванцев, С. Л. Троицкий, В. С. Домченков, Д. В. Семевский. Ред. В. Н. Сакс. М., Картфабрика Мингео СССР, 1957. Объяснительная записка/Сост.: Н. Н. Урванцев, С. Л. Троицкий, В. С. Ломаченков, Д. В. Семевский. Ред. В. Н. Сакс. М., Гос. научно-техн. изд-во литературы по геол. и охране недр, 1958. 72 с.

106. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-(45)—47 — Норильск. Геологическая карта/Отв. ред. Е. К. Ковригина. Карта дочетвертичных образований/Е. К. Ковригина, О. А. Лебедева, Л. Ф. Штейн. Ред. Е. К. Ковригина. Карта четвертичных образований/А. Д. Матюшков. Ред. В. Д. Тарноградский. Карта полезных ископаемых/Е. К. Ковригина, О. А. Лебедева, А. Д. Матюшков. Ред. Ю. Г. Старицкий. Эколого-геологическая карта (масштаб 1 : 2 000 000)/Е. К. Ковригина, А. Д. Матюшков, М. А. Чуйко. Ред. Е. К. Ковригина. Объяснительная записка/Е. К. Ковригина, О. А. Лебедева, А. Д. Матюшков и др. СПб., Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000.

Карта аномального магнитного поля (№ 107, 108)

107. Лист R-43, 44. Изолинии (ΔT)_д, масштаб 1 : 1 000 000, 1 л. Изолинии (ΔT)_д, масштаб 1 : 200 000, 72 л./С. М. Кострикина, Р. М. Антонович. Ред. П. А. Кукин. М., ГУГК, 1974.

108. Лист R-45. Изолинии (ΔT)_д, масштаб 1 : 1 000 000, 1 л. Изолинии (ΔT)_д, масштаб 1 : 200 000, 36 л./Н. И. Попова. Ред. Е. А. Каспарова. М., Картографо-геодез. предпр. ГУГЦР, 1968.

Фондовая

109. Белоусов К. Н., Семенова Е. И. Геологическое строение р. Соленой (южная часть листа R-44-XXII, XXIV). (Отчет партии № 2 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА по геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1960 г.). ОФ НИИГА, Л., 1961.

110. Белоусов К. Н., Семенов Е. И., Ефремова В. И. Геологическое строение правобережья р. Енисея на участке от пос. Казанцево до пос. Байхелово (восточная часть листа R-44-XXVII, XXVIII и северо-восточная часть листа R-44-XXIII, XXIV). (Отчет партии № 2 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА по геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1961 г.). ОФ НИИГА, Л., 1962.

111. Бочкарев В. С. Структурно-формационный анализ глубоких горизонтов нижнеюрско-палеозойских осадочных комплексов Западной Сибири с целью выделения главных зон нефтегазоаккумуляции и концентрации поисковых работ. ОФ «Тюменьгеология», Тюмень, 1990.

112. Бочкарев В. С. Тектоническое районирование территории ЯНАО с целью уточнения основы пересчета потенциальных ресурсов УВ. Составление тектонической карты (промежуточный отчет). ОФ «Тюменьгеология», Тюмень, 1997.

113. Боярских Г. К. Тектоническое районирование ортоплатформенного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы. ОФ «Тюменьгеология», Тюмень, 1990.

114. Бро Е. Г., Михалюк Ю. Н. Геологическое строение и рельеф бассейна среднего течения р. Бол. Хеты. (Отчет отряда № 1 Усть-Енисейской партии НИИГА по геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1963 г.). ОФ НИИГА, Л., 1964.

115. Галактионов Б. В. Заключение о геокриологических (исследованиях) условиях освоения Ямбургского месторождения. ОФ «Тюменьгеология», Тюмень, 1984.

116. Геологическое строение и полезные ископаемые Норильского района. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 Норильской площади. Листы R-45-XXVII, XXVIII, XXI (восток), XXII, XXIII, XXIV, XXVII, XXVIII, XXIX, XXX, XXXIII, XXXIV, XXXV, XXXVI; R-46-XIII, XIX, XX, XXXI в 1982—1987 гг./Б. М. Струнин, Б. Н. Медведев, В. В. Комаров и др. ОФ «Красноярскгеология», Красноярск, 1987.

117. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части Норильской мульды. Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 с общими поисками в южной части Норильской мульды на Нижнехантайской площади. Отчет о результатах работ Нижнехантайской партии за 1987—1991 гг. Листы R-45-138-Б, В, Г; R-45-139, Q-45-6-А, Б; Q-45-7-А/А. С. Варганов, Л. И. Федотова, С. И. Оксаяк и др. ОФ «Красноярскгеология», Красноярск, 1991.

118. Геологическое строение и прогнозная оценка минерально-сырьевых ресурсов приповерхностной части платформенного чехла Западно-Сибирской равнины/П. П. Генералов, А. П. Астапов, В. Г. Лобода и др. ОФ «Тюменьгеология», Тюмень, 1980.

119. Геологическое строение и рельеф бассейна р. Вариг-Яха и истоков р. Мессо (западная часть листа R-44-XXIX, XXX). (Сводный отчет по работам партий № 4, 5 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА за 1959 г.)/Д. В. Семевский, К. Н. Белоусов, Е. И. Семенов и др. ОФ НИИГА, Л., 1960.

120. Геологическое строение и рельеф междуречья среднего течения Мал. Хеты и Енисея (центральная и восточная часть листа R-45-XXV, XXVI). (Сводный отчет партий № 1 и 2 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА по геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1959 г.)/Г. А. Значко-Яворский, М. П. Монахов, Э. М. Красиков и др. ОФ НИИГА, Л., 1960.

121. Геологическое строение и рельеф бассейна р. Соленой и верховьев р. Мал. Хеты (листы R-44-XXXVI и R-45-XXXI, XXXII). (Отчет партии № 2 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА по геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1962 г.)/Ю. Н. Михалюк, К. Н. Белоусов, Н. П. Семенов, Ф. И. Иванов. ОФ НИИГА, Л., 1963.

122. Дибнер В. Д., Дибнер А. Ф. Геологическое строение рек района Танамы, Соленой и Муксунихи. (Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 200 000 в Усть-Енисейском районе 1948 г.). ОФ НИИГА, Л., 1949.

123. Зархидзе В. С., Слободин В. Я. Корреляционная стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных отложений Западно-Арктического шельфа (рабочий вариант). Тема № 199. ОФ ВНИИОкеангеология, СПб., 1985.

124. Значко-Яворский Г. А., Красиков Э. М. Геологическое строение бассейна нижнего и среднего течения р. Дудинки (южная часть листа R-45-XXI и северной части листа R-45-XXVII). (Отчет партии № 5 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА по геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1960 г.). ОФ НИИГА, Л., 1961.

125. Кайялайнен В. И., Ефремова В. И. Геологическое строение и рельеф междуречья Енисея и Пелятки (северная часть листа R-44-XXIII, XXIV). (Отчет партии № 1 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА по геологической съемке масштаба 1 : 200 000 в 1960 г.). ОФ НИИГА, Л., 1961.

126. Карта нефтегазоносности и направлений нефтепоисковых работ на территории деятельности объединения «Ямалнефтегазгеология». Масштаб 1 : 500 000/Ред.: И. И. Нестеров, В. И. Шпильман. ОФ «Тюменьгеология», Тюмень, 1992.

127. Комплект карт нефтегазоносности и направлений поисковых работ по территории деятельности объединения «Главтюменьгеологии». Масштаб 1 : 1 000 000/Ред. И. И. Нестеров. ОФ «Тюменьгеология», Тюмень, 1989.

128. Космофотогеологическое картирование масштаба 1 : 1 000 000 северной части Западно-Сибирской плиты (листы: S-42-В, Г; S-43-В, Г; S-44-В (часть); R-42-А, Б, В (часть), Г; R-43; R-44-А, Б (часть), В, Г; Q-41-Б (часть), Г (часть); Q-42-А (часть), Б, В, Г; Q-43-А, Б; Q-44-А, Б)/А. С. Лавров, Л. М. Потапенко, К. А. Мешалкин и др. ОФ «Тюменьгеология», М., 1983.

129. Куликов Н. Н., Значко-Яворский Г. А. Геологическое строение и рельеф юго-западной части Гыданского полуострова. (Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000, произведенной на юго-западе Гыданского полуострова партиями № 1 и 2 экспедиции № 68 в 1953 г.). ОФ «Тюменьгеология», Л., 1954.

130. Куликов Н. Н., Троцкий С. Л. Геологическое строение и рельеф северо-восточной части Гыданского полуострова. (Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000, произведенной на северо-востоке Гыданского полуострова партиями № 1 и 2 экспедиции № 51-а в 1952 г.). ОФ «Тюменьгеология», Л., 1953.

131. Ломаченков В. С. Четвертичные отложения и рельеф северо-западной части Гыданского полуострова. (Результаты геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000, проведенной в 1952 г. на Гыданском полуострове партией № 4 экспедиции № 51-а). ОФ «Тюменьгеология», Л., 1953.

132. Ломаченков В. С., Тимашиков Н. А. Геологическое строение и рельеф Тазовского и юго-западной части Гыданского полуострова. (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000, проведенной партиями № 3 и 4 летом 1953 г.). ОФ «Тюменьгеология», Л., 1954.

133. Михалюк Ю. Н., Верба М. Л., Ефремова В. И. Геологическое строение и рельеф бассейна нижнего течения р. Бол. Хета. (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1959 г. партией № 3 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА в восточной части листа R-44-XXIX, XXX и западной части листа R-45-XXV, XXVI). ОФ НИИГА, Л., 1960.

134. Михалюк Ю. Н., Семенов Н. П. Геологическое строение и полезные ископаемые нижних течений рек Таманы и Яры (листы R-44-XV, XVI, XVII). (Отчет партии № 1 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА по геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1961 г.). ОФ НИИГА, Л., 1962.

135. Нелюбин В. В. Гидрогеология крупнейших газовых месторождений севера Западной Сибири. ОФ «Тюменьгеология», Тюмень, 1972.

136. Обидин Н. И. Подземные воды севера Западно-Сибирской низменности (Очерк к XVI тому монографии «Гидрогеология СССР»). ОФ НИИГА, Л., 1963.

137. Обобщение результатов геофизических работ на нефть и газ в Тюменской области/Г. А. Галунский, Н. А. Мецераков, Б. А. Ромашко и др. ОФ «Тюменьгеология», Тюмень, 1992.

138. Обновление поисковых работ на твердые полезные ископаемые и пресные воды в пределах равнинной части Западной Сибири/П. П. Генералов, А. П. Астапов, Л. А. Миняйло и др. ОФ «Тюменьгеология», Тюмень, 1985.

139. Опытные-методические исследования по комплексной площадной интерпретации геофизических данных на основе региональных профилей ГСЗ, выполненных на территории Западной и Восточной Сибири/Н. М. Чернышов, А. А. Алешиин, Л. П. Барскова и др. ОФ «Тюменьгеология», М., 1985.

140. Основные закономерности размещения залежей углеводородов в юрско-нижнемеловых отложениях севера Западной Сибири/Н. Х. Кулахметов, М. И. Мишульский, В. Н. Бородкин и др. ОФ «Тюменьгеология», Тюмень, 1978.

141. Отчет о проведении аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 200 000 на листах S-43-XVII, XVIII (юг), XXXIII—XXXVI; S-44-XXXI—XXXIII (юг); R-43-II—VI, VIII—XII, XIV—XVIII, XX—XXIV, XXVI (север), XXVII—XXX, XXXIII—XXXVI; R-44-I—XIV, XIX—XXII, XXV—XXVIII, XXXI—XXIV; Q-43-III—VI; Q-44-I—IV, VII—X за 1976—1981 гг./Р. А. Биджиев, С. А. Авдалович, М. М. Брызгалова и др. ОФ «Тюменьгеология», М., 1981.

142. Отчет о результатах общих поисковых работ в пределах северо-западных бортов Хараелахской и Вологодчанской трапповых мульд за 1976—1979 гг./В. В. Елисеев, Л. В. Федоренко, В. В. Гончаренко и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1979.

143. Отчет по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1 : 200 000 п-ова Ямал за 1975—1981 гг./М. С. Долотов, Н. П. Шелухин, А. И. Сиркин и др. ОФ «Тюменьгеология», М., 1981.

144. Отчет по опытно-методическим работам по составлению аэрофотогеологических карт масштаба 1 : 200 000 на западную часть Притаймырского прогиба (листы R-45-I—XVI; R-46-I—IV, VII—X; S-45-XXIV—XXXVI; S-46-XXV, XXVII, XXXI—XXXIV) за работы 1970—1976 гг./В. Д. Николаев, А. С. Бышев, В. А. Волков и др. ОФ НПО «Аэрогеология», М., 1976.

145. Отчет по теме «Неотектонические критерии нефтегазоносности юга Тюменской области»/П. П. Генералов, Я. Э. Файбусович, А. П. Астапов и др. ОФ «Тюменьгеология», 1998.

146. Петрушин С. М. Поиски месторождений строительных материалов в долинах рек Юрибей и Мессояха на полуострове Гыдан Тазовского района Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области в 1986—1988 гг. ОФ «Тюменьгеология», Тюмень, 1989.

147. Прогноз нефтегазоносности севера Западно-Сибирской низменности. Отчет Салехардской партии ВНИГРИ за 1962—1965 гг./Н. Г. Чочиа, А. В. Андреев, Ю. Ф. Андреев и др. ОФ «Тюменьгеология», Л., 1965.

148. Семенов Ю. П., Колокольцева Е. П. Геолого-технический отчет о работе Обской буровой экспедиции за 1956—1958 гг. ОФ «Тюменьгеология», Л., 1959.

149. *Симонов С. Н., Яшина З. И.* Геологическое строение бассейна верховьев рек Сухой Дудинки и Верхней Агапы (лист R-45-XXI). (Отчет партии № 3 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА по геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1960 г.). ОФ НИИГА, Л., 1961.

150. *Соколов В. Н.* Геологическое строение и геоморфология бассейна среднего течения р. Бол. Хеты. ОФ НИИГА, Л., 1951.

151. *Соловьев В. А., Михалюк Р. Н., Гинсбург Г. Д.* Строение мерзлой зоны северной части Западно-Сибирского и Енисей-Хатангского нефтегазоносных бассейнов. ОФ «Тюменьгеология», Л., 1975.

152. *Стрелков С. А., Троицкий С. Л.* Геологическое строение и рельеф междуречья Бол. Хеты и Мессо и бассейна р. Соленой. ОФ НИИГА, Л., 1951.

153. *Суханов Г. А.* Обобщение геофизических материалов по северу Красноярского края и составление сводных структурных карт масштаба 1 : 500 000. ОФ «Красноярскгеология», Красноярск, 1967.

154. *Тимашиков Н. А.* Четвертичные отложения и рельеф центральной части Гыданского полуострова. (Окончательный отчет о геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000 в бассейне рек Гыда, Нява-Яха, Зыковка, Ярто-Яха и озер Ямбу-То и Хоссейн-То). ОФ «Тюменьгеология», Л., 1953.

155. *Шарданов А. Н.* Особенности разломной тектоники и нефтегазоносность северных районов Западной Сибири. Отчет по теме № 180 (91-92). ОФ «Тюменьгеология», М., 1992.

156. *Шпильман В. И., Подсосова Л. Л., Бочкарев В. С.* Составление атласа (комплекта) карт, характеризующих тектоническое строение земной коры Западной Сибири (плитный, осадочный комплекс, фундамент, консолидированную кору, верхнюю часть мантии) в масштабах 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000. ОФ «Тюменьгеология», Тюмень, 1990.

157. Эволюция Западно-Сибирской геосинеклизы в кайнозое/П. П. Генералов, Л. А. Миняйло, А. С. Воронин и др. ОФ «Тюменьгеология», Тюмень, 1994.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. А. С. Воронин	3
Стратиграфия	8
Доюрские образования	8
Западно-Сибирская плита. В. С. Бочкарев, В. С. Митюшева	8
Сибирская платформа. Е. К. Ковригина	12
Вендская система	12
Кембрийская система	15
Ордовикская система	18
Силурийская система	22
Девонская система	25
Каменноугольная система	30
Пермская система	31
Триасовая система	34
Послетриасовые образования	37
Юрская система. Ю. В. Брадучан	37
Юрская—меловая системы	44
Меловая система. Ю. В. Брадучан	50
Меловая—палеогеновая системы. Я. Э. Файбусович	70
Палеогеновая система. Я. Э. Файбусович	71
Неогеновая—четвертичная системы. П. П. Генералов, Я. Э. Файбусович	74
Четвертичная система. П. П. Генералов, Я. Э. Файбусович	80
Интрузивные образования. Е. К. Ковригина	91
Тектоника	100
Сибирская платформа. Е. К. Ковригина	100
Западно-Сибирская плита. В. С. Бочкарев, В. С. Митюшева, Я. Э. Файбусович	103
Геоморфология. Я. Э. Файбусович	113
История геологического развития. В. С. Митюшева, Я. Э. Файбусович	118
Гидрогеология. Б. П. Ставицкий, С. В. Шемраева	125
Полезные ископаемые и оценка перспектив района. Н. Х. Кулахметов, Я. Э. Файбусович	136
Основные выводы. Я. Э. Файбусович	168
Указатель к карте полезных ископаемых	172
Список литературы	178

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия)
Лист R-43—(45) — Гыдан—Дудинка
Объяснительная записка**

Редактор *Т. В. Брежнева*
Технический редактор *Л. С. Челнокова*

ЛР № 040884 от 2.04.98 г.

Подписано в печать 13.12.2000. Формат 70 × 100 / 16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 11,75 + 9 вкл. Уч.-изд. л. 21,63. Тираж 150 экз.
Зак. 2711. Цена договорная.



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