

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**
масштаба 1 : 200 000

Серия Таймырская
Лист S-44-XXIX,XXX (оз. Сырута)

МОСКВА
2019

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Управление по недропользованию по Красноярскому краю
(Красноярскнедра)

Открытое акционерное общество «Красноярскгеолсъемка»
(ОАО «Красноярскгеолсъемка»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Таймырская

Лист S-44-XXIX,XXX (оз. Сырута)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2019

УДК [550.8:528](084.3M200)(571.51)
ББК 26
Г72

Авторы

А. Н. Федотов, А. П. Романов, В. М. Колямкин, В. Т. Кириченко

Редактор *В. Ф. Проскурин*

Рецензенты

канд. геол.-минерал. наук **А. К. Иогансон**

П. Г. Падерин

канд. геол.-минерал. наук **Л. Р. Семенова**

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Таймырская. Лист S-44-XXIX,XXX (оз. Сырута). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / А. Н. Федотов, А. П. Романов, В. М. Колямкин и др.; Минприроды России, Роснедра, Красноярскнедра, ОАО «Красноярскгеолсъемка». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (220 Мб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-93761-537-4 (объясн. зап.), ISBN 978-5-93761-538-1

Г72

Настоящее издание явилось результатом цикла работ по созданию Госгеолкарты-200 РФ второго издания. Обобщены материалы по геологическому строению и полезным ископаемым территории в пределах западной части Таймырской складчато-надвиговой системы. Уточнено строение, возрастное положение стратиграфических подразделений от девонской системы до квартера и интрузивных комплексов позднепалеозойского и раннемезозойского возраста. Впервые составлена карта плиоцен–четвертичных образований и приведена экологическая характеристика площади. Проведена прогнозная оценка территории на каменные угли и цветные металлы.

Табл. 7, илл. 1, список лит. 81 назв., прил. 5.

УДК [550.8:528](084.3M200)(571.51)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 31 января 2011 г.

ISBN 978-5-93761-537-4 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-538-1

© Роснедра, 2019
© ОАО «Красноярскгеолсъемка», 2011
© Коллектив авторов и редакторов, 2011
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	7
СТРАТИГРАФИЯ	9
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ.....	33
ТЕКТОНИКА	44
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	48
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	50
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	54
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	61
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	68
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	69
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	71
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	74
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа S-44-XXIX, XXX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	78
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа S-44-XXIX, XXX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	79
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.....	83
<i>Приложение 4.</i> Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологической карте.....	84
<i>Приложение 5.</i> Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований	85

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа S-44-XXIX, XXX входит в состав Таймырского (Долгано-Ненецкого) муниципального района Красноярского края РФ. Она является типичным представителем такого типа ландшафта как северная гипоарктическая тундра. Рельеф площади представляет собой грядово-увалистое низкогорье. В полях развития верхнепалеозойских отложений с пластовыми и дайковыми телами траппов образуются гряды гор субширотного простираания, достигающие абсолютных отметок 350–370 м. В поле развития лав триасового возраста широко развиты «столовообразные возвышенности» и водоразделы с максимальной отметкой 409 м. Все возвышенности зачастую покрыты элювиально-делювиальными развалами, образующих «каменные моря». Среди последних сохранились останцы коренных пород.

Территория листа характеризуется хорошо развитой гидросетью. Основной водной артерией является река Сырадасай, протекающая в южной части листа в широтном направлении и впадающая в крупное озеро Надудотурку. Из других относительно крупных водотоков следует выделить реки Дюндаку, Верх. Тамы, а также Ефремову и Убойную, представленных в пределах листа своими верхними течениями. Река Сырадасай имеет очень широкую долину (от 4 до 10 км) с меандрирующим руслом и многочисленными старичными озерами. Для других относительно крупных рек характерны корытообразные долины с крутыми бортами и широким дном. Нередко встречаются каньонообразные долины. Скорость течения указанных рек не превышает 0,5 м/с. Передвижение по ним возможно только во второй половине июня–июле на резиновых лодках. Остальная гидросеть представлена мелкими водотоками, пересыхающими в верхнем течении летом и полностью перемерзающими зимой. В пределах листа помимо старичных озер встречаются относительно крупные водораздельные озера: Сырута, Шайтан, Косетурку. Помимо них на данной площади расположена меньшая западная часть самого крупного озера на прилегающей территории – Надудотурку. Общая площадь озера – около 100 км².

Территория листа характеризуется арктическим климатом. Зима длится 8–9 месяцев, лето короткое – 2 месяца. Среднегодовая температура –10...–15 °С; зимняя –25...–30 °С (максимальная –50 °С); летняя +5...+10 °С (максимальная +25 °С). Полярная ночь с ноября по февраль. Годовое количество осадков – 400–500 мм. Снежный покров 10–20 см на открытых пространствах и до первых метров – в долинах рек и ручьев. В теплое время года часты туманы и пасмурные дни с мелкими морозящими дождями. Для района характерны постоянные сильные (10–15 м/с, достигающие 30–40 м/с) ветры северо-западных и северо-восточных румбов. Ледостав на мелких реках и озерах происходит в конце сентября–начале октября, на крупных – в конце октября–начале ноября. Реки полностью очищаются ото льда в середине–конце июня, а озера – к середине–концу июля. Толщина ледяного покрова – до 2–2,5 м; мелкие водоемы и реки промерзают до дна.

Почвенный покров развит крайне слабо с преимущественно травянистой растительностью. Карликовая березка и ива растут только в пониженных частях рельефа и на южных склонах. Каменные осыпи покрыты многочисленными мхами и лишайниками. Животный мир: северные олени, песцы, зайцы, лемминги, совы, куропатки, летом – гуси, утки, чайки. В летнее время на одну–две недели появляются комары и мошка.

Обнаженность на территории листа хорошая. Обнажения представлены элювиальными развалами, останцами и коренными уступами на водоразделах, скальными обрывами и каньонами по крупным рекам. Дешифрируемость дочетвертичных образований в целом хорошая. Наиболее хорошо дешифрируются лавовые толщи, бронирующие водоразделы и пластовые тела долеритов. Хорошая дешифрируемость пластовых тел долеритов, при их согласном залегании с вмещающими верхнепалеозойскими отложениями позволяет с большой достоверностью картировать пликативные структуры.

Экономически район не освоен и практически не обжит. Имеются редкие стоянки рыбаков и

охотников по крупным рекам и озерам. В 60 км от северо-западного угла листа расположен поселок городского типа Диксон, где имеются морской порт по обслуживанию Северного морского пути и аэропорт. Передвижение по тундре возможно только на гусеничных вездеходах или с применением вертолетов. Горнопромышленные предприятия отсутствуют. Условия проведения геологосъемочных работ и поисков полезных ископаемых весьма сложные. Для их организации и выполнения необходимо наличие специального наземного транспорта, не нарушающего экологическое равновесие в тундре. Применение авиатранспорта затруднительно по погодным условиям.

Для составления комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 второго поколения в основном использованы материалы групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1985–1990 годах в Центральной Геологосъемочной экспедиции ГПП «Красноярскгеология» (ныне ОАО «Красноярскгеолсъемка») Л. П. Никуловым, А. Е. Владимировым, А. П. Романовым, Н. Ф. Сержантовым, В. М. Колямкиным. Кроме того, учтены материалы следующих работ: аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 200 000 [42], геологической съемки масштаба 1 : 50 000 [76], поисково-оценочных работ масштаба 1 : 50 000 [63], геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000 [25]. Используются также материалы работ 50–60-х годов прошлого века [60, 73]. При составлении геологической карты использованы все имеющиеся геофизические материалы и аэрофотоматериалы: АФС масштаба 1 : 45 000, 1 : 60 000 и 1 : 100 000, РЛС масштаба 1 : 180 000, космические масштаба 1 : 200 000, 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000. Карта составлена в соответствии с легендой, утвержденной протоколом НРС при ВСЕГЕИ Министерства природных ресурсов РФ в 1997 г., в которую авторами внесены изменения и дополнения, представленные отдельным протоколом.

В геологосъемочных работах в разные годы принимал участие большой коллектив геологов. Основными исполнителями на полевых работах были геологи Л. П. Никулов, А. Е. Владимиров, А. П. Романов, Н. Ф. Сержантов, В. М. Колямкин, Е. Л. Лужбин, Б. А. Флоре, А. Н. Кудрин, геофизик В. В. Лесных, техники-геологи М. А. Прудникова, В. П. Берснев, Ю. З. Сахибгареев.

Аналитические работы выполнены в лабораториях ПГО «Красноярскгеология», «Севзапгеология», ВПО «Союзкварцсамоцветы», ВНИИГЕОНФОРМ-СИСТЕМ «Геос», ВСЕГЕИ. Определение фауны и флоры сделано К. А. Астафьевой-Урбайтис, О. И. Богуш, Н. К. Могучевой, Л. К. Левчук, А. А. Некрасовой, Т. Г. Прошиной, Л. Д. Гамулевской, С. А. Гуськовым, В. И. Даниловым, Л. В. Глухой, В. Г. Ганелиным, А. В. Санжарой, О. В. Сосновской, О. П. Струкулёнко, М. Ф. Соловьевой, Г. Е. Черняком. Описание шлифов сделаны В. М. Пономаревой, В. И. Смышляевым.

Текст записки написан А. Н. Федотовым, А. П. Романовым, В. М. Колямкиным, В. Т. Кириченко, С. В. Ладыгиным. Графические приложения подготовлены этими же лицами при большой редакционной работе, выполненной Е. Г. Гайнцевой. Оцифровкой материалов и подготовкой цифровой модели занимались Е. В. Сапегина, А. В. Слюсарь, А. В. Филатова, И. А. Пасечник. Электронная база данных подготовлена О. А. Невьянцевым.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Все исследования на территории листа S-44-XXIX, XXX подразделяются на четыре основных этапа. Первые планомерные исследования территории проводились в 1931–1940 годы Западно-Таймырской экспедицией Арктического научно-исследовательского института и горно-геологического управления Главсевморпути. Основной задачей работ явилось определение возможностей промышленной эксплуатации углей. В этот период были открыты и оценены ряд месторождений на прилегающих территориях – Пясинское, Слободское, Крестьянское [56] и некоторые другие. В. П. Тебеньковым и И. А. Шведовым были проведены тематические работы по изучению стратиграфии пермских угленосных отложений, результатом которых явилась разработанная стратиграфия продуктивных отложений Перми [38]. К этому этапу следует отнести разработку детальной схемы плейстоцена Северной Сибири В. Н. Саксом (1945 г.), на основе фактического материала, полученного при геологической съемке района Усть-Енисейского порта в 1939 г.

После Великой Отечественной войны начался второй этап, который продолжался до начала 1960-х годов. Проводились Государственная геологическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 и масштаба 1 : 200 000, которая явилась основой планомерного изучения Западного Таймыра. На территории листа S-44-XXIX, XXX геологическую съемку проводили Ю. Е. Погребницкий, А. И. Иванов, В. И. Ушаков, В. А. Черепанов, Ю. Н. Комаров, Н. М. Тимофеев, С. Л. Троицкий, Н. Н. Куликов. Итогом многолетних исследований явилась оценка территории на полезные ископаемые, в том числе на реальгар-киноварь, каменный уголь, стройматериалы. Было открыто Убойнинское реальгар-киноварное проявление и обнаружены проявления каменных углей, близких к коксовым в центральной части Сырадасайской антиклинали. Были выявлены проявления полиметаллов, молибдена. Получены обширные материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике, некоторые из них не потеряли своей актуальности до настоящего времени. Впервые были охарактеризованы интрузии щелочно-кислого состава.

По материалам съемки собственным исследованиям были опубликованы монографии: «Малые интрузии хребта Бырранга» [33] и «Геологическое строение Таймырского полуострова» [23], а также «Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга» [35]. Была составлена и издана Государственная геологическая карта на листы S-44-XXI, XXIV, XXVII, XXX; S-45-XIX, XX. Авторы этих карт – А. П. Иванов [19], В. И. Ушаков [73], Ю. Е. Погребницкий [30].

В 1960–1962 гг. вся территория Таймыра покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 200 000 прибором АГСМ-25 [50, 55] и гравиметрической съемкой масштаба 1 : 1 000 000 [80]. В. А. Черепановым [79] относительно четвертичных образований указывалось, что в их подошве залегают «в значительной мере переотложенные» валунные суглинки максимального оледенения, вскрывающиеся единично во врезках рек. На них залегают отложения бореальной трансгрессии максимальной высотой в рельефе около 180 м. Везде по району они имеют литологически обусловленную ярусность: на высотах 180–130 м залегают галечники, галечники с прослоями песков, 130–100 м – пески с прослоями галечников и алевритов, 100–80 м – пески и ниже 80 м – алевриты. Это позволило В. А. Черепанову рассматривать морские отложения, как комплекс четырех абразионно-аккумулятивных прислоненных террас, образовавшихся в результате трех последовательных циклов регрессии по достижении максимального уровня моря. Морские отложения являются рельефообразующими, либо локально перекрываются мореной долинного оледенения в истоках рек Холодная, Малый Косо-Бигай на листе S-44-XXIX, XXX [74]. Указывается, что обломочный материал ледниковых и морских отложений представлен полностью местными породами.

Третий этап исследований начинается с середины 1970-х годов тематическими работами И. С. Грамберга [47] и Ю. Г. Гора [46], изучившими угленосно-терригенные отложения верхне-го палеозоя. В этот же период началось аэрофотогеологическое картирование Таймырской

складчатой области масштаба 1 : 200 000 Геологосъемочной экспедицией ПГО «Красноярскгеология» [42]. Вопросы, связанные с развитием щелочно-гранитоидного магматизма на Западном Таймыре, освещены в тематической работе С. А. Гулина [48]. Вулканогенные образования и трапповые интрузии изучались Г. Н. Старицыной и Н. Н. Нагайцевой [71], обобщались материалы по угленосности Б. Н. Андросовым [41] и проводились прогнозно-металлогенические исследования Г. И. Кавардиным и Л. К. Цывьяном [78]. Материалы этих исследований нашли свое отражение на аэрофотогеологической карте Горного Таймыра масштаба 1 : 200 000 [42] и 1 : 500 000.

Была впервые предложена принципиально новая легенда для Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000, которая была утверждена Редколлегией ПГО «Красноярскгеология». Получены новые данные по стратиграфии, тектонике, магматизму и была дана новая оценка перспектив территории на полезные ископаемые и, в частности, Западного Таймыра. Этот регион был оценен как наиболее перспективный на поиски медно-никелевых руд; весьма высоко оценивались перспективы на коксующийся каменный уголь. Горный Таймыр в тектоническом плане рассматривался как часть Сибирской платформы, претерпевшей активизацию в мезозое [42]. Было подчеркнуто сходство вулканогенных образований и интрузий основных пород Западного Таймыра с Норильским районом [71].

На основе всех предыдущих исследований и рекомендаций с 1980-х годов начинается четвертый этап изучения Западного Таймыра. Были проведены поисково-оценочные работы на коксующийся уголь на Пясинском и Сырадасайском месторождениях [69, 75]. При оценке Сырадасайского месторождения вскрыта угленосная формация мощностью около 1 000 м, в пределах которой перебуруено 28 угольных пластов, пригодных к промышленному использованию для получения кокса. Прогнозные ресурсы угля по категории P_2 и P_3 до глубины 600 м оцениваются в 5,7 млрд т, из них коксующихся углей – 5,3 млрд т [75]. Поиски медно-никелевых руд были предприняты Норильской экспедицией в районе оз. Надудотурку [68]. Однако положительных результатов получено не было.

С 1985 г. Геологосъемочной экспедицией ПГО «Красноярскгеология» на описываемой территории листов проводится групповая геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 [58]. По ее результатам написана эта записка. Одновременно были проведены геохимические опережающие работы масштаба 1 : 50 000 [63]. и геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000 [76]. В целях обеспечения работ проведены аэромагнитные съемки масштабов 1 : 100 000 и 1 : 25 000 [59] и гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 [67]. В процессе геологосъемочных и тематических работ [49, 58] разработана новая легенда для интрузивных и вулканогенных образований Западного Таймыра и сделан ряд дополнений по другим уровням. Были обнаружены проявления нефти, газа, медно-молибден-порфировых руд, агатов, дана прогнозная оценка угленосности территории. Впервые установлен новый тип магматизма для этого региона – лампроитовый. Четвертичные отложения расчленены на морские и ледниково-морские осадки санчуговской свиты, морские отложения нерасчлененных казанцевского и муруктинского горизонтов, каргинские и сартанские морские отложения.

В 2000 г. был издан комплект карт на лист S-44-46 – Усть-Тарей [25]. Впервые были составлены карта четвертичных образований, литологическая карта поверхности морского дна. В квартере были выделены эоплейстоцен–среднеоплейстоценовые ледниково-морские, проблематичные погребенные самаровско–тазовские ледниковые, морские казанцевские и казанцевско–каргинские отложения. Были внесены изменения в авторский макет основного исполнителя карты четвертичных образований, на ней были показаны в центральной части характеризуемого листа ледниковые отложения муруктинского ледника.

В 2006 г. НРС ВСЕГЕИ приняло к изданию лист S-45-XXI, XXII который ранее входил в площадь ГГС-200 [58] и на котором было проведено геологическое доизучение в 2000–2005 гг. ГПК «КНИИГГиМС», в 2010 г. он был издан [65]. Расчленение четвертичных образований произведено аналогично ранее изданным картам: ледниковые образования не обнаружены, морские средне-верхнеоплейстоценовые отложения образуют террасы высотой 200–320, 120–200, 100–120, 30–100 и 0–30 м [64].

СТРАТИГРАФИЯ

Среднепалеозойские и раннекаменноугольные отложения Диксонского района в целом формировались в двух фациальных зонах: в северной – черносланцевой и южной – карбонатной. Современная граница между ними проходит вблизи Красносопочинского надвига [42, 43] В южной карбонатной зоне на данной площади были сформированы валентиновская свита (D_3vl), перекактинская свита (C_1pr). Отложения северной карбонатной зоны на дневную поверхность не выходят.

В позднем палеозое выделены свиты: макаровская (C_2mk), эвенкская (C_3-P_1ev), ефремовская (P_1ef), убойнинская (P_1ub), крестьянская (P_{1-2kr}), овражнинская (P_2ov), бражниковская ($P_3bž$) и сырадасайская (P_3sd).

Мезозойские вулканогенные отложения занимают незначительную часть площади, представлены лабакской (T_1lb) и верхтамской (T_1vt) свитами.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Валентиновская свита (D_3vl). Отложения валентиновской свиты закартированы в ядерной части Сырадасайской антиклинали, а также на площади около 5 км² в верховьях р. Мал. Убойной в ядерной части Убойнинской антиклинали, где они образуют незначительный по площади выход. Свита сложена пелитоморфными известняками и доломитизированными известняками.

Сводный разрез свиты составлен по береговым обнажениям [58], породы здесь залегают моноклинально. Азимут падения на северо-запад 330°, углы 10–20°. Разрез валентиновской свиты (снизу вверх):

1. Известняки пелитоморфные светлоокрашенные серые, кремовые, реже – темно-серые, массивные и грубоплитчатые. В подчиненном количестве встречаются 1–2-метровые прослои доломитизированных известняков. В верхней части – 0,45 м прослой коричневато-серых пелитоморфных известняков с многочисленными харовыми водорослями, ядрами остракод *Moelleritia* sp. (определение О. П. Струкуленко), известными в верхнем девоне Сибирской платформы и Таймыра, фораминиферами *Archaesphaera* sp., *Parathurammina* sp., по заключению О. И. Богущ известные в средней части каларгонской свиты франского яруса Сибирской платформы 55–60 м

2. Известняки пелитоморфные светло-серые и кремовые со слоями по 0,5–1,2 м известняков доломитизированных ритмичнотонкослоистых со стилолитовыми швами. Встречаются редкие караваяобразные конкреции водорослевых известняков размерами 0,2×0,5 м. В нижней части слоя линзы (0,4×1,2 м) и маломощные прослои (0,3–0,4 м) комковатых органогенных известняков с многочисленными харовыми и дазикладовыми водорослями *Kamaena* cf. *delicata* Antr., по заключению О. В. Сосновской известные в позднедевонских и раннекаменноугольных отложениях Русской и Сибирской платформ, Урала и других районов. Встречаются остракоды *Moelleritia* cf. *tenuis* Ab., *M.* sp., *Famenella* ex gr. *evlanensis* Pol., *F.* sp., по определению О. П. Струкуленко характерные для каларгонского горизонта севера Сибирской платформы, и единичные строматопоры *Amphipora* sp. Присутствуют фораминиферы *Parathuramminidae* gen. indet., *Archaesphaera* sp., *Bisphaera* sp., *B.* sp., *Earlandia* cf. *norilskense* Reitl., *E.* cf. *cannulaeformis* Reitl., *Tournayella* (*Eotournayella*) cf. *jubra* Lip. et Pron., *Septaglomospiranella* sp., по заключению О. И. Богущ характерные для средней части каларгонской свиты. В средней части слоя в доломитизированных известняках редкие фораминиферы *Radiosphaera* sp., *Bisphaera irregularis* Bir., *Irregularina* sp. (определение М. Ф. Соловьевой), известные в отложениях франского яруса 55 м

3. Известняки мелкозернистые коричневато-темно-серые слабо песчанистые, линзы органогенных известняков с обильными дазикладовыми водорослями *Kamaena delicata* Antr., брахиоподами *Calvinaria* ex gr. *biplata* (Nal.), *Chonetes* sp. (определение А. В. Санжара), фораминиферами *Archaesphaera* sp., *Quasiendothyra*

(*Eoendothyra communis* (Raus.), *Q. (E.) regularis* Lip. (определение О. И. Богуш), позволявшие относить вмещающие их породы к верхнему фамену, зоне *Q. communis*.....5–6 м

4. Известняки пелитоморфные светло-серые, коричневатато-серые и кремовые с редкими прослоями (до 1–1,5 м) серых доломитизированных известняков с тонкослоистой текстурой. В нижней части слоя в доломитизированных известняках криноидеи и водоросли *Kamaena* sp., известные по определению О. В. Сосновской в позднедевонских отложениях.....50–60 м

Мощность вскрытой части отложений валентиновской свиты составляет 170–180 м. Выше по разрезу залегают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего карбона.

Для отложений валентиновской свиты характерен чисто карбонатный разрез, в котором преобладают известняки с пелитоморфной, микрокристаллической и криптозернистой структурой. Текстура известняков обычно однородная массивная, реже – неявно выраженная слоистость. Окраска пород светло-серая, коричневатато-серая, кремовая. В качестве терригенной примеси присутствуют зерна кварца неправильной угловатой формы размером менее 0,1 мм. Доломитизированные известняки серые, реже – темно-серые; текстура их обычно неявно тонкослоистая, часто – микростилолитовая; структура мелкозернистая. Доломит развивается по кальциту. Содержание доломита, по соотношению MgO/CaO, колеблется от 8,2 до 25,3 %.

По результатам литологического анализа в породах валентиновской свиты в тяжелой фракции содержится (в %): ильменит (3,7), магнетит (3,9), пирит и марказит (38,7), хромит (3,2), лимонит и гематит (2,6), лейкоксен (10,5), моноклинный пироксен (9,7), роговая обманка (2,4%), эпидот (3,9), гранаты – альмандин, изредка – гроссуляр и андрадит (2,2), турмалин (1,3), циркон (9,3), анатаз (2,0), а также в количествах менее 0,5 %: апатит, сфен, рутил, корунд, монацит, хлоритоид. В легкой фракции преобладают (в %): кварц, встречающийся в угловатых и призматических зернах (86–90), обломки кремнистых (3,6) и углисто-кремнистых пород (2–4); менее развиты плагиоклазы (1,5–2) и калиевый полевой шпат (2,5).

Карбонатный состав, незначительная примесь терригенного материала, наличие остатков многочисленных водорослей и редких остракод, брахиопод, фораминифер, строматопорат свидетельствует об образовании пород валентиновской свиты в условиях нормально соленого тепловодного морского бассейна с последующей частичной доломитизацией. Следует отметить, что в верховьях р. Мал. Убойной вскрыта лишь верхняя часть валентиновской свиты, мощность которой на Центральном Таймыре составляет 300–850 м.

Позднедевонский возраст отложений валентиновской свиты определяется перечисленными выше находками фораминифер, брахиопод, остракод и водорослей, указывающими на наличие отложений как франского, так и фаменского ярусов. Но уточнить границу и объем ярусов по имеющимся материалам не представляется возможным.

На АФС карбонатные отложения валентиновской свиты совместно с нижнекаменноугольными хорошо отличаются от терригенных пород перми своим ярко-белым однородным фотоизображением. На картах магнитного поля (ΔT)_а участок выхода пород свиты характеризуется слабым отрицательным, близким к нулевому, полем.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Перекактинская свита (С₁рг). Отложения нижнего карбона южной карбонатной фациальной зоны на территории листа закартированы в сводовой части Убойнинской антиклинали в верховьях р. Мал. Убойной и в сводовой части Сырадасайской антиклинали.

На первом участке отложения перекактинской свиты представлены серыми и темно-серыми известняками, часто органогенными известняками (оолитовыми, раковинно-детритовыми, криноидными), реже – светло-серыми известняками; характерны линзы и желваки черных кремней, бутиминозность, незначительная примесь терригенного материала. Граница между отложениями валентиновской и перекактинской свит проводится по резкой смене светлоокрашенных известняков верхнего девона темно-серыми и серыми, часто органогенными известняками нижнего карбона.

Достоверных данных о наличии перерыва в основании карбона на изученной территории, как это установлено для южной фациальной зоны на Центральном и Восточном Таймыре, не наблюдалось. Но, учитывая наличие перерыва в основании нижнего карбона южной карбонатной зоны на Центральном и Восточном Таймыре, а также данные о перерыве в черносланцевой зоне в Ефремовской антиклинали, считаем залегание перекактинской свиты здесь также несогласным. Косвенно об этом свидетельствует довольно резкая литологическая смена пород на границе позднего девона–раннего карбона.

Обнаженность пород свиты удовлетворительная, большая часть выходов представлена элювиальными и делювиальными развалами и разрозненными коренными выходами.

Наиболее полный разрез перекатнинской свиты составлен Г. Е. Черняком [36]. С учетом данных Никулова Л. П. и др. [58] он имеет следующее строение снизу вверх:

1. Известняки темно-серые криптокристаллические плитчатые с обильными брахиоподами *Schizopora* cf. *upensis* Sar., *Schuchertella* aff. *planiuscula* (Sem. et Moell.), *S. lens* (White), *Plicatifera* cf. *kalmiusi* (Liss.), *P. sp.*, *Overtonia* aff. *celcaricus* Nal., *Reticularia* cf. *adeli* (Ball), *Dielasma* cf. *insigne* (Kon.), *Spinulicosta* ex gr. *concentricus* (Hall), *Spirifer* sp., *Athyria* sp., *Lingula* *sterlini* Den., *Dictyoclostus* *rotundus* (Gurw.), *Linoproductus* aff. *sampsoni* (Well.), *L. cf. alcaghiri* Nal. 2,5 м
2. Известняки серые и светло-серые плитчатые пелитоморфные с линзами черных кремней размером до 5–8 см 28,5 м
3. Известняки темно-серые мелкозернистые с брахиоподами *Schizopora* ex gr. *resupinata* (Mart.), *Rhipidomella* *micheelini* (Ev.), *Camarotoechia* *acutirugata* (Kon.), *Pustula* *pustulosiformis* Rot., *Dielasma* cf. *chouteanensis* (Well.), *D. cf. insigne* (Kon.) и кораллами *Zaphrentis* *delanoei* M. Edw. et Haime, *Syringopora* cf. *ramulosa* Goldf. 3,0 м
4. Известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые 17,0 м
5. Известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые с брахиоподами *Spirifer* *taidonensis* Tol. и кораллами *Zaphrentis* ex gr. *parallela* Carg. 4,5 м
6. Известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые с брахиоподами *Spirifer* *cinctus* Keys. и кораллами *Zaphrentis* ex gr. *delanoei* M. Edw. et Haime, *Z. cf. delanoei* M. Edw. et Haime, *Michelinia* sp. 9,0 м
7. Известняки темно-серые оолитовые плитчатые и толсто плитчатые с брахиоподами *Schelwieiella* cf. *rotundata* Thom., *Spirifer* *cinctus* Keys., *S. cf. incertus* Hall, *S. baiani* Nal. и фораминиферами *Ammodiscus* cf. *planus* (Moell.), *Hyperammina* *moderata* Mal., *Chernyshinella* aff. *glomiformis* (Lip.), *Endothyra* aff. *paracosvensis* Lip., *E. ex gr. transita* Lip., *E. ex gr. latispiralis* Lip., *E. aff. recta* Lip., *E. aff. tenuiseptata* Lip., *E. inflata* Lip., *Spiroplectammina* aff. *parva* N. Tschern. (определение А. А. Войцеховской) 15,0 м

Кроме того, Г. Е. Черняком в юго-западной части Убойнинской антиклинали были обнаружены брахиоподы *Spirifer* *hassan* Nal., *S. sp. nov.* (aff. *hassan* Nal.), *S. subcinctus* Kon., *S. cinctus* Keys., *S. aff. forbesi* Norw. et Pratt., *Chonetes* ex gr. *papilionacea* Phill., *C. zimmermanni* Paeck., *Athyris* *parvirostra* M. et W., *Euomphalus* sp., которые по заключению В. И. Устрицкого встречаются в верхнем турне и в нижнем визе.

Слои 3–7 Г. Е. Черняком описаны в качестве бинюдинского горизонта [36]. Выше согласно залегают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего визе.

8. Известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые и толсто плитчатые с брахиоподами *Spirifer* ex gr. *trigonalis* (Mart.), *S. grabovi* Rot. и неопределимыми криноидеями 20 м
9. Известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые, реже – оолитовые, с брахиоподами *Spirifer* *gorski* Ein., *Brachyris* cf. *otbasarika* Nal. и неопределимыми продуктидами 11 м
10. Известняки темно-серые толсто плитчатые с брахиоподами *Daviesiella* cf. *comoides* (Sow.) 14 м
11. Известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые с *Chonetes* *siblyi* Paeck., *C. cf. zhamenskensis* Sck., *Daviesiella* cf. *comoides* (Sow.), *Spirifer* *pellaensis* Well. 34 м
12. Известняки серые, светло-серые мелкозернистые плитчатые с кораллами *Zaphrentis* ex gr. *koninchi* M. Edw. et Haime 5 м

Слои 8–12 мощностью 84 м Г. Е. Черняком объединены в горизонт, соответствующий нижней части визе, получившей позднее название – сырадасайский [36].

13. Известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые с брахиоподами *Daviesiella* *silesiaca* Paeck., *Echinonchus* *elegans* (McCoy), *E. punctatus* (Mart.), *Linoproductus* aff. *tenuistriatus* (Vern.), *Gigantoproductus* *jani-schewskii* (Sar.), *Dictyoclostus* *pinguis* (M.-W.), *Productus* *redesdalensis* (M.-W.), *Athyris* *adepressiora* Ein., *A. royssi* Ev., *Dielasma* cf. *attenuatum* (Mart.) 10 м

14. Известняки серые мелко-среднезернистые с брахиоподами *Schizophoria* aff. *chouteauensis* Well., *Gigantoproductus* *hemisphaericus* (Sow.), *Striatifera* *spinifera* (Paeck.), *Spirifer* aff. *integricosta* Phill. и кораллами *Lithostrotion* sp. 1 м

Слои 13, 14 Г. Е. Черняком объединены в вентинский горизонт соответствующий среднему–верхнему визе.

Из приведенных выше описаний отложений нижнего карбона следует, что в наиболее полных разрезах его мощность не превышает 175–180 м (слои 1–14).

По сборам Никулова Л. П. и др. [58] из нижнекаменноугольных отложений в верховьях р. Мал. Убойной О. И. Богущ и В. О. Юферовым определены фораминиферы *Earlandia* cf. *elegans* (Kunst.), *Tournayella* *discoidea* Dain f. max., *Septabrunkiina* sp., *Endothyra* ex gr. *tuberculata* Lip. турнейского возраста и *Planoarchaediscus* *eospirillinoides* Brazhn., *Archaediscus* sp., *Endothyra* sp., *Tetrataxis* *submedia* Brazhn. визейского возраста, вероятно, средний визе. Среди отложений перекатнинской свиты в верховьях р. Мал. Убойной не обнаружено форм серпуховского

возраста.

На других участках отложения нижнего карбона аналогичны вышеописанным. В Сырадасайской антиклинали, на правом берегу р. Сырадасай, вскрытая часть разреза представлена толщей известняков темно-серых толстоплитчатых крупнокристаллических с запахом сероводорода и редкими линзами кремней; мощность 30–50 м. По материалам В. А. Черепанова [79] здесь имеются остатки брахиопод и фораминифер турнейского возраста и брахиоподы, кораллы и фораминиферы визейского возраста.

Незначительные фрагменты разреза нижнего карбона были вскрыты отдельными скважинами в долине р. Сырадасай при проведении поисковых работ на уголь.

На картах магнитного поля (ΔT)_а породы перекатинской свиты характеризуются слабым отрицательным (близким к нулевому) невыразительным полем.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Макаровская свита (C_2mk) выделена Ю. Е. Погребичким в 1957 г. по южному берегу Пясинского залива на р. Макарова. В стратотипической местности изучение отложений макаровской свиты затруднено в связи с отсутствием полных ее разрезов и слабой фаунистической характеристики. А. П. Ивановым [51] в качестве парастратотипического разреза был изучен разрез макаровской свиты по р. Ефремова. Выходы макаровской свиты закартированы в ядерной части Сырадасайской антиклинали, в обрамлении известняков нижнего карбона, а также на левом берегу р. Сырадасай в центральной части осложняющей синклинали.

Состав пород представлен алевролитами, аргиллитами с подчиненным количеством известняков и песчаников. Нижняя ее граница проводится по смене раннекаменноугольных известняков черными алевролитами и аргиллитами с маломощными прослоями известняков. Представительные разрезы свиты на площади отсутствуют, в скважинах наблюдались только незначительные по мощности фрагменты свиты.

Песчаники макаровской свиты плохо сортированные, обычно мелко- и тонкозернистые, однородные и слоистые. Состав песчаников полимиктовый, реже – олигомиктовый. Материал песчаной фракции угловатый, слабоокатанный. Они сложены кварцем (40–60 %), полевыми шпатами (2–40 %) и обломками пород (10–30 %). Цемент поровый базальный и пленочный карбонатный, карбонатно-хлоритовый, глинистый и смешанный. Обломки полевых шпатов представлены кислыми и средними плагиоклазами, реже – калишпатом. Из обломков пород встречаются глинистые и кремнистые сланцы, алевролиты, аргиллиты, обломки кремней и микрокварцитов. В качестве аксессуарных минералов наблюдаются турмалин, апатит, циркон, сфен, лейкоксен, эпидот. Алевролиты по составу аналогичны песчаникам и отличаются повышенной карбонатностью цемента и большим содержанием зерен кварца. Аргиллиты содержат значительную примесь (до 10 %) зерен алевритовой размерности кварца и полевых шпатов. Известняки содержат примесь песчанистого и алевритистого материала (до 10–15 %).

В породах макаровской свиты в тяжелой фракции содержатся (среднее в %): циркон – 7,5; турмалин – 6,1; апатит – 3,2; ильменит и магнетит – 9,7; пироксен моноклинный – 3,5; гранаты (альмандин, гроссуляр, андрадит) – 3,5; присутствуют титаносодержащие минералы (рутил, лейкоксен, анатаз) – 11,5; в малых количествах (до 1–1,5) – хромит, монацит, роговая обманка.

Принятая авторами мощность свиты по построению 200 м. На среднекаменноугольный возраст свиты указывают угнетенные формы морских беспозвоночных, встречающиеся по всему наблюдаемому разрезу [75].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Эвенкская свита ($C_3-P_{ев}$). Название свиты предложено О. Л. Эйнором [39]. Отложения эвенкской свиты распространены в бассейне р. Сырадасай на левом, правом бортах долины и в ее центральной части в ядрах антиклинальных складок.

Свита сложена алевролитами и аргиллитами, присутствуют песчаники и маломощные прослои известняков. Она согласно залегает на породах макаровской свиты. Нижняя граница проводится по появлению слоев песчаников мощностью до 10–15 м. Обнаженность свиты плохая. Большая часть ее выходов представлена элювиальными и делювиальными развалами и перекрыта мощным 20–30-метровым четвертичным чехлом.

Полный разрез эвенкской свиты вскрыт скважиной СС-14 [75], где нижняя часть свиты сложена ритмопачками, представленными регрессивным типом чередования: алевролит–песчаник,

либо – сантиметровое чередование песчаников с алевролитами–песчаниками. Мощности пачек 20–30 м, уменьшаются к верхней части до 10–12 м. Мощности трансгрессивных элементов ритмов в 2–6 раз преобладают над регрессивными. Мощность нижней части свиты 125–130 м. Верхняя часть свиты содержит в основании мощный (20–30 м) ритм первого порядка, отражающего на общем фоне значительную трансгрессию. Здесь же происходит смена довольно бедного комплекса продуктид нижней части на более обильной верхней. Появляются карбонаты в виде мергелей, песчанистых доломитов. Мощность верхней части 110–130 м. Общая мощность свиты в данном разрезе 260 м. Послойный разрез представлен у А. Н. Федотова [76].

Набор пород эвенкской свиты близок к отложениям макаровской свиты; отличие заключается в увеличении роли песчаников. Структура песчаников тонко- и мелкозернистая, до среднезернистой. По составу преобладают олигомиктовые разности, сложенные (в %): кварцем (70–80), полевыми шпатами (10–15), обломками пород (10–15); цемент поровый кремнисто-глинистый, глинисто-карбонатный, изредка – карбонатный. Реже встречаются песчаники с содержанием кварца до 95 %. Полевые шпаты представлены пелитизированным калиевым полевым шпатом и альбитом, реже – олигоклазом. Среди обломков пород преобладают кремнисто-глинистые сланцы, микрокварциты, изредка – микрофельзиты; встречаются обломки карбонатных пород. Алевролиты состоят из слабоокатанных и угловатых зерен кварца (15–50 %), полевых шпатов (0–30 %), обломков кремнистых и карбонатных пород (0–10 %). Цемент глинистый, углисто-гидрослюдистый и глинисто-карбонатный. Аргиллиты состоят из гидрослюды (30–70 %), углистого вещества (15–30 %) и карбоната (0–10 %). Содержат линзочки серого алевритистого материала и углистого вещества (до 1–3 мм). Известняки загрязнены примесью алевритистого (до 15–20 %) и песчанистого (до 5 %) материала. В тяжелой фракции пород эвенкской свиты содержатся (среднее в %): ильменит – 7,9; магнетит – 2,8; пирит и лимонит – 5,5; хромит – 1,6; роговая обманка – 0,9; моноклинный пироксен – 1,6; эпидот-цоизитовые минералы – 1,9; альмандин – 1,7; турмалин – 9,3; лейкоксен – 23,8; сфен – 1,7; рутил – 1,2; анатаз – 8,9; циркон – 16,4 (до 41); в количествах менее 0,5 % встречаются апатит, монацит, дистен, корунд, ставролит, хлоритоид.

Дешифрируемость на МАКС плохая, но благодаря наличию силлов, возможно структурное дешифрирование на отдельных участках. На картах магнитного поля (ΔT)_a породы эвенкской свиты характеризуются слабо отрицательным полем от –50 до –100 нТл.

Органические остатки представлены комплексом брахиопод позднекаменноугольного–раннепермского возраста: *Jakutoproductus* sp., *Canocrinella missouriensis* (Saugre), *Atenuatella* sp. и др.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ефремовская свита (P_{1ef}) выделена В. П. Тебеньковым и К. Л. Шведовым в 1941 г. Название свиты дано по р. Ефремова. Выходы свиты картируются на севере площади на правобережье р. Лев. Убойная, в районе р. Холодная, в районе р. Мал. Убойная, в ядре Убойнинской антиклинали, в долине р. Сырадасай, в ядре Сырадасайской антиклинали.

Свита сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами; встречаются маломощные прослои глинистых и алевритистых известняков, линзы гравелитов, пласты каменных углей. Она согласно залегает на отложениях эвенкской свиты. Нижняя граница проводится по появлению в разрезе мощных пачек песчаников. Обнаженность свиты удовлетворительная.

Свита во всех изученных разрезах делится на две части. Границы между ними проводятся по подошве пачки алевролитов и известковистых алевролитов (мощностью 7–16 м), со скелетной органикой, знаменующую последнюю морскую трансгрессию. Полный разрез свиты вскрыт скважиной СС-29 в долине р. Сырадасай [76]. Здесь нижняя часть разреза состоит из 7 ритмов первого порядка регрессивной направленности мощностью 5–27 м, представляющие собой регрессивную последовательность: алевролит–песчаник, либо алевролит–сантиметровое чередование алевролитов и песчаников–песчаник. Мощность нижней части свиты 60–80 м. Верхняя часть разреза представлена более тонким материалом, преимущественно алевролитами, аргиллитами, углями. Песчаники играют незначительную роль. Для этой части разреза свиты характерна высокая угленасыщенность, присутствует 5 пластов угля. Мощность верхней части 135–145 м. Мощность всей свиты 195–230 м.

Мощность свиты внутри компенсированного прогиба, ограниченного с юга Сырадасайской антиклиналью и Карским антиклинорием с севера, по аналогии со смежными площадями принята 700 м.

Краткая характеристика пород ефремовской свиты такова. Песчаники олигомиктовые (поле-

вошпат-кварцевые) и полимиктовые. Обломочный материал полуокатанный, окатанный и угловатый. Состав обломков (в %): кварц (50–70), полевые шпаты (15–40), плагиоклаз (альбит и олигоклаз), реже – пелитизированные калиевые полевые шпаты. Обломки пород в песчаниках (10–15 %) представлены алевролитами, песчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами, изредка микрокварцитами. Цемент базальный, поровый, пленочный, глинисто-кремнистый, кремнисто-серицитовый с переменным количеством хлорита и карбоната. Алевролиты песчаные однородные и слоистые. Обломочная часть представлена (в %): кварцем (40–70), полевыми шпатами (10–30), карбонатами (5–30). Зерна угловатые и полуокатанные; цемент карбонатно-глинистый, глинистый, кремнисто-глинистый. Известняки песчаные, алевритистые и глинистые. Терригенная примесь (до 10–15 %) представлена остроугольными и плохоокатанными обломками кварца, реже – полевых шпатов.

В тяжелой фракции пород свиты содержатся (среднее в %): ильменит – 13,5–25,40; магнетит – 1,5–2; пирит и лимонит – 10–12; хромит – 32–35, до 82; лейкоксен – 10–11; турмалин – 5–6; циркон – 5,5; сфен, рутил, апатит, монацит, корунд, дистен, ставролит – менее 1. В легкой фракции (в %): кварц – 30–35; плагиоклазы – 5–6; калиевые полевые шпаты – 3–4.

На МАКС отложения ефремовской свиты неотличимы от других свит пермского возраста. На картах магнитного поля (ΔT)_a выходы пород ефремовской свиты, как и других угленосных свит, характеризуются преимущественно отрицательным слабо дифференцированным полем с интенсивностью от –50 до –100 нТл.

Формирование отложений свиты происходило в прибрежной части мелководного бассейна где в условиях лагун шли процессы угленакопления.

Характерной особенностью ефремовской свиты является совместное нахождение морской фауны и флоры. Возраст свиты определяется многочисленными палеонтологическими остатками. Фауна брахиопод и фораминифер указывают на раннепермский, ассельско–артинский, возраст свиты; по двустворкам разноречивый. О. В. Лобанова, О. А. Бетехтина [46] считают его раннепермским; по мнению Е. М. Лютковича двустворки характеризуют казанский ярус. Анализ флоры, проведенный Л. В. Глухой [54], позволяет сопоставлять ефремовскую свиту с промежуточным и ишановским горизонтами Кузбасса, что соответствует ассельскому и артинскому ярусам нижней перми. Значительный материал по обоснованию возраста свиты приводятся в работах Ю. Г. Гора [46], И. С. Грамберга [47], В. И. Устрицкого [36], Н. А. Шведова [38]. Возрастным аналогом ефремовской свиты на Центральном Таймыре является быррангская свита [42].

Убойнинская свита (P_{ub}) выделена М. Н. Пархановым в 1940 г. Название дано по р. Убойной. На территории листа ее отложения распространены там же, где и ефремовские. Она сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и конгломератами, содержит многочисленные пласты каменного угля рабочей мощности. Нижняя граница в наблюдаемых разрезах здесь и на смежных площадях проводится по подошве пачек, как правило, крупно-грубозернистых песчаников с линзами гравелитов и конгломератов, либо конгломератов. При наличии последних в основании разреза наблюдаются локальные размывы с амплитудой до 20–40 м. Обнаженность свиты удовлетворительная. Большая часть выходов свиты на поверхности представлена элювиальными и делювиальными развалами.

Наиболее полный разрез свиты представлен в скважине СС-3, в долине р. Сырадасай [76]. Здесь нижняя часть свиты сложена 8–9 ритмами первого порядка трансгрессивной направленности. Полная последовательность элементов ритма такова: конгломерат–песчаник–алевролит–уголь–алевролит–ритмичное сантиметровое чередование песчаников и алевролитов. Верхние три элемента ритма часто отсутствуют. Мощности ритмов изменяются 5–25 м. В нижней части наблюдаются два угольных пласта. Мощность нижней части 140 м. Верхняя часть свиты включает в себя четыре ритма мощностью 7–21 м. Тип пород аналогичен таковым в нижней части свиты. Отличие выражается в значительном уменьшении количества конгломератов. Мощность верхней части 120 м. Мощность всей свиты 210–220 м.

К северу от Сырадасайской антиклинали, внутри компенсированного прогиба, мощность убойнинской свиты возрастает до 650 м [58].

Для убойнинской свиты характерен пестрый набор слагающих ее пород. Конгломераты неоднородны по размерности, степени окатанности и составу. Галька представлена кремнями и кварцитами черными, темно-серыми, светло-серыми и желтовато-серыми (50–70 %) с кварцем светло-серым, молочно-белым, изредка – розовато-серым (20–30 %). В подчиненном количестве (до 10 %) присутствуют гальки вулканитов кислого, редко основного состава, измененных катаклазированных гранитоидов и лейкократовых умереннощелочных гранитов, песчаников, алевролитов. В конгломератах встречаются окатанные конкреции сидерита и кусочки угля. В отдельных слоях конгломераты состоят на 90–95 % из полуокатанной и угловатой гальки чер-

ных и светлых кремней и на 5–10 % из кварца – кремнекlastиты. Галька кремней, кварца, кварцитов и песчаников обычно полуокатанная, реже – хорошо окатана. Галька гранитоидов, кислых и основных вулканитов хорошо окатана, эллиптической и почти шаровидной формы. Наполнитель грубозернистый песчаник того же состава.

В песчаниках сортировка и окатанность обломочного материала плохая в грубых разностях в удовлетворительная – в мелко- и среднезернистых. Состав обломков (в %): кварц (40–70), полевые шпаты (20–30), преобладают плагиоклазы (альбит, альбит-олигоклаз), менее развит пелитизированный калишпат, микрокварциты, кремнистые сланцы (10–15), отдельные обломки гранофилов, микрофельзитов. Цемент поровый, соприкосновения глинисто-серицитовый с переменным количеством карбоната, углистого вещества, хлорита и отдельными зернами эпидота. В алевролитах обломочная часть представлена (в %): кварцем (40–60), полевыми шпатами (25–40) и микрокварцитами (до 10). Цемент серицитово-карбонатно-углистый с хлоритом и пиритом. Алевролиты часто содержат конкреции сидерита, вкрапленность пирита. В тяжелой фракции пород убойнинской свиты содержатся (среднее в %): ильменит и магнетит – 2,5; пирит и лимонит – 7,3; хромит – 1,5; лейкоксен – 44,5; рутил – 2,2; сфен – 1,2; циркон – 9,4; турмалин – 10,2; содержатся апатит, монацит, корунд – менее 1.

На МАКС отложения убойнинской свиты от других терригенных пермских пород не отличаются. На картах магнитного поля (ΔT)_a выходы пород свиты характеризуются слабо дифференцированным полем с интенсивностью от –50 до –100 нТл.

Отложения убойнинской свиты формировались в разнофациальных обстановках в эпоху максимального угленакопления и являются главным продуктивным уровнем на Западном Таймыре. Учитывая более грубый состав нижней части свиты можно предположить их формирование в динамических условиях аллювиальных и прибрежно-морских равнин. Области питания в это время располагались в непосредственной близости, но имеется примесь и дальнопринесенного материала – гранитоиды и вулканиты сходные с докембрийскими образованиями Центрального Таймыра. На фоне аллювиальных равнин существовали обширные болота (марши) благоприятные для торфонакопления с последующим формированием углей.

И. С. Грамберг [47] считает, что формирование свиты происходило в лагунно-континентальных и частично в морских условиях. К аналогичному выводу о формировании отложений свиты в условиях опресненных бассейнов периодически заливаемых морем, пришли О. А. Бетехтина и Э. Н. Преображенская [13], изучая обнаруженные в убойнинской свите двустворки и анализируя палеогидрохимические условия убойнинского времени.

Возраст свиты по комплексу развитой в ней флоры раннепермский кунгурский.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Крестьянская свита ($P_{1-2}kr$) выделена М. Н. Пархановым в 1939 г. в бассейне р. Крестьянки [51]. Ее отложения картируются на севере площади в районе рр. Холодная–Останцовая; в районе Убойнинской антиклинали в верховьях р. Ефремова, Мал. Убойная, Дянгур; на р. Сырадасай в прибортовых частях Сырадасайской антиклинали. Она сложена алевролитами, песчаниками (иногда конгломератами), аргиллитами с маломощными пластами углей. Свита согласно залегает на убойнинской, нижняя ее граница проводится по смене ритмично чередующихся пород убойнинской свиты пачками чередования в метрах песчаников, алевролитов и аргиллитов крестьянской свиты, содержащими флору ранне-среднепермского возраста.

В пределах площади свита хорошо изучена в пределах Сырадасайской структуры [75] Здесь в строении свиты участвуют две толщи. Нижняя толща, мощностью 175 м на западе Сырадасайской антиклинали и 60 м на востоке, состоит из трех ритмов. Нижний ритм в основании содержит 25–30-метровую пачку песчаников с редкими линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов, которые сменяются слоями 0,1–2,0 м песчаников и алевролитов; количество последних возрастает вверх по разрезу. Нижняя толща содержит 6 пластов угля невыдержанных по простиранию, мощностью от 0,2 до 1,6 м. Верхняя толща (145–155 м) сложена ритмами мощностью 15–50 м; в них значительно преобладают алевролиты над песчаниками и отсутствуют угли. Мощность крестьянской свиты в пределах Сырадасайского поднятия 220–320 м, наблюдается уменьшение мощности свиты с запада на восток. В пределах Убойнинской антиклинали мощность свиты увеличивается до 550 м [58].

Для пород крестьянской свиты характерна плохая сортировка и обработанность материала. Состав их полимиктовый. В песчаниках плохая сортировка и окатанность обломочного материала. Они сложены (в %): кварцем (40–60), полевыми шпатами (15–25) и обломками пород (30–50), из которых характерны: микрокварциты, кремнисто-серицитовые и глинистые сланцы, кислые эффузивы (микрофельзиты) и измененные эффузивы среднего (?)–основного состава,

алевролиты и аргиллиты. Цемент поровый, пленочный и базальный хлоритово-глинистый с примесью карбоната. Сортировка и окатанность зерен в алевролитах также плохая; часты остроугольные обломки песчаной размерности.

На картах магнитного поля $(\Delta T)_a$ ее выходы не имеют четкого отражения и выражаются полем интенсивностью от -50 до -100 нТл.

Отложения свиты формировались в условиях прибрежных равнин с разнофациальной обстановкой. Алевролиты и аргиллиты, торфяники формировались в полуотшнурованных засоленных лагунах, на что указывает обилие конкреций сидерита. Песчаники представляют собой, судя по сортировке и окатанности материала, образования обширных пойм на прибрежных аллювиальных равнинах с удаленной областью сноса материала.

Возраст крестьянской свиты определяется ее положением в разрезе и по находкам ископаемой флоры, характерной для уфимско-казанского времени нижней-средней перми. Более обширные списки флоры, характерные для крестьянской свиты, приведены в работах Ю. Г. Гора [46], И. С. Грамберга [47]. Возрастным аналогом крестьянской свиты на Восточном Таймыре является байкурская свита. В. И. Устрицкий и Г. Е. Черняк [36] выделяют на этом уровне байкурский биостратиграфический горизонт.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Овражнинская свита (P_2ov). История появления овражнинской свиты довольно сложная и продолжительная. М. Н. Пархановым в 1940 г. на побережье Енисейского залива были выделены две свиты макаревичская и бражниковская. Их названия отвечали местам расположения их стратотипов на мм. Макаревича и Бражникова. В 1941 г. В. П. Тебеньков и Н. А. Шведов объединили две свиты М. Н. Парханова в единую макаревичско-бражниковскую свиту [19]. Тематическими исследованиями В. Е. Сивчикова [54] по характеру разреза, слагающих его пород и по определению органических остатков, была доказана аналогия разрезов мм. Макаревича и Бражникова. В состав нижней, макаревичской части, объединенной В. П. Тебеньковым и Н. А. Шведовым свиты, многие исследователи включали разрез терригенных отложений, содержащий угольные пласты, занимающий положение выше образований крестьянской свиты, но ниже таковых бражниковской. Поводом для этого послужило наличие в разрезе зеленоокрашенных песчаников, окраска которых была обусловлена присутствием вулканомиктового материала. При проведении поисковых работ на уголь в пределах Сырадасайской структуры были получены данные о наличии несогласия между терригенно-угленосными образованиями, так называемой, макаревичской и вулкано-терригенными безугольными отложениями бражниковской, в первоначальном ее понимании, свитами [75]. Не вдаваясь в исторический экскурс, авторами принята следующая модель. На породах крестьянской свиты лежат терригенно-угленосные образования, которые авторы, вслед за В. Е. Сивчиковым, выделяют в овражнинскую свиту. Выше овражнинской по разрезу расположены вулкано-терригенные породы бражниковской свиты. Разделом этих двух свит является поверхность несогласия. Название «макаревичская», принятое в серийной легенде, авторы предлагают упразднить, т. к. состав ее не отвечает составу пород в стратотипе.

Свита сложена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и конгломератами; содержит пласты каменного угля. Она согласно перекрывает крестьянскую свиту и отличается от нее увеличением роли песчаников, появлением конгломератов, по которым проводится ее нижняя граница. Свита картируется широкими полями на севере площади, в верховьях бассейнов рек Мал. Убойная, Ефремова. Помимо этого в пределах Сырадасайской структуры, в прибортовых частях, в виде узких полос из-за крутого залегания пород.

Полный разрез свиты вскрыт в скважинах СС-11 и СС-6. Ниже приведено описание разреза свиты по скважине СС-11, как более сложного и следовательно полного, снизу вверх:

1. В основании ритма песчаники грубозернистые с гравелитами в нижней части, мелкозернистые – в верхней части, постепенно переходящие в алевролиты, светло-серые с косой слоистостью. Мощность 4,5 м. Выше – алевролиты с примесью вулканомиктового материала и псаммитовой примесью* зеленовато-серые неслоистые 5,2 м

Верхний элемент ритма – чередование песчаников (в см) с алевролитами (в долях м). Песчаники мелкозернистые. Те и другие имеют зеленоватую окраску, линзовидно-волнистую слоистость, в верхней части – примесь вулканомиктового материала 16,1–24,0 м

* Почти все алевролиты овражнинской свиты имеют примесь псаммитового материала, поэтому в дальнейшем при описании алевролитов об этом каждый раз не упоминается.

В разрезе скважины НТ-8 (Лабакская антиклиналь) нижняя ритмопачка содержит два угольных пласта O_1 и O_2 .

2. В основании – гравелиты и песчаники, аналогичные предыдущим. Первые – 6,0 м, вторые – 4 м по мощности. Песчаники темно-серые и неяснослоистые. Выше – алевролиты, аналогичные предыдущим (2,4 м) 12,4 м

В скважине НТ-5 (р. Лабак) в ритмопачке 2 – угольный пласт O_3 .

3. В основании – гравелиты светло-серые с косою слоистостью, постепенно переходящие в песчаники мелкозернистые 5,2 м

4. Песчаники серые и зеленовато-серые среднезернистые с волнистой слоистостью в нижней части. На них лежат алевролиты зеленовато-серые крупнозернистые, переходящие в аргиллиты (4,0 м). Угольный пласт O_1 (0,8 м). Завершает ритм чередующиеся песчаники (в см) с алевролитами (в долях м) с включениями листовой флоры. Те и другие разности темно-серые. Мощность переслаивания – 12,0 м 19,7 м

5. В основании – гравелиты, переходящие в песчаники, среднезернистые с примесью вулканомиктового материала и линзами угля. Породы зеленовато-серые с косою слоистостью (10,0 м). Выше – алевролиты вулканомиктовые зеленовато-серые, в кровле с коричневым оттенком (карбонатизированные) неслоистые 16,6 м

6. Ритм, состоящий из трех подритмов. Элементы – песчаники зеленовато-серые среднезернистые в нижней части; темно-серые мелкозернистые – в верхней. Мощности снизу 1,5, 1,0 и 0,7 м. В нижнем слое – примесь вулканомиктового материала. Алевролиты темно-серые и коричневатые с примесью вулканомиктового материала. Мощность снизу 3,2, 2,0 и 2,3 10,7 м

7. Чередование песчаников мелкозернистых с примесью вулканомиктового материала (отдельные горизонты обогащены или до туфопесчаников) с линзовидно-волнистой слоистостью и алевролитов. Чередование в долях метра, те и другие разности имеют зеленовато-серую окраску. В основании – горизонт аналогичных песчаников мощностью 2,5 м. Мощность этой части ритма – 36,8 м. Завершают ритм алевролиты зеленовато-серые мощностью 1,7 м 38,5 м

8. Этот ритм представлен частично и сложен ритмично чередующимися песчаниками (в см) с алевролитами (в долях м). Породы зеленовато-серые с примесью вулканомиктового материала 6,4 м

По простиранию на восток, в истоках р. Мал. Пуры (S-45-XXV, XXVI), по р. Мал. Косе-Бигайгай и р. Кирса в отложениях свиты появляются пласты каменного угля мощностью от 0,1 до 2,0 м и содержатся многочисленные отпечатки позднепермской флоры *Comia major* (?) Schwed., *Pecopteris taimyrensis* (?) Schwed., *P. anthriscifolia* (Goepf.) Zal., *Paracalamites* sp., *Phyllothea* sp., *Annularia* (?) *lanceolata* Radcz., *Equisetina* (*Phyllothea*) *brevifolia* Radcz., *Koretrophylites* (определения Л. В. Глухой). Еще восточнее, в бассейне р. Угольной (S-45-XXV, XXVI) мощность свиты составляет 506–565 м; в ее разрезе содержится 15 угольных пластов мощностью от 0,2 до 3,4 м [76] и обильные отпечатки позднепермской флоры [46].

В бассейне р. Сырадасай по данным А. Н. Федотова [75] мощность овражнинской свиты составляет до 140–170 м. В строении свиты отмечается 9 трансгрессивных ритмов мощностью от 10 до 45 м, двух-, реже трехчленных. Они сложены в нижней части песчаниками с линзами и прослоями гравелитов и конгломератов, в верхней – ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами. В нижней части свиты – пласт угля 0,6 м.

Породы овражнинской свиты по своему составу полимиктовые плохо сортированы по размерности и по степени окатанности. Конгломераты и гравелиты серой окраски с оттенками зеленоватого и желтоватого цвета, от крупногалечниковых до мелкогалечниковых. Галька в конгломератах представлена (в %): светлыми и черными кремнями (35–50), кварцем (35–40), песчаниками и алевролитами (5–10), кремнистыми, углисто-кремнистыми и глинистыми сланцами (0–5); встречаются (до 1–3) измененные кислые, реже основные вулканыты и лейкократовые умереннощелочные гранитоиды и катаклазированные граниты, сходные с верхнерифейскими Центрального Таймыра.

Песчаники плохо сортированы по окатанности обломков и по размерности, количество зерен песчаной фракции – от 50 до 70 %. По составу они представлены (в %): кварц и кремнистыми обломками (40–50), полевыми шпатами (10–30) – кислыми и средними плагиоклазами в различной степени серицитизированными, реже – калиевым шпатом (пелитизированный микроклин). Обломки пород (10–30 %): алевролиты, аргиллиты, сланцы глинистые, кремнисто- и слюдисто-кремнистые; часты обломки микрокварцитов, микрофельзитов, реже – измененных вулканытов основного состава. Цемент поровый, пленочный и смешанный карбонат-хлорит-серицитовый, участками – загрязненный углистым веществом. В алевролитах в обломках преобладают кварц и кремнистые сланцы (60–70 %), плагиоклазы (10–20 %) и калиевые шпаты (до 10–15 %). Цемент серицит-хлоритовый с примесью карбоната, эпидота и цоизита.

В породах свиты в тяжелой фракции содержатся (среднее в %): ильменит (1,5), магнезит (1,2), пирит и лимонит (4,5), роговая обманка (1,1), пироксены (1,5), гранат (от 3,8 до 20–40),

турмалин (4,7), лейкоксен и анатаз (40–48), эпидот (1,3), хромит (0,5), циркон (10–12), апатит (2,5–3); в незначительном количестве (менее 0,5) присутствует сфен, рутил, корунд, хлоритоид, глаукофан. В легкой фракции (в %): кварц (40–75), калиевый полевой шпат (8–12), плагиоклазы (10–12), кремнистые сланцы, микрокварциты (5–8).

По аэрофотоматериалам отложения свиты не отличаются от других пермских терригенных отложений. На картах магнитного поля (ΔT)_a породы овражинской свиты характеризуются отчетливо выраженным слабым положительным полем интенсивностью от 50 до 100 нТл.

Формирование отложений свиты происходило в условиях аллювиальных равнин с неглубокими озерами, где формировались алевритистые осадки и незначительное количество торфяников. Увеличение угленосности свиты происходит с юго-запада на северо-восток; синхронная овражинской свите черноморская, содержит значительное количество пластов каменного угля рабочей мощности.

Возраст свиты на основании вышеприведенных растительных остатков определяется среднепермским уржумским. Ее возрастным аналогом на Восточном Таймыре является черноморская свита. В. И. Устрицкий и Г. Е. Черняк [36] выделяют на этом уровне черноморский био-стратиграфический горизонт

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Бражниковская свита ($P_3b\check{z}$), как уже отмечено выше, выделена М. Н. Пархановым в 1940 г. [51] на побережье Енисейского залива. Она с несогласием залегает на подстилающих ее терригенно-угленосных отложениях овражинской свиты. Выходы ее картируются практически по всей площади в виде узких полос в обрамлении лавовых полей в синклинальных структурах. В основании свиты, как правило, залегают полимиктовые пестроокрашенные конгломераты.

Свиту слагают вулканомиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, находящиеся в ритмичном переслаивании, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфы градиационнослоистые и агломератовые, редкие прослои умереннощелочных титанавгитовых базальтов, андезибазальтов. Для свиты характерны фациальная изменчивость и непостоянство мощности.

В южной части листа, в бассейне р. Сырадасай скважинами СС-6 и СС-II [75] вскрыты разрезы мощностью 80 и 150 м, соответственно. Они представлены переслаивающимися пестроцветными полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами ярко окрашенными серо-зелеными и красно-бурыми, туфопесчаниками и туфоалевролитами, а в его основании залегают полимиктовые конгломераты и гравелиты. На глубине 92,0 м (СС-6) В. В. Круговых [54] выделен палинокомплекс *Granulatisporites parvigranulosus*, *Punctatisporites glaber*, *Leiotriletes hetensis* К.-М., *Raistrickia insigna*, *Anapiculatisporis microcanthus* (Andr.) Drjag., *Caytoniapites pumilis* Drjag., *Luberisaccites geminus* (Andr.) и другие. По мнению В. В. Круговых он сопоставим с таковыми грамотеинского и верхней части тайлуганского горизонтов Кузбасса и гагарьеостровской свитой Тунгусской синеклизы. Принятая авторами мощность свиты – 80–150 м.

На картах изолиний (ΔT)_a отложениям бражниковской свиты соответствуют отрицательные магнитные поля от –50 до –100 нТл. На аэрофотоснимках бражниковская свита имеет матовый ровный фототон симметрично-ветвящийся рисунок гидросети.

На основании вышеприведенных данных о возрасте свиты он принимается позднепермским.

Сырадасайская свита (P_3sd) выделена Г. И. Старицыной и Н. Н. Нагайцевой в 1975 г. в бассейне одноименной реки, где она представлена наиболее полно. Выходы ее картируются по всей площади в основании лавовых полей. На образованиях бражниковской свиты она залегает согласно с параллельными контактами.

Свита сложена умереннощелочными титанавгитовыми базальтами, андезибазальтами, трахибазальтами, в подчиненном количестве присутствуют прослои туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, иногда гравелитов и конгломератов полимиктовых. Лавы, как правило, имеют подушечную или шаровую отдельность. Отдельные потоки достигают мощности 40–50 м, но чаще имеют 10–20 м. В подошве подсвиты, как правило, залегают 1–2 мощных потока оливиновых титанавгитовых умереннощелочных базальтов. В кровле свиты или в непосредственной близости от нее картируется маркирующий горизонт гигантоплагиофировых оливиновых или оливинсодержащих базальтов.

Наиболее полно разрез свиты обнажен в стратотипической местности – бассейне р. Сырадасай. В каньоне напротив устья р. Верх. Тамы с падением на юг под углом 40°, выполаживаясь в верхней части до 5–10°, залегают снизу вверх:

1. Базальты умереннощелочные (два потока мощностью 35–40 и 20–25 м) титанавгитовые, оливиновые с офитовой и интерсертальной структурами, хлоритизированные, карбонатизированные. В кровле (12–15 м) – миндалекаменные. Миндалины (от 1–2 мм до 10–15 см) выполнены кварцем, халцедоном, цеолитами, реже – кальцитом. Отдельность крупноподушечная. Размер подушек – 0,5–4 м55–65 м
 2. Трахибазальты (два потока мощностью по 30 м) титанавгитовые с редкими крупными выделениями плагиоклаза (0,5–1,5 см по длинной оси), мелкими изометричными и неправильной формы выделениями палагонита, с офитовой и интерсертальной структурами основной массы.....60 м
 3. Базальты умереннощелочные титанавгитовые с пойкилоофитовой, офитовой структурами. В кровле 5–6 м миндалекаменные; миндалины выполнены минералами аналогичными в слое 1. Отдельность крупноподушечная.....25 м
 4. Трахибазальты титанавгитовые пойкилоофитовые, в кровле 3 м миндалекаменные. Отдельность крупноподушечная10 м
 5. Андезибазальты с толеитовой и пойкилоофитовой структурами, в кровле 4–5 м миндалекаменные. Отдельность крупноподушечная30 м
 6. Туфоалевролиты красно-бурые с примазками аргиллитов кирпично-красных0,05 м
 7. Андезибазальты титанавгитовые пойкилоофитовые с редкими крупными (0,5–1,5 см по длинной оси) вкрапленниками плагиоклаза; верхняя часть потока – миндалекаменная. Отдельность крупноподушечная20–25 м
 8. Андезибазальты титанавгитовые, в кровле 5–6 м миндалекаменные. Отдельность крупноподушечная15 м
 9. Базальты умереннощелочные лейкократовые гломеропорфировые оливиновые, титанавгитовые с толеитовой офитовой, пойкилоофитовой структурами. Верхняя часть потока миндалекаменная. Отдельность крупноподушечная, местами по латерали сменяется столбчатой. Этот поток является маркирующим; он картируется практически повсеместно в кровле сырадасайской свиты25–30 м
- Сверху поток перекрывается делювиально-элювиальными развалами базальтов толеитовых и туфов агломератовых, относимых к лабакской свите

Мощность приведенного разреза – 280–300 м.

Лавы сырадасайской свиты характеризуются повышенным, чем лавы вышележащих лабакской и верхтамской свит, радиоактивным фоном (8–13 мкР/ч). На картах изолиний (ΔT)_a отложениям свиты соответствуют отрицательные магнитные поля 50–100 нТл. На аэрофотоснимках сырадасайская свита имеет матовый ровный фототон и полосчатый характер фотоизображения.

Среди эффузивных пород выделяются следующие петрографические разновидности.

Титанавгитовые трахибазальты обладают порфировой структурой и микродолеритовой, интерсертальной, реже гиалопилитовой структурами основной массы. Во вкрапленниках плагиоклаз № 50–70 размером от 0,2×0,8 до 0,4×2,5 мм. Они составляют 1–8 %. Реже во вкрапленниках встречается титанавгит (0,3–1 мм в поперечнике). Состав основной массы (в %): микролиты плагиоклаза (№ 30–55) – 30–60; титанавгит (мелкие зерна между микролитами плагиоклаза или ойкокрсты) – 10–35; оливин, в мелких кристаллах повсеместно с клинопироксеном или заключен в него – 0–7; титаномагнетит – 3–10; калиевый полевой шпат – 1–4; стекло – 5–30. Аксессуары представлены апатитом в виде тонких игольчатых кристаллов (до 5–7 %). Вторичные изменения: плагиоклаз частично альбитизирован и хлоритизирован, титанавгит чаще всего остается свежим, но иногда нацело замещен агрегатом хлорита, карбоната и рудного минерала. По оливины развиваются минералы группы иддингсит-боулингита. Стекло обычно полностью замещено пелитовым агрегатом, хлоритом, карбонатом, иногда иддингсит-боулингитом.

Умереннощелочные оливиновые лейкобазальты отличаются от трахибазальтов отсутствием калишпата и значительным количеством оливина. Породы обладают чаще всего порфировой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом № 60–75 (1–5 %), достигающим размера 0,5×2 мм и оливином (1–2 %) до 1–1,5 мм в поперечнике. Основная масса имеет офитовую, интерсертальную, реже пойкилоофитовую структуры. Минеральный состав (в %): микролиты плагиоклаза (№ 40–55) – 60–70; оливин (идiomорфные кристаллы размером 0,01–0,4 мм в поперечнике) – 7–15; пироксен (ксеноморфные или гипидиоморфные кристаллы титанавгита или авгита) – 10–25; вулканическое стекло – 3–15, титаномагнетит – 5–10; аксессуары: апатит в виде тонких игольчатых кристаллов (5 %), лейкоксен. Среди умереннощелочных оливиновых лейкобазальтов встречаются гломеропорфировые разности, где вкрапленники (до 1 %) представлены единичными крупными или сростками кристаллов плагиоклаза (№ 60–80), макроскопически медово-желтого или зеленого цвета, достигающими размеров до 2 см в поперечнике. Плагиоклаз (№ 60–80) имеет таблитчатый габитус и зональное строение. Основная масса имеет микродолеритовую или интерсертальную структуры, реже – пойкилоофитовую.

Андезибазальты обладают порфировой структурой, вкрапленники составляют не более 3–5 % и представлены плагиоклазом № 45 (60 %) в виде двух генераций: таблитчатого ((1–1,2)×(3–3,5) мм) и лейстовидного ((0,2–0,5)×(1–3) мм) габитуса; реже – авгитом или титанавгитом (0,1–0,5 мм) и оливином (до 0,3 мм). Основная масса имеет микродолеритовую, интерсертальную, пилотакситовую или гиалопилитовую структуры, реже – офитовую и пойкилоофито-

вую. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (№ 35–50) – 50–70, клинопироксен – 10–35, оливин – 1–7, вулканическое стекло – 5–20, магнетит или титаномагнетит – 1–5, иногда до 10. Акцессорные представлены апатитом (1–5 %).

Эффузивные образования сырадасайской свиты относятся к калиево-натриевой и к калиевой сериям умереннощелочного и нормального ряда изверженных пород. Большая их часть, за исключением умереннощелочных лейкократовых базальтов, принадлежит к умеренно глиноземистым разностям. Для эффузивов сырадасайской свиты характерны содержания петрогенных окислов (в %): TiO_2 – 2–3,5; P_2O_5 – 0,2–1,2; Na_2O – 1,8–6,3; K_2O – 0,8–2,9. Они характеризуются повышенными содержаниями микроэлементов ($n \cdot 10^{-3}$ %): свинца – 0,6–2,58; цинка – 10,5–12,68; титана – 665,0–895,45; лития – 0,61–1,17; бария – 28,33–40,24; бора – 0,77–1,25; фосфора – 148,33–310,7; меди – 3,17–3,36; никеля – 1,77–2,7.

Максимальная мощность свиты отмечается всеми исследователями в бассейне р. Сырадасай, где она составляет 300–350 м.

По данным Г. Н. Старицыной (1975 г.), Ю. И. Дарагана-Сущева (1989 г.), В. Д. Пономарева (1988 г.) образования сырадасайской свиты имеют однополярную остаточную намагниченность с отложениями терригенного комплекса верхней перми, что является косвенным подтверждением близости времени их формирования.

Таким образом, вышеперечисленные данные позволяют принять возраст сырадасайской свиты позднепермским концом дегалинского–гагарьеостровское время (Сибирская платформа).

Все вышеперечисленные данные, касающиеся возраста, состава и условий образования позволяют сопоставлять нижнюю подсвиту сырадасайской свиты с амбарнинской, а верхнюю – с ивакинской свитами Норильского района Сибирской платформы. На Центральном Таймыре в нижней части некоторых типов разрезов пермо–триасовых вулканогенных отложений известны прослои осадочных пород, покровы умереннощелочных базальтов и трахибазальтов [49, 71], исходя из этого, сырадасайская свита сопоставима с нижней частью зверинской свиты и с шайтанской свитой Центрального Таймыра.

На геологической карте бражниковская и сырадасайская свиты даны нерасчлененными ($P_3b\check{z}-sd$). Их общая мощность 600 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Лабакская свита выделена впервые [58] П. А. Бакановым и В. Д. Пономаревым в 1990 г. в бассейне р. Лабака. В дальнейшем были установлены более полные разрезы свиты в бассейне р. Сырадасай. Свита картируется по всей площади в пределах синклинальных структур.

Лабакская свита залегает согласно на сырадасайской и представлена базальтами толеитовыми, афировыми, плагиопорфиловыми, полифировыми, пойкилоофитовыми, палагонитовыми, оливин-порфиловыми, оливин-плагиофировыми, пикробазальтами. Потоки обладают шаровой и подушечной отдельностью. Мощность их не превышает 5–10 м, однако в ряде случаев достигает 30–40 м. Верхние части, от $1/6$ до $1/3$ мощности потоков, сложены миндалекаменными базальтами красно-бурого или грязно-зеленого цвета. В подчиненном количестве в составе свиты присутствуют лавобрекчии, туфы, туфопесчаники и туфоалевролиты.

По составу свита делится на три подсвиты.

Нижняя подсвита (T_1lb_1) залегает с параллельным контактом на сырадасайской свите. Нижняя граница проводится по кровле последнего потока умереннощелочных титанавгитовых гигантоплагиопорфировых базальтов или андезибазальтов. Часто в основании подсвиты картируется маломощный (первые метры) прерывистый горизонт туфоалевролитов, туфопесчаников или туфов тонкообломочных.

Она сложена мелкоплагиофировыми или полифировыми базальтами, афировыми, афанитовыми. В меньшей степени – пойкилоофитовыми базальтами с единичными прослоями андезибазальтов и маломощными линзовидными прослоями туфов и туфопесчаников, туфоалевролитов. Лавовые потоки имеют шаровую и подушечную отдельность, верхние части потоков (от $1/6$ до $1/3$ мощности) – миндалекаменные красно-бурые, кирпично-красные. Миндалины выполнены кварцем, хлоритом, цеолитами, кальцитом. Мощность потоков обычно составляет 3–10 м.

Лектостратотип подсвиты находится в каньоне левого притока р. Сырадасай. Здесь на ан-

дезибазальтах сырадасайской свиты с падением на северо-запад под углом 45° залегают (снизу вверх):

1. Базальты мелкоплагиофировые темно-серые с микродолеритовой структурой основной массы.....	20 м
2. Базальты афировые с микропойкилоофитовой структурой	7 м
3. Базальты палагонитовые с микропойкилоофитовой структурой	4,2 м
4. Базальты титанавгитовые пойкилоофитовые	2 м
5. Базальты палагонитовые афировые, два потока мощностью 13,5 и 6,5 м	20 м
6. Базальты оливиновые со столбчатой отдельностью, в кровле 2–3 м микродолеритовые	9 м
7. Базальты микропорфировые, оливин-плагиоклазпорфировые с микродолеритовой структурой основной массы.....	20 м
8. Базальты плагиофировые с интерсертальной и микродолеритовой структурами образуют три потока мощностью 15, 18 и 14 м, соответственно.....	47 м
Закрыто по мощности	50
9. Базальты толеитовые плагиофировые оливинсодержащие с микродолеритовой и интерсертальной структурами основной массы.....	10 м

Мощность нижней подсвиты по разрезу 143,2–144,2 м.

Средняя подсвита (T_1b_2) залегают согласно на нижней подсвите. В ее основании наблюдается прерывистый горизонт (0,5–2 м) туфопесчаников, туфоалевролитов.

В составе подсвиты преобладают оливин-порфировые и оливин-плагиофировые базальты, базальты и оливиновые базальты, пикробазальты. Характерной особенностью средней подсвиты является присутствие расслоенных потоков пикробазальтов с полосчатой текстурой. Мощность расслоенных потоков 3–12 м. Обычные лавовые потоки имеют мощность 5–10 м, изредка достигая 30–40 м. В кровле (до $1/3$ мощности) они обладают миндалекаменной текстурой. Миндалины выполнены хлоритом, кварц-халцедоном, цеолитом и кальцитом. Выше нижней подсвиты залегают (снизу вверх):

1. Два потока мощностью 9 и 10 м базальтов оливиновых темно-серых с такситофитовой и интерсертальной структурами, иногда с мелкими редкими вкрапленниками плагиоклаза	19 м
2. Базальты оливиновые красновато-бурые микропойкилоофитовые палагонитовые	11 м
3. Три потока базальтов оливиновых зеленовато-серых с микродолеритовой, толеитовой и гиалопилитовой структурами мощностью 5,0, 5,0 и 14,0 м	23 м
4. Туфопесчаники и туфоалевролиты красно-бурые тонкопереслаивающиеся	1,7 м
5. Базальты оливинсодержащие коричневатого-серые с микродолеритовой структурой	18 м
6. Туфопесчаники и туфоалевролиты красно-бурые тонкопереслаивающиеся пологоволнистослоистые	1,5 м
7. Базальты оливиновые с микродолеритовой структурой основной массы. Три потока мощностью, соответственно, 5,0, 5,0 и 16 м	26 м
8. Туфогравелиты, туфопесчаники и туфоалевролиты красно-бурые переслаивающиеся	0,4 м
9. Лавы пикробазальтов с подушечно-матрацевидной отдельностью и слоистой текстурой, обусловленной чередованием такситофитовой, интерсертальной и гиалопилитовой структур	19,0 м
10. Пикробазальты буровато-красные с пойкилоофитовой структурой	16,0 м
11. Пикробазальты с микродолеритовой, такситофитовой структурами основной массы	20,0 м
12. Базальты оливинофировые с интерсертальной, микродолеритовой, участками микропойкилоофитовой структурами (два потока мощностью по 12 м)	24,0 м

Мощность средней подсвиты лабакской свиты в данном разрезе составляет 183,6 м. По данным Л. П. Никулова мощность средней подсвиты варьирует в пределах 180–225 м.

Верхняя подсвита (T_1b_3). Граница подсвиты с подстилающей подсвитой проводится по кровле последнего покрова пикробазальтов или оливиновых базальтов. В подошве залегают маломощные прослои туфопесчаников, туфоалевролитов или туфов. Подсвита сложена базальтами палагонитовыми, пойкилоофитовыми, афировыми, плагиофировыми, реже встречаются прослои лавобрекчий, туфов, туфоалевролитов и туфопесчаников. Потоки обладают подушечной и шаровой отдельностью, в кровле ($1/5$ – $1/3$ мощности) микродолеритовой структурой. Кровля потоков брекчирована (кластолавы) и окрашена гидроокислами железа в красно-бурые и зеленовато-серые тона. Мощность верхней подсвиты по данным Л. П. Никулова варьирует в пределах 60–180 м. Мощность свиты на этой территории 170–200 м.

Наиболее представительный разрез верхней подсвиты обнажается по р. Южной, где с падением на юг под углом 5–15° залегают (снизу вверх):

1. Туфопесчаники и туфоалевролиты красно-бурые тонкопереслаивающиеся	2 м
2. Базальты темно-серые палагонитовые с толеитовой и пойкилоофитовой структурами. Образуют 6 потоков мощностью от 2 до 17 м, чередующиеся с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов красно-бурых и зелено-серых мощностью 4 м	39–41 м

3. Туфы базальтов гравийные кирпично-красные.....	6 м
4. Базальты оливиновые толеитовые образуют 3 потока мощностью по 6–8 м каждый.....	18–24 м
5. Базальты полифировые с микродолеритовой, толеитовой и микропойкилоофитовой структурами – 5 потоков мощностью по 9–12 м каждый.....	45–60 м
6. Базальты палагонитовые с толеитовой структурой.....	16 м
7. Базальты плагиофировые с микродолеритовой структурой основной массы.....	12 м
8. Базальты афировые оливинсодержащие с микродолеритовой и толеитовой структурами.....	20–25 м
9. Базальты пойкилоофитовые.....	10 м

Мощность подсветы в данном разрезе составляет 168–196 м.

Лабакская свита нерасчлененная (T₁lb) картируется в ядрах Пясинской и Дюндакской брахисинклиналей, где ввиду неудовлетворительной обнаженности расчленить вулканиты лабакской свиты не представляется возможным. Общая мощность свиты 500 м.

Среди разнообразия пород, слагающих лабакскую свиту, наиболее характерными являются базальты. Базальты порфиоровые обладают микродолеритовой, интерсертальной и гиалопилитовой структурой. Часто миндалекаменной текстурой. Характерно присутствие значительного количества палагонита (до 25 %) в интерстициях, порах и миндалинах. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (№ 40–70) – 30–50, клинопироксен (авгит) – 15–35, оливин – 0–10, стекло – 5–25, магнетит – 1–5, апатит – 1–2. Базальты мелкоплагиофировые отличаются от вышеописанных присутствием вкрапленников плагиоклаза (№ 55–80) мелкотаблитчатой и лейстовидной формы размерами 0,5–3,0 мм. Основная масса имеет микродолеритовую и интерсертальную текстуры. Базальты полифировые отличаются от мелкоплагиофировых присутствием соразмерных с плагиоклазом клинопироксена (1–5 %) и оливина (1–5 %), причем в полифировых базальтах нижней и верхней подсветы оливин обычно отсутствует. Ойкокрсты в базальтах пойкилоофитовых представлены авгитом и титанавгитом. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (№ 40–70) – 30–55, клинопироксен (авгит) – 25–45, оливин – до 5, стекло – 5–20 (иногда палагонит), рудный (магнетит) – 1–3, акцессории – апатит. Базальты оливиновые – это базальты афировые, полифировые, оливин-плагиофировые, отличающиеся от вышеописанных повышенным (5–15 %) содержанием оливина, представленного, главным образом, в виде мелких кристаллов в основной массе, реже – во вкрапленниках (1–2 %). Базальты оливинпорфиоровые отличаются от оливиновых базальтов большим количеством оливина (15–25 %), достигающим размера во вкрапленниках до 2–3 мм. Основная масса часто имеет такситофитовую структуру.

Пикробазальты обладают чаще всего порфиоровой, иногда пойкилоофитовой структурой. Вкрапленники представлены оливинном размером 0,3–2,5 мм в поперечнике (10–25 %); плагиоклазом (№ 60–80) размером до 0,4×1,5 мм, иногда авгитом до 3 мм в поперечнике (1–3 %). Основная масса имеет такситофитовую, долеритовую, пойкилоофитовую, интерсертальную, в расслоенных потоках микробазальтов с полосчатой текстурой – гиалопилитовую и гиалиновую структуры. Минеральный состав (в %): микролиты плагиоклаза – 15–35, авгит – 10–35, оливин – 15–30, стекло – 5–40, апатит – менее 1, рудный – не более 3–5. Для эффузивных пород лабакской свиты характерен палеотипный облик. Вторичные изменения выражены в пелитизации, альбитизации, реже – серицитизации плагиоклаза, замещения пироксена, а иногда и плагиоклаза хлоритом, оливина – иддингсит-боулингитовым агрегатом или тальком и серпентином в пикробазальтах и оливиновых базальтах, развитием по вулканическому стеклу, хлорита, иддингсит-боулингита, пелитового агрегата, реже – карбоната.

Эффузивные породы лабакской свиты относятся к нормальному ряду основных изверженных пород. Большая их часть соответствует среднему составу толеитовых базальтов. Среди прочих эффузивов свиты выделяются оливиновые базальты и пикробазальты средней подсветы, характеризующиеся пониженными содержаниями SiO₂ (44–47 %), Al₂O₃ (11–15 %) и повышенными значениями – MgO (7–16,67 %). Эффузивы верхней и нижней подсветы близки по химическому составу, однако, базальты нижней подсветы относятся к калиево-натриевой серии и обладают несколько повышенной титанистостью (TiO₂); базальты верхней – к натриевой серии при общей пониженной щелочности. Для пород лабакской свиты характерны пониженные содержания микроэлементов (n·10⁻³ %): P – 32–120, B – 0,6–0,75, Ba – 0,21–0,27, Sr – 3,6–5,68, Pb – 0,26–0,52, Zn – 6,8–8,2; повышенные (в особенности для средней подсветы): Cr – 32,71, Ni – 8,11, Co – 2,56, Cu – 6,1.

Пикробазальты средней подсветы завершают антидромную эффузивную серию, начавшуюся с образованием сырадасайской свиты.

Эффузивы лабакской свиты характеризуются отрицательными магнитными полями на картах изолиний (ΔT)_а интенсивность до –200 нТл. На аэрофотоснимках отложения свиты имеют четкий линейный ступенчатый рисунок и однородный фототон.

Отложения лабакской свиты палеонтологически не охарактеризованы. Ее возраст принима-

ется как раннетриасовый, исходя из положения в разрезе – между позднепермской сырадасайской и раннетриасовой верхтамской свитами, охарактеризованными флорой.

Верхтамская свита выделена впервые в бассейне р. Верх. Тамы [58]. Отложения верхтамской свиты распространены также по всей площади, слагая обширные поля в центральных частях синклинальных структур. Верхтамская свита залегает на лабакской–овражинской свитах с перерывом. В ее основании картируются туфогравелиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, полимиктовые и вулканомиктовые конгломераты.

По составу свита расчленяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита (T_1vt_1) сложена туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфогравелитами, туфами, базальтами толеитовыми, пойкилоофитовыми, палагонитовыми, лавобрекчиями. Эффузивные, пирокластические и вулканогенно-осадочные породы находятся примерно в равном соотношении. В основании подсвиты, чаще всего, залегает пачка переслаивающихся туфов базальтов гравийных, псаммитовых, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов мощностью 8–25 м – бассейны рр. Сырадасай, Верх. Тамы.

Разрез подсвиты составлен по фрагментам, обнажающимся по р. Рогозинка (смежная площадь лист S-44-XXVII, XXVIII) и по левому безымянному притоку р. Сырадасай в ее верховьях [58]. На р. Рогозинка при пологом падении под углом 5–15° на запад-юго-запад обнажаются (снизу вверх):

1. Туфопесчаники мелко-, средне- и крупнозернистые, туфогравелиты, туфоалевролиты, туфы витрокластические агломератовые, гравийные и псаммитовые остроугольно-обломочные и пизолитовые, находящиеся в ритмичном переслаивании. Мощность ритмов 3–1,2 м; в основании – туфогравелиты. Цвет пород зеленовато-серый, в кровле слоев – порой красновато-коричневый. Туфопесчаники и туфоалевролиты иногда известковистые. Слоистость параллельная или пологоволнистая от тонкой до грубой. Встречаются обрывки растений плохой сохранности.....8,0 м
2. Базальты толеитовые оливиновые и оливинсодержащие, два потока мощностью 6 и 8 м.....14,0 м
3. Базальты пойкилоофитовые палагонитовые15,0 м
4. Слой, аналогичный слою 1.....5,0 м
5. Базальты толеитовые афировые.....10,0 м
6. Туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты зеленовато-серые ритмичнопереслаивающиеся. Слоистость пологоволнистая. Мощность слоев 10–30 см, в основании ритмов (0,4–0,9 м) – туфогравелиты.....8,0 м
7. Базальты оливиновые с толеитовой и пойкилоофитовой структурами, в кровле – миндалекаменные, отдельность столбчатая.....2,5 м
8. Туфы агломератовые, в обломках – базальты афанитовые миндалекаменные, обломки овальные, округлые и лепешковидные размером 0,2–0,3 м.....6–8 м
9. Базальты, аналогичные слою 7.....8,0 м
10. Лавобрекчии о мелкошаровой отдельностью зеленовато-серые, в верхней части – красно-бурые. Обломки представлены базальтами, реже – осадочными породами. Размерность обломков уменьшается снизу вверх. Верхняя половина потока – миндалекаменные8,0 м
11. Базальты пойкилоофитовые оливинсодержащие с подушечной и шаровой отдельностью; в кровле – миндалекаменные8,0 м
12. Туфопесчаники крупно-, средне- и мелкозернистые темно-серые, переслаивающиеся с туфами гравийными пизолитовыми зеленовато-серыми; преобладают крупнозернистые туфопесчаники; слоистость параллельная. Плитчатость согласно слоистости – тонкая и средняя.....5,0 м
13. Базальты мелкокристаллические оливиновые палагонитовые плагиофировые, в верхней половине – миндалекаменные, отдельность подушечная.....5,0 м
14. Базальты пойкилоофитовые оливиновые, палагонитовые, отдельность столбчато-глыбовая, по простирацию сменяется крупноподушечной.....15,0 м

Описанная часть нижней подсвиты верхтамской свиты составляет 137–148 м.

Верхняя часть разреза подсвиты достраивается по скважине ДС-8, пробуренной на левом притоке р. Сырадасай, в его верховьях. Здесь вскрывается (сверху вниз):

1. Туфоалевролиты, туфоаргиллиты, туфопесчаники переслаивающиеся зеленовато-серые, голубовато-серые, грязно-зеленые с участками пятнистой красно-бурой окраски в туфоаргиллитах. Слоистость неясная. Мощность слоев от 0,01 до 0,2 м в тонких разностях, до 0,5 м – в грубых. По плоскостям напластования встречаются угольные примазки и растительный детрит с прослоями туфов гравийных, псаммитовых, реже – лапиллиевых витрокластических, мощностью 0,2–0,35 м.....12,75 м
2. Туфы псаммитово-лапиллиевые, витрокластические; стекло в обломках темно-зеленое и черное; содержат редкие прослои (0,1–0,4 м) туфопесчаников мелкозернистых зелено-серых4,5 м
3. Туфы гравийно-псаммитовые пизолитовые градационно-слоистые зеленовато-серые.....4,0 м
4. Туфы гравийно-псаммитовые градационно-слоистые красно-бурые3,5 м
5. Туфоалевролиты темно-бурые брекчированные неровноплитчатые, остроугольно-плитчатые, неяснослоистые, переслаивающиеся с туфопесчаниками буровато-серыми, красноватыми, темными, мелко-, средне- и крупнозернистыми и туфами псаммитовыми. Преобладают туфоалевролиты. Мощность слоев 0,2–2,0 м.....11 м
6. Туфы псаммитовые темно-серые.....2,3 м

7. Туфоалевролиты, туфопесчаники, туфы переслаивающиеся псаммитовые и алевроитовые зелено-серые, красно-бурые и кирпично-красные, окраска чередуется через 2–4 м вне зависимости от состава. Мощность слоев 0,1–0,5 м, в кровле – 1–2 м 18,2 м
8. Туфы алевропсаммитовые с прослоями (первые сантиметры) гравийных туфов серые, буровато-серые с порами размером 1–3 мм слабообрекцированные. Тонкие прожилки и поры выполнены кальцитом, хлоритом, халцедоном. Мощность слоев 0,3–0,7 м 5,0 м

Вскрытая мощность – 64,25 м. Разрез далее достраивается по обнажению, где наблюдается переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов, туфов пизолитовых, пологоволнисто-линзовиднослоистых зеленовато-серых и красно-бурых, сходных с таковыми вскрытыми скважиной. Мощность в обнажении 20 м. Здесь встречены отпечатки *Pecopteris* ex gr. *crenata* Pryn., *P. sp.*, *Cladophlebis* sp., *C. augusta* (Heer), *C. ex gr. jeniseica* Pryn., *Tersiella* sp., *Neokoretrophyllites* aff. *evenkorum* (Pryn.), *N. ex gr. evenkorum* (Pryn.), *Voltzia* sp., *Kchonomakidium* sp., *Madygenia* cf. *borealis* Radcz., *Sphenopteris* ex gr. *kirjamkensis* Pryn., *Elatocladus?* sp., *Neoannularia* aff. *evenkorum* (Pryn.) Mogutch., *Boreopteris evenkensis* Mogutch., *Tersiella beloussovae* Radcz., *T. leptophylla* Mogutch., *Peltaspermum* sp. (определения Н. К. Могучевой). Таким образом, общая мощность нижней подсвиты в верховьях р. Сырадасай и в бассейне р. Рогозинка составляет 215–230 м.

Пачка вулканогенно-осадочных пород, залегающая в кровле подсвиты, является маркирующей. Она картируется повсеместно в кровле нижней подсвиты верхтамской свиты, мощность ее непостоянная. Соответственно изменчива и мощность нижней подсвиты.

Верхняя подсвита (T_1vt_2) залегает с параллельными контактами на нижней подсвите. В ее основании присутствуют 1–3 покрова гломеропорфировых базальтов, являющихся маркирующим горизонтом. Подсвита сложена базальтами толеитовыми афировыми, плагиофировыми, пойкилоофитовыми с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов, туфов псаммитовых и гравийных. Лавовые потоки имеют ярко выраженную столбчатую отдельность, что является отличительной особенностью верхней подсвиты.

Лектостратотипом верхней подсвиты является разрез, составленный по фрагментам в междуречье рр. Сырадасай, Верх. Тамы и Крестьянка, в их верхнем течении, при субгоризонтальном и слабонаклонном к северу залегании обнажаются (снизу вверх):

1. Базальты гломероплагиофировые оливиновые с вкраплениями плагиоклаза (до 20 %) размером от 0,5 до 3 см в поперечнике, хорошо видимые даже на выветрелой поверхности породы, и оливина (1–5 %) размером не более 1–2 мм в поперечнике. Основная масса имеет интерсертальную, толеитовую, реже микродолеритовую структуры. Потоки обладают мелко столбчатой, редко шаровой и подушечной отдельностью 10–12 м
2. Туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфы гравийные и псаммитовые базальтового состава пизолитовые и остроугольно-обломочные, находящиеся в переслаивании. Цвет пород зеленовато-серый и красновато-коричневый. Мощность слоев 0,05–0,6 м 12,0 м
3. Базальты гломеропорфировые, аналогичные слою 1, с ярко выраженной столбчатой отдельностью 20,0 м

Гломероплагиопорфировые базальты (1–3 потока) залегают практически повсеместно в основании подсвиты. Они также являются хорошим фотомаркером в сочетании с подстилающими туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами кровли нижней подсвиты.

4. Туфопесчаники, туфоалевролиты и туфы, аналогичные слою 2 25–30 м
5. Базальты палагонитовые мелкоплагиофировые 15,0 м
6. Базальты афировые оливиновые с микродолеритовой структурой 20,0 м
7. Туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, переслаивающиеся, аналогичные слою 2 20,0 м
8. Базальты афировые с микропойкилоофитовой и микроофитовой структурой 20,0 м
9. Туфопесчаники зелено-серые, красноватые средне-мелкозернистые, тонко- и среднезернистые 4,0 м
10. Базальты толеитовые, пойкилоофитовые палагонитовые 10,0 м
11. Базальты микропойкилоофитовые палагонитовые 15 м
12. Туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты красно-бурые и зеленовато-серые тонкопереслаивающиеся, аналогичные слою 2 12 м
13. Базальты оливин-плагиофировые с толеитовой и микродолеритовой структурами 25,0 м
14. Туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты красно-бурые и зеленовато-серые, переслаивающиеся между собой 6–7 м
15. Базальты мелкоплагиофировые с микродолеритовой структурой основной массы 25,0 м
16. Туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты красно-бурые и зеленовато-серые тонкопереслаивающиеся, аналогичные слою 2 5,0 м
17. Базальты пойкилоофитовые, редко – крупноплагиофировые (размеры порфировых выделений – максимум до 0,3×0,5 см) 15–20 м
18. Базальты афировые с микродолеритовой структурой и редкими мелкими гломеропорфировыми вкраплениями плагиоклаза 5,0 м

Мощность верхней подсвиты в этом разрезе составляет 259–272 м.

Состав верхней подсвиты верхтамской свиты выдержан по латерали. Максимальную мощность (300–400 м) подсвита имеет в пределах Сырутинской и Южной брахисинклиналей, в бассейнах рр. Верх. Тамы, Сырадасай, Нагададио, Тамыяха.

Верхтамская свита нерасчлененная (T_1vt) картируется в отдельных, незначительных по площади выходах в западной части Сырутинской брахисинклинали и в южной полосе выходов в пределах Дюндакской брахисинклинали ввиду недостаточной обнаженности. Мощность всей свиты оценивается [58] в 515–630 м.

Среди эффузивных пород верхтамской свиты наиболее типичными являются базальты афировые, пойкилоофитовые и плагиофировые. Базальты верхтамской свиты отличаются наиболее кайнотипным обликом. В отличие от таковых лабакской свиты, афировые базальты имеют, чаще всего, микродолеритовую или интерсертальную структуры, пойкилоофитовые более раскристаллизованы с размером ойкокрист до 1 см в поперечнике.

Характерными только для верхней подсвиты верхтамской свиты (маркер) являются гломероплагиопорфировые базальты, содержащие до 20 % вкрапленников плагиоклаза (№ 55–80) в сростках размером до 1–3 см в поперечнике, с незначительным (до 3–5 %) количеством более мелких вкрапленников оливина.

Базальты верхтамской свиты объединяются в одну слабодифференцированную натриевую серию слабо выраженной антидромной направленности. Породы характеризуются пониженным содержанием щелочей, особенно калия, повышенным – глинозема. Верхняя подсвита отличается от нижней меньшим содержанием TiO_2 (0,90–1,50 %), большим – глинозема (16,00–21,50 %) и дальнейшим уменьшением количества K_2O (0,15–0,40 %) при общем понижении суммы щелочей. Для эффузивов верхтамской свиты характерны относительно высокие содержания микроэлементов ($n \cdot 10^{-3}$ %): Cu – 8,00–13,75, Zn – 8,00–12,10, Co – 2,09–3,36, Cr – 7,23–16,23, Ni – 4,23–7,99 и пониженные: Li – 0,28–0,30, Ba – 22–27, Sr – 9,5–10,41, B – 0,50–0,84, P – 67,33–78,91.

Верхтамская свита характеризуется положительными магнитными полями на картах изолинии (ΔT)_a. Отложения верхтамской свиты хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках, они обладают четким полосчатым рисунком, обусловленным чередованием лавовых потоков со светлым фототонном и вулканогенно-осадочных пород, обладающих темным матовым фототонном. Отдельные потоки базальтов трассируются на десятки километров и могут служить хорошими фотомаркерами.

Возраст верхтамской свиты определяется раннетриасовым на основании вышеуказанных флористических определений.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения имеют широкое распространение на площади листа, вследствие приуроченности данной территории к переходной зоне от гор Бырранга к Северо-Сибирской низменности. Значительная часть территории листа охвачена ГГС-50 и характеризуется хорошей изученностью. В долине р. Сырадасай пройдено несколько буровых профилей, вскрывших четвертичные образования на полную мощность до 87 м.

По возрасту среди четвертичных отложений выделены следующие стратиграфические подразделения: средний неоплейстоцен (морские и ледниково-морские), верхний неоплейстоцен, представленный муруктинским (ледниковые), казанцевским и муруктинским (морские), каргинским (морские) и сартанским (озерные) горизонтами, а также голоценовые образования (аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерные, болотные). В полях развития коренных пород распространены элювиальные, делювиальные и солифлюкционные, солифлюкционные образования.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Среднее звено

Нерасчлененные морские и ледниково-морские образования (m,gmll). К ним отнесены наибо-

лее древние в районе морские и ледниково-морские образования, которые залегают в подошве новейших образований. На соседних листах они вскрываются абразионными и эрозионными врезами на отметках близких к уровню моря. Они прослеживаются также на соседнем листе с востока под казанцевскими и муруктинскими осадками на абсолютных высотах 130–140 м, где в разрезе скважин 5 и 6 (НТ-10 и НТ-11) вскрываются базальные галечники, пески и глины в трансгрессивном наложении. На дневную поверхность они выходят на абсолютных отметках более 200 м восточнее р. Пясины, где формируют регионально распространенную террасу высотой 200–320 м.

Разрез был изучен в верховьях р. Ленва на абсолютной высоте 220 м на листе S-45-XXI, XXII [65]. Здесь они представлены песками полимиктовыми крупнозернистыми, до грубозернистых серыми, содержащими обломки ракушки, переслаивающимися с мелкозернистым полимиктовым песком и серой супесью вскрытой мощностью 6 м. Сверху они прикрыты маломощными галечниками. Из песков выделен спорово-пыльцевой спектр «тундростепей», не имеющих аналогов в современной растительности. Климат был холоднее современного, сухой. Пески содержат также фораминиферы *Criboelphidium* cf. *goesi* (Shchedrina) (определение В. П. Саенко). Эта форма не известна в отложениях древнее нижнего неоплейстоцена [65]. В целом террасовые отложения носят регрессивный характер разреза.

На более низких гипсометрических отметках в долине р. Сырадасай среднеоплейстоценовые отложения вскрыты многими скважинами. Здесь в подошве квартала вскрываются трансгрессивные галечные и валунно-галечные супеси с прослоями песков с туруханским комплексом фораминифер мощностью до 36 м, реже – пески с прослоями супесей мощностью до 24 м. Наиболее полный разрез вскрыт скважиной 8 на левом берегу р. Сырадасай, ниже устья р. Верх. Тамы. Здесь под сартанскими, каргинскими и казанцевско-муруктинскими отложениями вскрыто:

1. Глины зеленовато-серые плотные	40,5–41,0 м
2. Суглинки светло-серые пылеватые	41,0–42,0 м
3. Глины зеленовато-серые плотные	42,0–42,9 м
4. Суглинки светло-серые с прослоями темно-серой глины мощностью не более 5 мм	42,9–44,5 м
5. Супеси серые с коричневым оттенком с редкими прослоями темной серой глины мощностью до 5 см	44,5–53,0 м
6. Глины темно-серые, до черных плотные	53,0–54,4 м
7. Супеси коричневатые-серые	54,4–60,0 м
8. Глины зеленовато-серые	60,0–60,9 м
9. Супеси коричневатые-серые	60,9–64,8 м
10. Пески полимиктовые мелкозернистые темно-серые с коричневым оттенком с частыми тонкими (до 0,5 мм) прослойками растительного детрита	64,8–75,5 м
11. Супеси зеленовато-серые плотные	75,5–79,5 м
12. Пески полимиктовые мелкозернистые коричневатые-серые с частыми тонкими прослойками растительного детрита	79,5–82,5 м
13. Пески полимиктовые среднезернистые коричневатые-серые	82,5–86,8 м

В целом мощность данных отложений изменяется от нескольких метров до первых десятков метров, достигая по разрезу скважины 5 на соседнем с востока листе 74,0 м, в пределах данного листа максимальная мощность составляет 46,3 м по скважине 8.

Мощность вскрытых нерасчлененных среднеоплейстоценовых образований на территории листа составляет 46 м.

Вещественный состав обусловлен составом подстилающих коренных пород, за счет размыва которых и сформировались описываемые образования. Эта взаимосвязь проявляется как в петрографическом составе обломочного материала, так и в минералогическом составе тяжелой фракции псаммитов и алевритов, который представлен в основном моноклинными пироксенами, на фоне которых изредка повышается относительное количество ильменита, очень редко – барита и пирита. Легкая фракция представлена кварцем, меньше калиевого полевого шпата, плагиоклазов. Глинистая фракция представлена преимущественно монтмориллонитом. Связь с подстилающими коренными породами проявляется и в геохимическом фоне [58]. В скважине 7 пески на глубине 81,0 м содержат фораминиферы *Retroelphidium obesum* туруханского комплекса.

Среднеоплейстоценовый возраст данных образований подтверждается микрофаунистическими определениями и ЭПР-датировками, полученными в последнее время: 316–336, 289, 268–235 тыс. лет [6, 25]. Генезис их морской и ледниково-морской на основании закономерного строения разрезов, особенностей вещественного состава, содержащихся в них фораминиферах.

Верхнее звено

Отложения верхнего неоплейстоцена широко распространены на территории. Выделены предполагаемые ледниковые муруктинские, казанцевско–муруктинские и каргинские морские, озерные сартанские отложения.

Муруктинский горизонт. *Предполагаемые ледниковые образования отложения* ($gQ_{III}mr?$; $gIIImr?$ *) в пределах характеризуемого листа слагают верховья и плоские водоразделы рек Южная, Дянгур, Правая Убойная, Ефремова, Верх. Тамы, Дюндака и Лев. Убойная на абсолютных высотах более 200 м, где с поверхности сложены супесями с гальками. Выделены они условно вследствие отсутствия на площади листов Диксонского блока хорошо изученных разрезов на этих гипсометрических отметках. Ранее на этом высотном уровне выделялись террасовые морские и ледниково-морские санчуговские отложения [58].

По маршрутным наблюдениям, с поверхности отложения данного стратогена обычно сложены буровато-коричневой солифлюкционной супесью с гравийно-галечно-валунным материалом; песчано-гравийно-галечно-валунный материал образует плоские бугорки высотой до 1–2 м над нижележащим склоном, а с вышележащим склоном их поверхность практически сливается.

Отложения, занимающие аналогичную геоморфологическую позицию, на севере Таймыра различными исследователями относились к плиоцену, среднему неоплейстоцену, эоплейстоцену, нерасчлененным плиоценовым–нижне- и среднееоплейстоценовым образованиям, сартанскому горизонту [21, 25, 43, 52, 53, 58, 64, 68, 76]. Проблематичен и их генезис, который этими же авторами считается морским, ледниково-морским, ледниковым и водно-ледниковым.

Видимая мощность отложений оценивается в 10 м.

Казанцевский и муруктинский горизонты. *Морские террасовые регрессивные отложения* ($mQ_{III}kz-mr$; $mIIIkz-mr$) залегают на гипсометрическом уровне 120–200 м; отложения включают также коррелятивные им осадки в пределах депрессий, где они перекрыты более молодыми отложениями. В пределах характеризуемых листов они наиболее широко развиты на бортах Сырадасайской и Надудотуркинской впадин и в верховьях рек Дюндака, Косо-Бигаи, Малая Пура, Ефремова и Лев. Убойная.

В верховьях р. Сырадасай террасовые отложения горизонтов представлены переслаивающимися разнозернистыми песками мощностью 3 м, залегающими на слоистых песчано-гравийно-галечных отложениях с валунами с прослоями галечных супесей серого цвета, реже – пластинами льда мощностью 0,5 м, общей мощностью до 4,0 м, перекрываются песчано-гравийно-галечными отложениями мощностью до 6,0 м с обломками и целыми раковинами двустворок [58].

В долине р. Косо-Бигаи в опорном обнажении № 1 высотой до 6 м вскрыто (снизу вверх):

1. Галечно-валунные суглинки серого цвета с многочисленным раковинным детритом, нередко встречаются сомкнутые раковины. Среди них различаются хиателлы, астарты, хламисы, мии, балянусы.....1,0 м
2. Пески полимиктовые средне- и крупнозернистые серовато-коричневые0,5 м
3. Песчано-гравийно-галечные отложения с валунами3,5 м

Ниже по течению реки мощность песков возрастает до 2–3 м, а галечников – до 8 м [76].

Скважинами на бортах долины р. Сырадасай в интервале высот 135–175 м вскрываются обычно темно-серые галечные супеси мощностью 10,5–12,0 м с прослоями среднезернистых полимиктовых песков мощностью 0,7–1,7 м (СС-11, СС-15, СС-16, СС-18), реже – переслаивающиеся разнозернистые пески, прослойки супесей и песчано-гравийно-галечного материала (СС-12), иногда вблизи крутых уступов под почвой или торфами вскрываются слоистые льды мощностью 2,0–2,8 м [58]. Они имеют более молодой возраст и континентальное происхождение.

Наиболее полные разрезы террасовых образований мощностью до 59 м были получены по скважинам 5 и 6 на соседнем с востока листе. Здесь они имеют трехчленное строение: в основании залегает глинистая пачка мощностью до первых десятков метров, часто ленточновиднослоистая. Средняя часть сложена песчаной пачкой мощностью до 10 м, завершает разрез маломощная пачка галечников.

В пределах листа максимальная мощность казанцевского и муруктинского горизонтов в 28,5 м вскрыта скважиной 3 на правом берегу р. Сырадасай в приустьевой части р. Ньююда.

Спорово-пыльцевые спектры, изученные по разрезу скважин, характеризуются преобладанием пыльцы трав и кустарничков, что свидетельствует о сухом перигляциальном климате времени осадконакопления, а по разрезам скважин НТ-10 и НТ-17, вскрывших наиболее пол-

* Индекс подразделения на карте четвертичных образований.

ные разрезы этих горизонтов, намечается некоторое смягчение климата [58,76].

Минеральный состав тяжелой фракции казанцевско–муруктинских отложений в целом аналогичен таковому средненеоплейстоценовых образований и характеризуется доминированием моноклинных пироксенов при эпизодически повышенных значениях ильменита, что характерно для таких пород-источников, как «сибирские траппы».

В депрессиях и котловинах к образованиям этих горизонтов отнесена глинистая пачка, сложенная ленточно-виднослоистыми глинами, алевролитами, супесями, реже – песками, а также массивными и оскольчатыми суглинками и супесями. Мощность глинистой пачки в пределах листа 15–28,5 м. Из этой пачки в керне скважины 1 были выделены фораминиферы одной из ассоциаций казанцевского комплекса: *Retroelphidium atlanticum* (Gudina), *R. propinquum* (Gudina), *R. excavatum* (Terquem), *Astrononion gallowayi* (Loeblich et Tappan), *Haynesina orbicularis* (Brady), *Buccella hannai arctica* (Voloshinova), *Cassandra helenae* (Feyling-Hanssen et Buzas), *Trifarina fluens* (Todd), *Cassidulina subacuta* (Gudina), *Fissurina semimarginata* (Reuss) (определения Л. К. Левчук).

Террасовые отложения описываемых горизонтов на площади листов содержат, по данным С. Л. Троицкого (1966 г.), фауну двустворок *Mya truncata* L., *Saxicava arctica* L., *Astarte montaguui* (Dillwyn), *Chlamys (Pecten) islandica* (Muller), *Macoma baltica* (L.). По материалам ГДП [58] к ним еще добавляются виды *Hiatella arctica* (L.) и *Macoma calcarea* (Gmelin). Для отложений этого уровня на Северном Таймыре известно несколько определений абсолютного возраста методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), укладываемых в интервал 59–120 тыс. лет [3, 40, 68], охватывающий полностью казанцевское и муруктинское времена. Одна из этих датировок, а именно в 108,8 тыс. лет характеризует отложения данного возраста, вскрытые в эрозионном окне в районе мыса Входного [40], другая же, и пока единственная, датировка уран-иониевым методом по раковинам *Hiatella arctica* (L.), «собранных с поверхности 200-метровой террасы на междуречье рек Шренк и Мамонта», равна $103 \pm 7,8$ тыс. лет и отвечает возрасту террасовых образований.

Каргинский горизонт. Отложения каргинского горизонта слагают нижний ярус аккумулятивного рельефа абсолютной высотой 80–120 м, в сложении которого участвуют морские и лагунные осадки. Они приурочены к восточной и отчасти южной рамкам листа, где формируют террасы абсолютной высотой 100–120 и 80–100 м, соответственно, последовательно прислоненные друг к другу.

В целом отложения каргинского горизонта расчленяются нами на три подгоризонта в соответствии с местной схемой плейстоцена для Таймыра и гор Бырранга (Унифицированная..., 2009). Террасы аналогичного генезиса с такими же или близкими отметками тыловых швов довольно широко распространены в пределах Северо-Сибирской низменности [57, 77], где известны как слои с географическими названиями (боярские, малороманихинские). Здесь отложения каргинского горизонта расчленяются на три подгоризонта в соответствии с местной схемой плейстоцена для Северо-Сибирской низменности. Севернее гор Бырранга каргинский горизонт такого расчленения не имеет и здесь выделяется единая нерасчлененная 30–120 м терраса. Выделение двух стратиграфических районов обусловлено различной историей развития двух частей региона: Северного Таймыра и Северо-Сибирской низменности, начиная с каргинского времени [53]. Граница между районами условно проводится по водоразделу между реками южного и северного стока в горах Бырранга. В пределах листов в составе каргинского горизонта выделяются нижнекаргинский и среднекаргинский подгоризонты.

Нижнекаргинский подгоризонт. *Морские отложения* этого возраста (m_{IIIkr_1}) образуют террасу с тыловым швом на 120 м абсолютной высоты в пределах Северо-Сибирской низменности и картируются в интервале абсолютных высот 100–120 м, а ниже – вскрываются в эрозионных окнах обычно под лагунными верхнекаргинскими осадками. Террасовые образования представлены прибрежно-морскими песками и галечниками мощностью до 20 м. Разрезы второго типа обычно представлены пачкой глин, нередко ленточно-слоистых [52, 53, 65, 66].

Наиболее детально в естественном обнажении отложения данного подгоризонта были изучены В. А. Черепановым [79] в опорном обнажении № 7 на правом берегу р. Верх. Тамы. Здесь вскрыто (снизу вверх):

1. Пески полимиктовые средне- и мелкозернистые темно-серые с тонкими (до 2 см) прослоями супеси. Минеральный состав песков состоит преимущественно из зерен моноклинного пироксена, основного плагиоклаза, кварца, с единичными зернами эпидота, роговой обманки, апатита, циркона, шпинели, пирита, сидерита, черных рудных минералов. В пелитовой фракции гидрослюда.....6,0 м
2. Пески алевроитовые с пелитом полимиктовые средне- и крупнозернистые с редкой галькой и гравием.....5,0 м
3. Галечники, состоящие на 80 % из гальки хорошо окатанной и сортированной среднего размера, преиму-

шественно трапповой, в промежутках между галькой – гравий, в основном из мелких хорошо окатанных обломков основных пород. В слое встречена фауна *Saxicava arctica* L.....9,0 м

Общая мощность разреза составляет 20,0 м.

Наиболее типичный разрез прибрежно-морских отложений вскрыт скважиной 4 на правом берегу р. Сырадасай в верхнем течении (альтитуда – 115 м):

1. Пески полимиктовые средне-крупнозернистые гравийные (до 20 % от объема), глинистые желтовато-серые. Количество гравия уменьшается к подошве слоя.....0,0–1,2 м
2. Пески полимиктовые среднезернистые горизонтальнослоистые с угольной крошкой.....1,2–3,8 м
3. Пески полимиктовые мелкозернистые серые с зеленоватым оттенком содержат линзы крупнозернистого кварцевого песка размером до 1,5 см.....3,8–5,0 м
4. Пески существенно кварцевые крупнозернистые, книзу переходят в среднезернистые5,0–5,5 м
5. Пески полимиктовые мелкозернистые серые с зеленоватым оттенком.....5,5–5,8 м
6. Гравийно-галечные отложения в серой супеси.....5,8–7,0 м

Ниже в рельефе в разрезах нижекаргинского подгоризонта появляются прослои суглинков и глин. Такой разрез был вскрыт скважиной 9 на правом берегу р. Сырадасай, выше устья Нагодадио (альтитуда – 100 м). Здесь под торфяно-глинистыми палюстринными отложениями мощностью 1,7 м вскрыто:

1. Гравийно-галечные отложения с супесчаным наполнителем льдистые.....1,7–3,2 м
2. Пески полимиктовые мелкозернистые глинистые темно-серые с пропластками льда (0,5–2,0 см).....3,2–6,0 м
3. Суглинки зеленовато-серые с редкой галькой6,0–6,3 м
4. Валунно-галечно-супесные отложения серого цвета6,3–7,2 м
5. Глины черные с примесью углистого материала с галькой и валунами до 10 % от объема.....7,2–7,8 м
6. Валунно-галечные отложения с суглинистым наполнителем зеленовато-серого цвета, в средней части интервала – наполнитель – супесь серая, в нижней части слоя появляются дресва и щебень алевролитов, в подошве они явно преобладают7,8–11,8 м

По данным спорово-пыльцевого анализа керна скважины НТ-17, расположенной сразу за восточной рамкой листа, в спектрах преобладает пыльца древесных пород, и по ним реконструируется климат бореального типа, мягче современного, что возможно было связано с утепляющим эффектом пресных вод Енисея. Об опресненных и мелководных условиях свидетельствует состав микрофауны.

Мощность нижекаргинских отложений в изученных разрезах составила 10,7–20,0 м.

Среднекаргинский подгоризонт. *Морские (опресненных заливов и лагун) отложения* (mlllkr₂) слагают террасу абсолютной высотой 80–100 м. Они широко развиты в бассейнах рек Сырадасай и Лабак.

Террасовые лагунные отложения на бортах долин рек Сырадасай и Дюндака представлены прибрежными гравийными супесями мощностью в первые метры, более глубоководными ленточновидными суглинками мощностью до 7,0 м с текамебами *Pseudodiffugia* sp., *Cyclopyxis* sp., свидетельствующими об опресненных условиях, и сублиторальными слоистыми тонкозернистыми полимиктовыми песками мощностью более 4,0 м [58]. Полная мощность данных отложений достигает 10 м.

Для них характерна прямая палеонамагнитность. Спорово-пыльцевые спектры отвечают лесным и лесотундровым условиям. В лагунных отложениях нередко морская фауна двустворок, фораминиферы и, вместе с тем, пресноводные и солоновато-водные остракоды, свидетельствующие о прогрессирующем опреснении бассейна [66].

В. А. Черепановым [79] на правом берегу р. Верх. Тамы в нижнем течении описан следующий разрез данного подгоризонта (опорное обнажение № 8): переслаивание песков и алевритов мощностью более 7,0 м. Песок полимиктовый мелкозернистый существенно алевритистый параллельнослоистый серый. Алеврит полимиктовый, состоящий из алевритовых размеров плохоокатанных обломков кварца, калиевого полевого шпата, лабрадора, шамозита, кремнистых сланцев, железистых и глинистых пород, авгита, роговой обманки, эпидота, черных рудных минералов, в единичных количествах встречены апатит, гранат, циркон, сфен, рутил, шпинель, биотит, мусковит, хлорит, гематит, лейкоксен, пирит, эгирин. Глинистая фракция представлена гидрослюдами.

Каргинский горизонт нерасчлененный. *Морские отложения* данного возраста (mq_{lllkr}; mlllkr) образуют регионально распространенную террасу абсолютной высотой до 120 м и выделяются в северной части листа в верховьях р. Прав. Убойная. В наиболее полных разрезах на соседних листах осадки данного горизонта залегают на казанцевско–муруктинских и пе-

рекрываются сартанскими отложениями.

Разрез отложений каргинского горизонта имеет трехчленное регрессивное строение, что отмечалось ранее [25, 43, 52, 53, 57, 58, 64, 65, 66, 76, 77]. Эти отложения имеют четкую дифференциацию литологического состава бассейнового типа в зависимости от гипсометрии рельефа. В горной части района на абсолютных отметках 100–120 м залегают прибрежно-морские отложения – галечники и пески мощностью до 20 м. Ниже по рельефу в разрезе существенно возрастает роль песков.

Мощность нерасчлененных отложений каргинского горизонта оценивается в 20 м.

Сартанский горизонт. *Озерные отложения* (I_Qsr; III_{sr}) картируются по берегам озера Надудотурку, где слагают вторую озерную террасу высотой 10–20 м и прослеживаются в долинах рек Сырадасай, Дюндака и Сяко.

Озерные отложения в опорных разрезах № 2, 3, 9, 11, 12 представлены переслаиванием песков, супесей, суглинков и глин с мощностью слоев 0,2–0,5 м, обычно 0,3–0,5 м. В верхней части разреза озерных отложений содержатся растительные остатки и торф в виде прослоев и рассеянных включений. Общая мощность описываемых отложений достигает 8–9 м.

Наиболее характерный разрез озерных отложений горизонта был вскрыт скважиной 8, где сверху вниз залегают (альтитуда – 72 м):

1. Почвенно-растительный слой с корнями кустарников.....	0,0–0,2 м
2. Суглинки оторфованные темно-коричневые пластичные.....	0,2–0,4 м
3. Торф среднеразложившийся буровато-коричневый, до буровато-черного.....	0,4–1,2 м
4. Супеси пылеватые светло-серые.....	1,2–2,2 м
5. Пески полимиктовые мелкозернистые коричневатые-серые содержат частые прослойки светло-серой супеси (до 1,0 см).....	2,2–2,9 м
6. Супеси светло-серые пылеватые содержат частые тонкие (до 0,5 см) прослойки растительного детрита.....	2,9–3,1 м
7. Пески полимиктовые мелкозернистые светло-серые содержат два прослоя супеси мощностью каждого до 10 см. В свою очередь в супесь включены тонкие пропластки растительного детрита мощностью до 0,5 см.....	3,1–4,0 м
8. Пески полимиктовые среднезернистые темно-серые содержат до 10 % от объема хорошо окатанного графия базальтов.....	4,0–4,5 м
9. Пески полимиктовые мелкозернистые темно-серые.....	4,5–4,9 м
10. Супеси темно-серые слоистые за счет частых пропластков растительного детрита мощностью 1–2 см, которые в объеме слоя составляют порядка 40 %.....	4,9–5,2 м
11. Суглинки светло-серые.....	5,2–5,6 м
12. Глины светло-серые.....	5,6–5,9 м
13. Супеси светло-серые.....	5,9–6,3 м
14. Суглинки светло-серые с редкими прослоями растительного детрита мощностью до 0,5 см.....	6,3–6,8 м
15. Пески полимиктовые мелкозернистые коричневатые-серые.....	6,8–7,1 м
16. Суглинки темно-серые с редкими прослоями песка мощностью до 3,0 см, содержащего рассеянные включения растительного детрита.....	7,1–8,0 м
17. Супеси светло-серые.....	8,0–8,3 м
18. Частое ритмичное переслаивание темно-серых суглинков и коричневатых-серых супесей. Мощность прослоев составляет 0,2–2,0 см. В супеси содержатся тонкие (до 0,3–0,6 см) прослои растительного детрита ..	8,3–9,1 м
19. Супеси коричневатые-серые с редкими тонкими (до 3–5 мм) пропластками растительного детрита.....	9,1–9,9 м

Ниже в разрезе скважины 6 вскрыты каргинские лагунные и морские отложения (22,9 м), представленные переслаиванием супесей и суглинков с мощностью слоев 0,5–2,5 м, морские казанцевско–муруктинские образования мощностью 42,7 м – переслаивающиеся глины, суглинки, супеси и пески. В верхней части более глинистые тонкослоистые, книзу опесчаниваются и переходят пески полимиктовые мелкозернистые. Под ними залегают среднеплейстоценовые отложения мощностью 11,3 м, представленные супесями, песками полимиктовыми мелкозернистыми и среднезернистыми с мощностью слоев 3–4 м, иногда с частыми тонкими прослойками растительного детрита.

В устье р. Тамыха в опорном обнажении № 11 обнажаются неяснослоистые супеси темно-серого цвета, в верхней части слоя содержащие тонкие прослойки растительного детрита, а в нижней – рыхлые лучистые конкреции карбонатно-кремнистого состава. В кровле слоя залегают желтые мелко-тонкозернистые полимиктовые пески мощностью около 1,0 м. Из слоя с конкрециями С. Л. Троицким [35] были выделены северо-альпийские виды диатомовых, обитающие в пресных холодных водах: *Pinnularia subborealis*, *Diatoma hiemale* var. *mesodon*, *Navicula lagerstedtii*.

ГОЛОЦЕН

Голоценовые отложения распространены на площади работ повсеместно и представлены следующими генетическими типами: аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерными и палюстринными. Выделяются нижнеголоценовые и верхнеголоценовые отложения.

НИЖНЯЯ ЧАСТЬ

Аллювиальные отложения ($\alpha^1 N^1$) слагают первую надпойменную террасу высотой 5–10 м р. Сырадасай в среднем и верхнем ее течении. На верхнем отрезке долины р. Сырадасай, ниже устья р. Южной отложения этой террасы в верхней части сложены серыми полимиктовыми среднезернистыми песками и перекрыты песчано-гравийно-галечным материалом с валунами видимой мощностью более 8,0 м. Ниже по течению р. Сырадасай скважиной 2 вскрыты уже бурые суглинки, содержащие 30 % от объема угловатых галек долеритов и песчаников мощностью 3,4 м.

В приустьевой части р. Верх. Тамы в опорном обнажении № 9 коричневые полимиктовые глинистые среднезернистые пески мощностью 2,5 м перекрыты сверху песчано-гравийно-галечными грубослоистыми отложениями. Общая мощность аллювия до 4,0 м, залегает он на серовато-зеленой озерной супеси.

Судя по этим разрезам состав аллювия зависит от состава размываемых более древних отложений. Мощность аллювия по изученным разрезам на соседнем с востока листе составляет 3–5 м, редко – 10,0 м. Вниз по течению р. Сырадасай аллювиальные осадки фациально замещаются озерно-аллювиальными образованиями.

Озерно-аллювиальные отложения ($\alpha^1 N^1$) выделены в приустьевой части р. Дюндака и в нижнем течении р. Сырадасай, где они приурочены к первой надпойменной террасе высотой 5–10 м. В разрезе опорного обнажения № 10 с неровным эрозионным контактом на среднекаргинских отложениях залегают:

1. Супеси серые неяснослоистые. Слоистость намечена пропластками глинистого среднезернистого песка мощностью до 1 см, редко встречаются 1–3 мм прослой растительного детрита. В подошве – линзовидный 10 см прослой растительного детрита.....	2,3 м
2. Переслаивание среднезернистых кварц-полевошпатовых песков с тонкозернистыми глинистыми песками в верхней части и серыми супесями – в нижней. Мощность прослоев 0,05–0,2 м.....	2,0 м
3. Пески мелко- и среднезернистые существенно кварц-полевошпатовые обохренные до желтого цвета.....	0,3 м
4. Пески глинистые тонкозернистые серые.....	0,4 м
5. Торфяной войлок.....	0,3 м

Вскрытая мощность озерно-аллювиальных отложений составила 5,3 м. Мощность отложений на территории листа 7 м.

ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ

Аллювиальные отложения (αN^2) слагают пойму рек Сырадасай и Дюндака. Они представлены галечниками в верховьях рек, слоистыми песчано-глинистыми отложениями, супесями мощностью до 4,0 м с прослоями торфов и растительного детрита – в средних и нижних течениях рек [58].

В разрезе скважины 7 в приустьевой части р. Сырадасай описываемый стратоген представлен буровато-коричневыми супесями с многочисленными растительными остатками мощностью 1,7 м.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГОЛОЦЕНА

В составе голоцена выделяются нерасчлененные палюстринные, озерные и аллювиальные образования.

Палюстринные (болотные) отложения (pN) приурочены к днищам спущенных термокарстовых и остаточных озер развитым в основном на поверхности морских террас. Они представлены слоистыми суглинками, илами мощностью до 3,0 м с прослоями торфов.

Озерные отложения (N) приурочены к западному берегу озера Надудотурку, где слагают две низкие террасы высотой 0–5 и 5–10 м. У тылового шва высокой террасы находятся хорошо сохранившиеся ледово-напорные валы высотой до 2–3 м, сложенные песчано-гравийно-галеч-

но-щебнисто-валунными отложениями. Поверхность террасы неровная, осложнена торфяными буграми и озерными западинами, разбита системой повторно-жильных льдов. Верхняя часть разреза сложена серыми суглинками. Мощность озерных отложений не превышает 5,0 м.

Аллювиальные осадки голоцена (aH) выделяются в верхней части долин рек Холодная и Прав. Убойная, где объединяют в своем составе песчано-гравийно-галечные осадки поймы мощностью до 5,0 м.

На геологической карте *аллювиальные и палюстринные отложения* даны объединенными (Q_H).

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К ним относятся элювиальные, делювиальные и солифлюкционные и солифлюкционные осадки, которые показаны только на карте четвертичных образований. Этот комплекс склоновых и водораздельных отложений широко развит в горах Бырранга. Время формирования их условно принимается кватером.

Элювий (e) покрывает практически сплошным чехлом выходы коренных пород на водоразделах и их склонах в горной части площади. В зависимости от устойчивости пород размерность обломков варьирует от крупных глыб до дресвы. Наиболее крупноглыбовые развалы характерны для магматических пород. Наименее устойчивы к выветриванию породы угленосной толщи, образующие дресвяно-щебнистые развалы. Мощность элювия до 3,0 м.

Делювиальные и солифлюкционные отложения (d,s) широко развиты на пологих и средних по крутизне склонах. Представлены они суглинисто-щебнистым покровом мощностью до 5 м.

Солифлюкционные образования (s) распространены наиболее широко. Они формируются на склонах различной крутизны и представлены обычно суглинками со смесью обломочного материала различной крупности. Мощность этих осадков составляет 0,5–0,7 м, редко – до 6,4 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

На площади листа S-44-XXIX, XXX интрузивные образования пользуются широким распространением по всей площади. Насыщенность силлами осадочного разреза перми достигает на отдельных участках 20–40 %.

Исходя из положения интрузивных тел в стратиграфическом разрезе и их состава, а также по взаимоотношению между собой выделяют разновозрастные группы интрузий, включающие следующие комплексы: позднепермский тарисеймитаринский ($\tau\beta P_3tt$); раннетриасовые быррангский (βT_1b) и боотанкагский ($\omega\beta T_1bt$); ранне-среднетриасовый (?) моржовско-убойнинский ($\gamma\xi; \xi T_{1-2} ?mi$); средне-поздетриасовые нижнепясинский ($\gamma\delta\pi T_{2-3}np$), пясинский ($\chi T_{2-3}ps$) и чичаговский ($\Delta T_{2-3}cc$).

По объему среди интрузивных пород преобладают позднепермский тарисеймитаринский и раннетриасовый быррангский комплексы. Интрузивные образования этих комплексов пользуются широким распространением. Они представлены телами пород основного состава. По форме среди них различаются силлы и дайки. Мощность силлов колеблется от 5–6 до 35–40 м, достигая 80 м. Редко отмечаются дайки, являющиеся подводными каналами к пластовым телам; их мощность колеблется от 2 до 10 м. Основное количество тел интрузий локализовано среди пород перми. Наибольшая их концентрация наблюдается в бассейне реки Правая Убойная, где насыщенность силлами осадочного разреза верхней перми достигает 30 %.

Интрузии этих комплексов отчетливо дешифрируются на всех видах аэрофотоматериалов. На местности они образуют преимущественно положительные формы рельефа. Послойные тела долеритов имеют узкие вытянутые, нередко прерывистые полосы с шагреновой мелкобугорчатой структурой поверхности серого, темно-серого фототона. Маломощные тела прослеживаются в виде темных штриховых полос, среди более светлых вмещающих пород и требуют наземной заверки. Высокая фотогеничность интрузий долеритов и их параллельное залегание с вмещающими породами позволяет с большей достоверностью дешифровать пликативные структуры.

В магнитном и гравиметровом полях силлы долеритов, ввиду их малой мощности, не проявляются, хотя и имеют достаточно высокие значения избыточной плотности и намагниченности (от 2 до 3 г/см³ и магнитная восприимчивость – $(250–750) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ). При высокой насыщенности осадочных пород интрузиями базитов хорошо читается структура поля, и увеличивается его расчлененность, что позволяет выделять пликативные структуры в магнитном поле. Интрузии базитов имеют низкую естественную радиоактивность (3–8 мкР/ч), а умереннощелочные интрузии тарисеймитаринского комплекса – 12–15 мкР/ч.

Контактово метаморфизованные породы магматических комплексов базитов представлены роговиками. Мощность зоны контактовых изменений составляет первые метры, реже – десятки метров.

Тарисеймитаринский комплекс трахидолеритовый ($\tau\beta P_3tt$) объединяет наиболее ранние интрузивные образования, комагматичные эффузивам сырадасайской свиты верхней перми. На части закартированной территории листов они залегают среди пород перми и имеют с ними параллельные контакты. Основной объем интрузий этого типа приурочен к основанию овражинской свиты. Они слагают мощные (до 80 м) силлы в районе г. Столовой, г. Скалистой, г. Холодной и в бассейне р. Правой Убойной. Преимущественная форма залегания – силлы мощностью от 5 до 80 м и протяженностью до первых десятков километров, реже – маломощные дайки, протяженностью первые километры. Строение силлов и даек достаточно однородное, они сложены умереннощелочными оливиновыми долеритами и титанавгитовыми трахидолеритами.

По петрохимическим особенностям выделяются две разновидности пород: титанавгитовые трахидолериты и умереннощелочные оливиновые долериты.

Титанавгитовые трахидолериты обладают полнокристаллической порфировой гломеропор-

фировой и долеритовой структурами. Состоят из кристаллов плагиоклаза (35–55 %) таблитчатой, призматической форм размером 1,8–3,0 м (An_{48-52}). Трешиноватые его зерна содержат включения клинопироксена различных размеров; реже – имеют пегматоидные структуры прораствания. Иногда содержат мелкие микрографические вроски кварца. Отмечается неравномерная пелитизация, сосюритизация и серицитизация плагиоклаза. Клинопироксен (20–25 %) представлен титанавгитом фиолетово-розовой окраски призматической формы кристаллами размером до 0,8–3,0 мм с простыми двойниками. По периферии его зерна обрастают коричневой роговой обманкой и ярко-коричневым илдингсит-боулингитом. Оливин (3–5 %) зеленоватого цвета в зернах размером до 1,6 мм расположен в интерстициях. Отмечается замещение его илдингсит-боулингитом. Кварц ксеноморфный размером до 0,6 мм, часто совместно с калина-тровыми полевыми шпатами в микрографических пространствах. Биотит представлен мелкими пластинками коричневого, красно-коричневого цвета, частично хлоритизирован и приурочен к выделениям рудного. Рудные минералы (4–5 %) наблюдается в виде неправильных зерен магнетита и ильменита размером до 0,1 м в пироксене и оливине.

Умереннощелочные оливиновые долериты – серые, зеленовато-серые мелко-среднезернистые породы с грубоплитовидной отдельностью, обладают порфировой, гломеропорфировой, пойкилоофитовой структурами. Порода состоит из ксеноморфных ойкокрисстов размером до 2,0–2,5 мм клинопироксена с большим количеством хадакрисстов плагиоклаза и оливина, часто в виде скоплений. Промежутки выполнены агрегатом мелких зерен плагиоклаза, пироксена, оливина и рудного. Оливин (8–10 %) образует скопления зерен размером до 0,2 мм овальной формы. Клинопироксен (25–30 %) представлен титанавгитом фиолетово-розового цвета, иногда с тонкой каемкой рудного. Плагиоклаз (An_{45-50}) (45–50 %) в виде мелкопризматических зерен и лейст (0,02–0,3 мм) часто с полисинтетическими двойниками неравномерно пелитизированных. В интерстициях иногда присутствуют мелкие пластинки коричневого, красно-коричневого биотита (2–3 %) в ассоциации с неправильными зернами магнетита (3–5 %) размером до 0,2 мм. Акцессорный апатит (1–2 %) имеет тонкопризматическую форму размером до 0,1–0,8 мм.

По химическому составу породы тарисеймитаринского типа на диаграмме в координатах $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ занимают область умереннощелочных пород. По степени глиноземистости умереннощелочные долериты относятся к щелочной умеренно глиноземистой, а трахидолериты – к слабощелочной низко глиноземистой калиево-натриевой сериям пород. По химическому составу (табл. 1) умереннощелочные долериты отличаются от трахидолеритов пониженными содержаниями кремнезема и повышенными значениями – титана, железа, магния и фосфора. По геохимическим данным породы характеризуются повышенными значениями титана, марганца, циркония, стронция, бария и пониженными – меди и никеля, относительно кларковых для основных пород.

Таблица 1

Химический состав интрузий тарисеймитаринского комплекса

Компоненты	Умереннощелочной оливиновый долерит	Титанавгитовый трахидолерит		
	обр. 6198-2	обр. 6688/3	обр. 66119/4	обр. 66247/3
SiO ₂	45,4	50,38	50,68	50,96
TiO ₂	3,41	2,26	2,13	2,29
Al ₂ O ₃	15,0	13,8	13,21	13,80
Fe ₂ O ₃	4,83	4,24	4,52	5,04
FeO	11,04	10,03	11,86	11,71
MnO	0,20	0,18	0,22	0,22
MgO	5,00	5,30	4,34	3,97
CaO	8,30	8,84	7,49	7,21
Na ₂ O	3,84	3,17	3,61	2,95
K ₂ O	2,09	1,44	1,73	1,90
P ₂ O ₅	1,14	0,35	0,35	0,42
п.п.п.	0,52	0,36	0,45	0,26
Сумма	100,77	100,35	100,59	100,73

Позднепермский возраст интрузий комплекса принят по аналогии с сопредельными площадями [65, 66] и согласно легенде Таймырской серии на основании комагматичности их позднепермским вулканитам сырадасайской свиты.

Бырангский комплекс толеит-долеритовый (βТ₁b). Интрузии комплекса на территории листа S-44-XXIX, XXX составляют основной объем всех интрузивных пород. Они представлены силлами мощностью от 5 до 25 м, редко – до 80 м и редкими непротяженными дайками мощностью до 5 м. Все тела размещаются среди пород перми. По петрохимическим и петро-

графическим данным описываемый комплекс интрузий представлен пойкилоофитовыми оливиновыми и оливинсодержащими долеритами, порфиroidными долеритами.

Интрузии долеритов четко выражаются в рельефе. Они образуют узкие линейные гряды, резко возвышающиеся над окружающей местностью и состоящие из скальных выходов и крупноглыбовых курумов, либо – линейные полосы глыбово-щербнистого делювия или крутые уступы на склонах. Они часто бронируют склоны и водораздельные поверхности, за счет чего образуется рельеф кузостового типа.

Формы рельефа, характерные для долеритов, определяют их дешифровочные признаки. Интрузии долеритов в большинстве случаев прекрасно дешифрируются на АФС различных масштабов. Как правило, они выражаются узкими грядами, резко возвышающимися в рельефе, а также отличаются от прочих пород более темным фототонном. На склонах они образуют крутые уступы с характерной поперечной штриховкой, которая обусловлена сетью коротких крутых ложков. Залегая параллельно с вмещающими породами, они облегчают дешифрирование дизъюнктивных и пликативных структур.

Интрузии долеритов обладают весьма близкими физическими свойствами и, в то же время, существенно отличаются от вмещающих пород. Долериты выражаются в физических полях. В магнитном поле им отвечают линейные положительные аномалии интенсивностью до 800 нТл, подчеркивающие структурный план территории. В поле силы тяжести отдельные тела вследствие малой мощности и объема не выражены. Интрузии долеритов комплекса имеют низкий гамма-фон не превышающий 6–8 гамм.

Маломощные силлы имеют простое строение и сложены пойкилоофитовыми долеритами и оливиновыми долеритами. В раздувах тел, а также в более мощных силлах, дифференциация проявляется весьма слабо. В этом случае в верхних частях интрузий встречаются горизонты безоливиновых долеритов.

Пойкилоофитовые оливиновые долериты являются преобладающими разностями. Макроскопически это зеленовато-серые однородные массивные породы, обладающие пойкилоофитовой, долеритовой, участками интерсертальной структурами. Породы состоят из ксеноморфных зерен клинопироксена (20–40 %) размером 3,0×3,0 мм с пойкилитовыми включениями плагиоклаза и оливина. Плагиоклаз-лабрадор (An₆₀₋₆₅) (35–50 %) в призматических зернах размером до 0,1–0,7 мм слабо пелитизирован. Оливин (10–15 %) округлой формы размером 0,4–0,7 мм в разной степени замещен илдингсит-боулингом. В мезостазисе отмечаются зеленая роговая обманка, слюда, карбонат, калинатровый полевой шпат в микрографическом срастании с кварцем. Магнетит (2–4 %) неправильной формы, зерна размером до 0,1–0,2 мм, часто с комками красновато-коричневого биотита (1–2 %). Акцессорный апатит наблюдается в виде мелкопризматических зерен. В некоторых телах долеритов наблюдаются шпирсы линзовидной формы размерами (1–1,5)×0,5 м габбродолеритов с офитовой структурой.

Порфиоровые долериты – серые, темно-серые породы с порфиоровой, гломеропорфиоровой, офитовой структурами. Плагиоклаз (40–45 %) в виде порфиоровых и гломеропорфиоровых выделений призматической формы размером 2–4 мм, содержащих мелкие включения плагиоклаза второй генерации. В основной массе плагиоклаз имеет мелкопризматическую форму размером до 0,4–0,8 мм, частично замещен микрочешуйчатым агрегатом (пелит, хлорит, зеленая слюда). Клинопироксен – пижонит (35–40 %) представлен ксеноморфными зернами размером до 0,8–1,5 мм с пойкилитовыми включениями плагиоклаза. В разной степени он замещен зеленовато-коричневой роговой обманкой, мелкими пластинками ярко-коричневого биотита, карбонатом. Оливин (3–5 %) в неправильной формы зернах до 0,7–0,8 мм, участками – полностью замещен илдингсит-боулингом, бесцветным тальком с сыпью рудных минералов. Интерстиции выполнены агрегатом клинопироксена, оливина и пелитизированного полевого шпата с микрографическими вростками кварца (4–8 %), а также вторичными минералами: хлоритом, слюдой, карбонатом. Рудный минерал – ильменит (1–2 %) наблюдается в неправильных зернах размером до 0,8 мм и скелетных кристаллах, часто лейкоксенизированных. Акцессорный апатит (1 %) в игольчатых или тонкопризматических кристаллах.

На диаграмме SiO₂–(Na₂O+K₂O) фигуративные точки пород быррангского комплекса расположены в поле нормальных долеритов. Они занимают поля долеритов и лейкодолеритов и относятся к известково-щелочной и субизвестково-натриевой сериям пород нормального ряда. Петрохимические параметры пород указывают, что данные породы являются производными толеитовой магмы (табл. 2). Химические анализы характеризуют породы быррангского типа как меланомезократовые базиты низко и умеренно глиноземистые с калиево-натриевым типом щелочности [66]. Они характеризуются высоким коэффициентом фракционирования. Содержания элементов-примесей в породах этого комплекса характеризуются несколько повышенными содержаниями меди, никеля, кобальта, хрома, стронция и бария и колеблется на уровне кларко-

Химический состав интрузий быррангского комплекса

Компоненты	Пойкилоофитовый оливиновый и оливинсодержащий долерит		Порфиroidный долерит		Оливиновый габбродолерит	
	обр. 6691/2	обр. 6198/1	обр. 6688/6	обр. 53104/1	обр. 6173/16	обр. 6178/1
SiO ₂	48,98	48,75	50,59	47,14	48,53	50,85
TiO ₂	1,08	1,56	1,04	1,41	3,19	1,61
Al ₂ O ₃	15,74	15,53	15,53	15,61	15,37	17,67
Fe ₂ O ₃	3,50	3,36	3,45	4,50	4,14	2,84
FeO	9,43	11,40	8,40	10,30	11,04	6,58
MnO	0,17	0,19	0,17	0,20	0,19	0,14
MgO	7,24	6,50	6,96	6,78	4,44	4,71
CaO	10,78	9,96	10,33	10,39	8,84	10,08
Na ₂ O	2,49	2,69	2,62	2,40	2,79	3,46
K ₂ O	0,48	0,48	1,00	0,55	0,51	0,67
P ₂ O ₅	0,13	0,20	0,13	0,16	0,26	0,18
п.п.п.	0,70	0,14	0,60	0,82	1,00	1,48
Сумма	100,72	100,76	100,82	100,26	100,30	100,27

Возраст быррангского комплекса принят раннетриасовым по аналогии с сопредельными площадями [58] и согласно легенде Таймырской серии.

Боотанкагский комплекс оливинит-троктолит-габбровый (ωβT₁bt). Интрузии этого типа ограничено распространены в юго-восточной части листа S-44-XXIX, XXX. Они закартированы среди базальтов верхтамской свиты в районе оз. Надудотурку. Интрузивные тела представлены sillами мощностью 20–25 м и дайкообразными телами северо-восточного простирания мощностью 10–25 м, редко – до 50 м (рр. Дюндака, Сырадасай).

По петрохимическим и петрографическим данным описываемый комплекс интрузий представлен пикритовыми долеритами и анортозитовыми оливиновыми габбродолеритами.

Пикритовые долериты темно-серые с мелкокристаллической текстурой и пойкилоофитовой, иногда оливинофировой структурами. Они сложены плагиоклазом (30 %), пироксеном (25–35 %) и оливином (15–30 %), стекловатым мезостазисом (3–5 %). Плагиоклаз в идиоморфных таблитчатых зональных кристаллах размером 1,5 мм имеет зональное строение. Внутренняя зона сложена лабрадор-битовнитом, внешняя – андезин-лабрадором. Пироксен в ксеноморфных зернах размером до 3 мм светло-зеленого и бурого цветов. Оливин наблюдается в виде идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов размером до 1,5–2,0 мм. По многочисленным трещинкам в нем развивается серпентин и биотит, иногда наблюдаются полные псевдоморфозы вторичных минералов (талк, серпентин), с редкими идиоморфными включениями хромита. Стекловатый мезостазис светло-бурого цвета выполняет интерстиции и содержит микролиты магнетита.

Анортозитовые оливиновые габбродолериты – серые, зеленовато-серые средне-крупнокристаллические породы с порфиroidной, офитовой структурами. Порфиroidные выделения представлены табличками плагиоклаза размером 1,5–2 мм, часто образующими гломеропорфиroidные скопления. Плагиоклаз (35–40 %) зональный: в центре битовнит (№ 88) с лабрадором (№ 68) по периферии. По трещинам развивается альбит. Промежутки между плагиоклазом выполнены мелкозернистой массой с долеритовой структурой, состоящей из мелкопризматических зерен плагиоклаза и агрегата пироксена и оливина. Клинопироксен (35–40 %) ксеноморфный, сильно трещиноватый с единичными хадакритами плагиоклаза. Оливин (8–13 %) представлен зернами размером 0,3×0,6 мм, полностью замещенных зеленоватым серпентином и иддингсит-боулингом. В интерстициях в небольшом количестве присутствует полураскристаллизованное стекло с микролитами плагиоклаза, клинопироксена, скелетными выделениями магнетита и замещенное хлоритом. В основной массе наблюдаются мелкие пустоты неправильной формы, заполненные хлоритом, реже – мелкозернистым агрегатом бесцветного цеолита и хлорита.

По химическому составу породы боотанкагского типа выделяются среди пород базитового комплекса высокими содержаниями магния (табл. 3). Они представлены известково-щелочной (пикритовые долериты) и слабощелочной (анортозитовые габбродолериты) натриевой сериями и имеют значительные вариации по основности на диаграмме А. Н. Заварицкого. Тренд интрузий боотанкагского типа на диаграмме Заварицкого имеет сходство с трендами дифференцированных интрузий Норильского района. В координатах SiO₂–(Na₂O+K₂O) пикритовые долериты попадают в поле пикродолеритов, а лейкократовые породы анортозитовых оливиновых габбро-

долеритов – в поле лейкодолеритов. По геохимическим данным пикритовые долериты выделяются среди остальных пород данного типа повышенными значениями халькофильных элементов (никеля, кобальта, хрома, марганца) и минимальными отношениями меди к никелю – 0,2 и максимальными никеля к хрому – 1,26, никеля и хрома к цирконию – 5,8 и 4,6, соответственно, стронция к барию – 0,61.

Т а б л и ц а 3

Химический состав интрузий боотанкагского комплекса

Компоненты	Пикритовый долерит	
	обр. 53011/8	обр. 53063/1
SiO ₂	47,44	45,81
TiO ₂	0,68	0,72
Al ₂ O ₃	13,80	13,32
Fe ₂ O ₃	2,72	3,81
FeO	7,97	7,47
MnO	0,15	0,16
MgO	15,12	13,71
CaO	8,40	8,06
Na ₂ O	1,74	1,65
K ₂ O	0,25	0,36
P ₂ O ₅	0,08	0,09
п.п.п.	2,07	5,07
Сумма	100,42	100,23

Контактовые изменения связаны с интрузиями в эндоконтактовой зоне и выражаются в появлении тонкокристаллических, до афанитовых разностей микродолеритов. Эндоконтактовые изменения зависят от мощности тел и состава вмещающих пород. Песчаники, алевролиты, аргиллиты и карбонаты на контакте с ними превращаются в сливные роговики, часто с реликтами слоистых текстур. Глинистый, глинисто-карбонатный цемент подвергается перекристаллизации с появлением гранобластовых структур с новообразованиями хлорита, серицита, кальцита. Мощность роговиков не превышает первых метров. В базальтах под воздействием долеритовых интрузий развивается альбит по полевоому шпату и хлорит, амфибол – по пироксену и оливину.

Возраст описываемых интрузий определяется их положением в разрезе (самыми молодыми вмещающими породами являются лавы нижнего триаса) и принят по аналогии с сопредельными площадями [65, 66] и согласно легенде Таймырской серии.

Моржовско-убойнинский комплекс монцонит-граносиенитовый. Интрузии этого возраста описывались на Горном Таймыре как комплекс малых умереннощелочных и щелочных мезозойских интрузий. Впервые они были выделены и описаны в 1953–1955 гг. М. Г. Равичем и Л. А. Чайкой, после специальных геолого-петрологических исследований [33]. Непосредственно на исследуемой территории листов эти породы описаны Г. Н. Старициной [71] и С. А. Гулиным [15].

На территории листа S-44-XXIX, XXX интрузии комплекса выделяются впервые и картируются в виде одного Убойнинского штока и даек. Они приурочены к убойнинской зоне разломов северо-западного простирания. Морфологически Убойнинская интрузия имеет овальную, площадь ее – до 30 км² и гипсометрически она приурочена к водоразделу. Дайки имеют мощность от 0,5–1 до 3–5 м, редко – 10 м; по простиранию некоторые из них прослеживаются на 7–8 км.

На АФС Убойнинская интрузия выделяется в виде светлых или темных пятен с характерным неровным фототоном с нечеткими границами, что соответствует на местности элювиальным развалам пород. Дайки практически не дешифрируются. В геофизических полях четко выделяются только Убойнинский массив. Ему соответствует слабоположительное магнитное поле и отрицательная аномалия силы тяжести.

Строение комплекса на территории листов двухфазное, на территории листов S-44-XXIX, XXX присутствуют породы первой и третьей фаз. В первую фазу произошло становление крупных штока интрузии Убойной и редких мощных даек кварцевых монцонитов и сиенитов; третья фаза – дайки граносиенитов, сиенитов, сиенитов-порфиоров

Первая фаза. Кварцевые монцониты и сиениты ($\xi T_{1-2} ? mu_1$) слагают наиболее крупные интрузивные тела – интрузивный шток Убойнинский. С этим типом пород связаны рудопоявления медно-порфиорового типа. Массив Убойнинский расположен на водоразделе рек Прав. Убойная–Базовая и имеет сложное строение. Его площадь составляет около 30 км². Убойнинский массив в структурном плане приурочен к Убойнинской зоне «сквозных» разломов северо-западного простирания. Он разделен субширотным нарушением на два блока: северный и юж-

ный. В северном блоке обнажается апикальная часть массива с реликтами кровли; в южном – породы центральной части штока. Амплитуда перемещения составляет 100–150 м.

В магнитном поле массиву соответствует локальная положительная аномалия (300–400 нТл) изометричной формы, соответствующей основному штоку интрузии. Магнитной аномалии в плане соответствует аномалия силы тяжести.

Массив имеет форму штока с крутыми, близкими к вертикальному, контактами. В северной части – грибовидную форму, соответствующую апикальной части интрузива. Апикальная (мощность до 100 м) и эндоконтактовая (первые десятки метров) зоны массива сложены кварцевыми монцонит-порфирами, которые постепенно сменяются порфиroidными кварцевыми монцонитами и сиенитами. В юго-восточной части массива с поверхности скважинами вскрыты зоны метасоматически измененных и брекчированных пород, в которых локализуются медно-молибденовые руды. Рассеянная минерализация присутствует и в порфиroidных кварцевых монцонитах. Среди пород интрузии Убойной выявлено медно-молибден-порфиroidное оруденение до глубины 103 м. Породы Убойнинского массива секут силлы долеритов быррангского комплекса. К востоку от массива в лавах нижнего триаса наблюдаются дайки кварцевых монцонитов, являющихся апофизами этого массива.

На вскрытом эрозионном уровне Убойнинский массив представлен кварцевыми монцонитами с постепенным переходом к кварцевым сиенитам. Это серые, реже розовато-серые крупно-среднекристаллические порфиroidные породы. Состав: плагиоклаз – 30–40 %, калиево-натриевый полевой шпат – 35–45 %, амфибол – 4–8 %, биотит – 3–7 %, кварц – до 10–15 %, акцессории – до 1–2 %. Кварцевые сиениты отличаются уменьшением количества плагиоклаза (10–15 %) и повышением содержания калиево-натриевого полевого шпата (до 60–70 %), кварца (20–25 %). Предыдущими исследователями все эти породы описывались как граносиениты. Нами, согласно последним решениям петрографических совещаний и Петрографического кодекса, для них принимается название кварцевые монцониты и сиениты. Структура пород гипидиоморфнозернистая, порфиroidная. Плагиоклаз обычно представлен двумя генерациями. В порфиroidных выделениях зональные таблицы размером от первых мм до $1 \times (2-2,5)$ см; в ядре андезин, в краях – олигоклаз. В основной массе лейсты олигоклаз-андезина, часто с антипертитами. Характерна альбитизация, серицитизация. Калиево-натриевый полевой шпат – крупные зерна в порфиroidных выделениях (до 2–2,5 см) и основной массе включает в себя плагиоклаз, темноцветные минералы, весьма обычны пертитовые структуры. Он развивается по плагиоклазу, слабо пелитизирован. По составу соответствует ортоклазу. Кварц в промежутках между полевыми шпатами в ксеноморфных зернах размером до 1–2 мм, слегка трещиноватых часто с волнистым погасанием. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой в призматических кристаллах до 1 мм. Биотит чаще в таблитчатых формах размером 1–2 мм, обычно в ассоциации с роговой обманкой. Редко отмечаются единичные зерна пироксена, обычно амфиболизованного. Среди акцессорных минералов отмечаются апатит, сфен, циркон, редко – флюорит.

Породы *третьей фазы* представлены мелкими штокообразными телами сиенитов ($\xi T_{1-2} ? mu_3$) в районе оз. Сырута и единичными дайками граносиенитов, сиенитов и сиенит-порфиroidов ($\gamma \xi T_{1-2} ? mu_3$). Дайковые породы, сопровождающие становление комплекса, представлены сиенитами и сиенит-порфирами. Дайки сиенитов мощностью 1–2 м по простиранию прослежены на десятки метров. Группируются в пояса даек в ассоциации с дайками лампрофиroidов (р. Холодная). В геофизических полях они не выражены из-за своей малой мощности. Тела в районе оз. Сырута и дайки в силу малой мощности не выражаются в физических полях и не дешифрируются на АФС.

Сиениты, слагающие секущие тела в районе оз. Сырута, прорывают базальты верхтамской свиты. Породы серого, розовато-серого, розового цветов массивные крупносреднекристаллические, часто порфиroidные, реже – трахитоидные с гипидиоморфнозернистой структурой. Полевошпатовая часть представлена плагиоклазом (25–35 %) и калиевым полевым шпатом (45–65 %). Плагиоклаз в идиоморфных призматических, таблитчатых кристаллах размером от 0,4–0,7 до $1,5 \times 2$ мм по составу – олигоклаз, андезин-олигоклаз, изредка с антипертитовыми вростками калиевого полевого шпата. Наблюдаются зональные кристаллы, границы роста которых подчеркиваются пелитовым и серицит-альбитовым агрегатами. Калиевый полевой шпат в ксеноморфных выделениях до 1×1 мм и в порфиroidных вкрапленниках удлиненно-призматических кристаллов размером до 2–3 мм представлен анортоклазом, анортоклаз-пертитом. Последний обладает характерной для него зональностью распределения пертитовых вростков: количество их увеличивается от центра к периферии. Наблюдается замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом с образованием диаблостовой структуры – калишпатизация. Пироксен в количестве от 5–7 до 10–15 % по составу соответствует диопсид-геденбергиту, интенсивно замещает-

ся роговой обманкой. Амфибол (обыкновенная роговая обманка) преимущественно развивается по пироксену. Отмечаются разновидности сиенитов, содержащие биотит до 5–7 % и ксеноморфный кварц до 2–3 %. Акцессории: апатит, сфен, единичные зерна циркона, ортита. При уменьшении содержаний плагиоклаза и темноцветов сиениты имеют постепенные переходы к щелочно-полевошпатовым сиенитам.

Сиениты и сиенит-порфиры, слагающие маломощные дайки, имеют окраску светло-серого, серого цветов различных оттенков, мелко-тонкокристаллические, часто порфиристые, гломеро-порфиристые. Сиенит-порфиры отличаются от собственно сиенитов наличием порфиристых структур. Порфиристые выделения (до 10–15 %) размером от первых миллиметров до 1–2 см представлены зональным плагиоклазом, калиево-натриевым полевым шпатом, биотитом, редко полностью измененными пироксеном или амфиболом и кварцем. Породы сложены (в %): ортоклазом – 50–70, Al_{5-10} – 20–30, кварцем – 5–15, темноцветными минералами, представленными псевдоморфозами по пироксену и роговой обманке, – до 10–15 % и иногда присутствует биотит (до 10 %); акцессорные минералы: апатит, сфен, магнетит, сульфиды; вторичные минералы: альбит, серицит, хлорит, кальцит.

Широко развиты вторичные процессы. Полевошпатовая часть интенсивно замещается альбитом, серицитом, реже – пелитом. По темноцветам развивается хлорит, карбонат; практически первичных минералов этой группы не сохраняется. Исключение является биотит.

Калиево-натровый полевой шпат (ортоклаз) интенсивно изменен; зерна размером 0,1–0,2 мм. Плагиоклаз представлен короткопризматическими, таблитчатыми, квадратными и субизометричными зернами размером 0,1–0,2 мм. Зерна плагиоклаза серые значительно замещены вторичными минералами. Кварц образует ксеноморфные зерна размером до 1,5 мм. Роговая обманка образует мелкие, обычно неправильные по форме зерна, редко – призматические, а в поперечных сечениях – ромбовидные. Ее зерна окрашены в зеленый цвет и плеохроируют до светло-зеленого. Отчетливо проявляется спайность по призме, в поперечных сечениях в двух направлениях под углом 56°. В скрещенных николях отмечаются довольно высокие цвета интерференции ($N_g - N_p \approx 0,028$), угол погасания составляет до 20°. Сфен наблюдается в виде мелких неправильных по форме зерен размером менее 0,2 мм. Они окрашены в буроватые тона и плеохроируют. Для них характерен очень высокий рельеф и аномально высокие перламутровые цвета интерференции. Рудные минералы представлены мелкой вкрапленностью неправильных по форме черных зерен. Их размер не превышает 0,1 мм.

Автометасоматические изменения пород в массиве представлены калишпатизацией, альбитизацией, серицитизацией и пелитизацией полевошпатовой части пород и хлоритизацией, реже – амфиболитизацией темноцветов. В кварцевых монцонитах и сиенитах наблюдаются крупные зерна ортоклаза, включающие в себя плагиоклаз, темноцветы с диабазовыми структурами. Здесь же интенсивно идет пелитизация калиевого полевого шпата, а также альбитизация и серицитизация плагиоклаза. По роговой обманке развивается хлорит, биотит и карбонат, актинолит в виде маломощных каемок по краям кристаллов. Эти процессы наиболее широко развиты в юго-восточной части штока. Метасоматическое изменение пород связано с дальнейшими более глубокими преобразованиями материнских пород и проявлением рудной минерализации.

Наиболее распространены кварц-полевошпатовые метасоматиты. Образования этих пород возникают при наложении гидротермального процесса на брекчированные породы кварцевых монцонитов и сиенитов, кварцевых монцонит-порфиров, гранодиорит-порфиров. Кварц-полевошпатовые метасоматиты приурочены к юго-восточному эндоконтакту интрузии, где локализовано рудопроявление Убойное 1. Их распространение контролируется зонами и телами брекчирования пород мощностью до 3–5 м. Кварц-полевошпатовые метасоматиты представляют собой породы, сложенные преимущественно полевым шпатом (50–75 %) и кварцем (20–35 %), в переменном количестве присутствуют карбонат (10–20 %). Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, гематитом. Акцессорные минералы: апатит, циркон, флюорит. Полевой шпат представлен альбитом, интенсивно пелитизированным, серицитизированным. В краевых частях брекчированных метасоматических пород увеличивается содержание кварца до образования мономинеральных прожилков и полевошпат-кварцевых и кварц-карбонатных метасоматитов пропилитовой стадии. Полевошпат-кварцевые и кварц-карбонатные породы наиболее широко развиты в северо-западной части Убойнинской интрузии. С ними ассоциирует молибденит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит.

Вокруг интрузии картируется зона роговиков шириной 200–300 м. Роговики образуются за счет песчаников, алевролитов и аргиллитов. Наиболее распространены биотитовые роговики по песчаникам и алевролитам тонкозернистые темно-серого и серого цвета. Структура гранобластовая, реликтовая бластосаммитовая. Породы сложены кварцем (60–70 %) и биотитом (20–80 %) с постоянным присутствием пирита (2–8 %), калиевого полевого шпата и турмалина. Ос-

новную массу роговиков слагают изометричные зерна кварца (0,03–0,05 мм), среди которых равномерно рассеяны таблитчатые зерна биотита того же размера. Среди этой массы выделяются порфириобласты кварца и зерна ортоклаза (0,2–0,5 мм), а также неправильные зерна турмалина (до 0,5 мм), плеохроирующего от светло-желтого до зеленовато-коричневого цвета. Отмечаются агрегаты чешуек серицита и хлорита. Роговики по аргиллитам отличаются гранолепидобластовой структурой. Обильные скопления серицита образуют полосчатые агрегаты, которые переслаиваются с агрегатами тонкозернистого кварца. Обильная сыпь рудного пронизывает всю породу. Отмечается турмалин и биотит.

Долериты и базальты превращены в серые и светло-серые породы с довольно хорошо сохранившимися офитовыми структурами. По плагиоклазу развивается серицит, альбит. Практически полностью замещается пироксен, по которому образуются псевдоморфозы зеленой роговой обманки с дальнейшим замещением их актинолитом и биотитом. Широкое развитие этих минералов указывает на проявление щелочного метасоматоза во вмещающих породах Убойнинской интрузии.

В координатах $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ анализы породы вышеописанных интрузий образуют тренд соответствующий умереннощелочно-кислому ряду пород. Породы характеризуются преобладанием калия над натрием. Все породы относятся к калиево-натриевой серии пород, кроме даек представленных аплитами и гранит-порфирами, которые являются породами натриевой серии. Химические составы пород приведены в таблице 4.

Таблица 4

Химический состав пород моржовско-убойнинского и нижнепясинского комплексов (верховье р. Прав. Убойная, интрузия Убойная)

Компоненты	Кварцевый монзонит		Гранодиорит-порфир	Кварцевый сиенит			
	обр. 1-60	обр. 1-80	обр. 1-140	обр. 1-170	обр. 1-210	обр. 1-250	обр. 1-280
SiO ₂	63,67	62,32	70,05	65,75	64,41	66,87	67,28
TiO ₂	0,48	0,42	0,25	0,42	0,46	0,40	0,52
Al ₂ O ₃	16,05	15,30	16,19	16,45	16,06	15,07	15,02
Fe ₂ O ₃	0,48	0,39	0,17	0,66	0,62	0,57	0,49
FeO	2,43	2,32	1,71	2,14	2,46	2,18	2,35
MnO	0,09	0,09	0,08	0,09	0,08	0,08	0,05
MgO	2,48	1,84	1,75	2,61	2,67	2,34	2,39
CaO	3,73	4,09	2,45	3,22	3,69	3,42	3,32
Na ₂ O	2,45	3,02	2,00	2,52	3,40	2,80	2,48
K ₂ O	4,50	4,63	5,05	5,46	4,92	4,89	5,19
P ₂ O ₅	0,17	0,16	0,07	0,16	0,22	0,17	0,22
п.п.п.	2,71	4,26	0,17	0,35	0,50	0,84	0,17
Сумма	99,24	98,84	99,94	99,83	99,49	99,63	99,48

Возраст комплекса принимается ранне-среднетриасовый в соответствии с предлагаемыми дополнениями в серийной легенде и по аналогии с соседними площадями [8, 66]. По данным А. Г. Рублева К-Аг датировки по амфиболу и биотиту из мезозойских интрузий составляют 247 ± 13 млн лет, что соответствует рубежу перми и триаса (пробы 911, 9633, Y1271) [65]. Выполненные нами ранее [66] петролого-геохимические и геохронологические исследования нескольких массивов гранитоидов Западного Таймыра позволили получить новые доказательства их связи с проявлением Северо-Азиатского суперплюма на границе перми и триаса. Полученные U-Th-Pb-изотопные данные по цирконам и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по биотиту и амфиболам получены оценки возраста закрытия К-Аг изотопной системы – от 245 до 232 млн лет, которые соответствуют времени остывания массивов ниже температуры $\sim 300\text{--}350$ °С для биотита и $500\text{--}550$ °С – для амфибола. Для Убойнинского массива (проба 66196) Аг-Аг возраст, полученный по биотиту, совпал в пределах ошибки с установленным U-Pb методом по цирконам. Исходя из вышеприведенных данных авторы считают, что верхний возрастной предел этих магматических образований ограничивается средним триасом.

Нижнепясинский комплекс гранодиорит-гранит-порфировый ($\gamma\delta\tau_{2-3}np$). Интрузии нижнепясинского комплекса распространены на листе S-44-XXIX, XXX ограничено и представлены небольшим штоком в районе Убойнинского массива. На территории листа S-44-XXIX, XXX интрузии комплекса выделяются впервые. Они приурочены к убойнинской зоне разломов северо-западного простирания. Морфологически интрузия имеет овальную форму и вытянута в северо-западном направлении, площадь ее – $3,5 \text{ км}^2$.

Интрузии этого комплекса описывались на Горном Таймыре, как комплекс малых умереннощелочных и щелочных мезозойских интрузий. Впервые они были выделены и описаны в

1953–1955 гг. М. Г. Равичем и Л. А. Чайкой после специальных геолого-петрологических исследований [33].

На АФС интрузия комплекса выделяется в виде светлым неровным фототонном с нечеткими границами, что соответствует на местности элювиальным развалам пород.

Интрузия сложена гранодиорит-порфирами. Это желтовато-серые, серые микрокристаллические породы порфирированного облика. Порфирированные выделения составляют до 40–50 % объема породы. Основная часть порфирированных выделений представлена плагиоклазом и калиевым полевым шпатом размером от 2 до 4 мм, реже – до 2–3 см в длину, редкие оплавленные кристаллы кварца и интенсивно измененные – роговой обманки и биотита. Основная масса микрокристаллическая с микрофельзитовой структурой, по составу – кварц-полевошпатовая, существенно калишпатовая. В целом петрографический состав гранодиорит-порфирированных аналогичен кварцевым монзонитам. Наблюдаются различия, переходящие к кварцевым сиенит-порфирам, сиенит-порфирам за счет увеличения содержания калишпатовой части пород. Плагиоклаз представлен олигоклазом-альбитом, олигоклазом, реже – андезином. Часто наблюдаются зональные кристаллы и графическое прорастание их кварцем. По нему развивается альбит-серицитовый агрегат с примесью пелитового материала. Темноцветные минералы представлены биотитом, реже – роговой обманкой. Биотит в таблитчатых выделениях размером 1×1,8 мм, по нему широко развивается хлорит-карбонатный агрегат с примесью эпидота. Обыкновенная роговая обманка в призматических кристаллах 0,2×0,7 мм наблюдается в реликтах; ее псевдоморфозы выполнены хлоритом. Основная масса кварц-полевошпатовая. Полевошпатовая часть представлена плагиоклазом, редко наблюдается примесь до 5 % калиевого полевого шпата. Широко развивается карбонат. Кварц ксеноморфный, реже – в микрографическом срастании с полевым шпатом. Размер зерен в основной массе – до 0,1–0,2 мм. Рудные минералы представлены ильменитом (менее 1 %) и сульфидами (пирит, халькопирит). Акцессорные минералы: апатит, сфен, ортит в количестве до 1 %.

В координатах $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ анализы породы комплекса соответствуют умереннощелочно-кислоте ряду, относятся к калиево-натриевой серии пород и характеризуются преобладанием калия над натрием. Химический состав породы комплекса приведен в таблице 4.

Выполненные в ЦИИ «ВСЕГЕИ» изотопные определения цирконов из пород комплекса методом SHRIMP по пробе УМ-4-22-1 дали определения в рамках 230,2±3,6 млн лет. Возраст пород комплекса принимается средне-позднетриасовый в соответствии с предлагаемыми дополнениями в серийной легенде и по аналогии с соседними площадями [8, 64]. Авторы считают, что верхний возрастной предел этих магматических образований ограничивается поздним триасом, поскольку определения геохронологического возраста для комплекса «малых интрузий» Западного Таймыра не выходят за пределы триасовой системы: карнийский век – для лампроитов Убойнинского поля и ранний–средний триас – для сиенитовых интрузий о. Расторгуева и р. Убойной [8].

Пясинский комплекс калиево-лампрофировый ($\chi\text{T}_{2-3}\text{ps}$) выделяется на территории листа S-44-XXIX, XXX впервые. Он представлен дайками лампрофиров мощностью от 0,3 до 1,5 м, протяженностью до 100–150 м. Дайки обычно вертикальные или крутопадающие, ориентировка их северо-восточная. На площади они распространены весьма неравномерно. Отдельные дайки лампрофиров отмечены в бассейне рек Холодная, Правая Убойная, Сырадасай, отмечаются в пределах интрузии Убойной. Обычно это жильобразные тела мощностью от 0,3–0,5 до 1,5–2 м, сложенные минералами-керсантитовыми разностями лампрофиров. Дайки лампрофиров, наблюдаемые в пределах тел интрузий, приближаются по составу к сиенитам, сохраняя структурные признаки типичных лампрофиров. Породы в той или иной степени автометаморфизованы и иногда весьма значительно.

Лампрофиры – порфирированные мелкозернистые породы серого, зеленовато-серого цвета содержат 25–35 % вкрапленников плагиоклаза, клинопироксена, биотита. Структура лампрофировая, порфирированная, основной массы – гипидиоморфнозернистая. Основная масса базокалишпатовая или плагиоклаз-калишпатовая с примесью кварца. Темноцветы (13–25 %) представлены биотитом, реже – амфиболом. Акцессории: апатит, сфен. Широко развиты агрегаты вторичных минералов (серицита, карбоната, пелита) по полевым шпатам и хлоритизация, амфиболизация – по темноцветам.

В координатах $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ анализы породы вышеописанных интрузий образуют тренд, соответствующий щелочному ряду пород. Лампрофиры характеризуются превышением калия над натрием при существенной роли последнего и повышенными содержаниями окиси титана и глинозема. Породы относятся к калиево-натриевой серии пород. Геохимическая характеристика пород характеризуется повышенными содержаниями бария, бериллия, стронция, циркона, ниобия. Химические составы пород приведены в таблице 5.

Химический состав лампрофиров пясинского комплекса

Компоненты	Верховья р. Прав. Убойная		Бассейн р. Сырадасай		
	обр. 11-23	обр. 13-40	обр. 61108	обр. 51059-1	обр. 51059-1
SiO ₂	52,98	52,67	50,89	46,94	47,66
TiO ₂	0,89	1,03	1,19	1,31	1,23
Al ₂ O ₃	14,31	13,54	12,31	11,96	11,83
Fe ₂ O ₃	3,36	0,04	2,54	2,67	2,83
FeO	4,46	5,78	3,69	4,31	3,88
MnO	0,07	0,05	0,10	0,11	0,11
MgO	6,19	4,91	8,27	5,94	7,48
CaO	5,40	5,48	6,30	5,03	4,82
Na ₂ O	3,05	1,79	3,04	1,59	1,85
K ₂ O	5,16	6,18	6,80	7,02	8,08
P ₂ O ₅	0,33	0,65	1,01	1,22	1,15
п.п.п.	2,21	8,51	4,33	11,82	9,22
Сумма	98,41	98,54	100,44	99,95	100,12

Возраст комплекса принимается в соответствии с серийной легендой и по аналогии с соседними площадями [65].

Чичаговский лампроитовый комплекс (ЛТ₂₋₃ж) выделяется на территории листа S-44-XXIX, XXX впервые. Он представлен дайками лампроитов мощностью от 0,3 до 1,5 м, протяженностью до 10–150 м. Дайки обычно вертикальные или крутопадающие, ориентировка их северо-восточная; они распространены весьма неравномерно. Отдельные тела лампроитов отмечены в долинах рек Холодная, Дюндака, Тамы-Яха, Мал. Убойная. В структурном плане эти интрузии контролируются Убойнинской зоной разломов.

В силу малой мощности дайки не выражаются в физических полях и не дешифрируются на АФС. Контакты лампроитов с вмещающими породами обычно задернованы.

Большая часть тел лампроитов прорывает породы карбона–ранней перми, а также секут сллы долеритов нижнетриасового возраста (р. Холодная). Отдельные тела лампроитов секут лавы лабакской и верхтамской свиты нижнего триаса (рр. Дюндака, Тамы-Яха).

Лампроиты представляют собой зеленовато-темно-серые, зеленовато-серые, серые мелко-среднекристаллические, реже почти афанитовые порфиновые породы. Структура порфировая, лампрофировая, в основной массе – микролитовая, пойкилитовая. Вкрапленники составляют 20–35 %, редко до 50 % объема породы и представлены оливином (до 10 %, редко – 20 %), флогопитом (10–15 %, реже – до 40 %), значительно реже – диопсидом (10–15 %) и лейцитом (2–7 %). Основная масса (65–80 %) представлена микролитовыми пироксен-флогопит-ортоклазовым агрегатом с лейцитом, амфиболом и широким набором вторичных минералов, редко – стекловатым мезостазиом.

Оливин в двух генерациях: первая генерация – идиоморфные удлиненные кристаллы 1–2 мм, вторая – ксеноморфные удлиненные кристаллы до 1 мм. В породе он распределен неравномерно в виде скопления мелких зерен и крупных одиночных вкрапленников; интенсивно замещается тальком, серпентином, карбонатом до полных псевдоморфоз. Флогопит во вкрапленниках представлен идиоморфными пластинчатыми кристаллами размером 1,5–2 мм, до 1–1,5 см с плеохроизмом желто-коричневого цвета по Ng и почти бесцветными по Np с показателем преломления Nm=1,600. В основной массе флогопит в виде пластин 0,3–1,0 мм, часто изогнут. По данным полуколичественного спектрального анализа в монофракции минерала определено 0,5 % хрома, 0,6 % титана, более 2 % калия, 0,8 % натрия, 8–10 % магния, около 4 % железа. Диопсид в виде идиоморфных кристаллов размером от 0,2 до 0,5 мм, реже – до 1 мм, бесцветных, иногда чуть зеленоватых, Ng=38–40° с показателем преломления по Ng=1,666, Np≤1,698 (в протолочке). Лейцит наблюдается в идиоморфных вкрапленниках размером от 0,1 до 1 мм. Сохраняются лишь его реликты с правильными кристаллическими формами. Лейцит замещается ортоклазом, реже – агрегатом кварца, хлорита, карбоната или мономинеральным агрегатом цеолита. В основной массе он бесцветный, изотропный в мелких зернах меньше 0,1 мм с No=1,510. Обычно свежий.

Наиболее распространенными минералами в основной массе породы являются ортоклаз (от 10–15 до 30–35 %), пироксен (10–15 %), флогопит (от 20–30 до 40 %). Темноцветные минералы по составу аналогичны вкрапленникам. Ортоклаз образует идиоморфные кристаллы, иногда зональные, размером до 0,02 мм, редко – до 1 мм, со спайностью, 2V=70–80°, показатель преломления Ng=1,519, Np=1,510–1,515. Редко отмечаются бесцветные иголки амфибола (до 5–

10 %), анальцима (до 5 %). Акцессорные минералы представлены апатитом (до 3 %), единичными зернами хромшпинелида.

Для лампроитов характерно широкое развитие вторичных минералов. По оливину вкрапленников развивается тальк-серпентиновый агрегат, карбонат; по лейциту – ортоклаз, цеолит, карбонат. Особенно широко процессы вторичные развиты по основной массе в виде новообразования ортоклаза, цеолита, карбоната (доломит, анкерит), хлорита, лептохлорита, халцедона, кварца, рудного.

На диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ точки анализов лампроитов попадают в поле щелочных ультраосновных и основных пород. Анализ диаграмм $(100 \text{ MgO}/\text{MgO}+\text{FeO})-\text{SiO}_2$ и вариации соотношений Na_2O и K_2O подтверждает, что описываемые породы являются породами лампроитовой серии. Особенно отчетливо сходство лампроитов Западного Таймыра с лейцитовыми лампроитами Западной Австралии и Восточной Исландии наблюдается на диаграммах зависимости петрогенных окислов по соотношению с MgO . Некоторое различие в содержаниях Al_2O_3 , Na_2O связано с проявлением вторичных процессов, а повышенные значения содержания CaO – с широким развитием вторичного карбоната. Лампроиты Западного Таймыра отличаются пониженными содержаниями TiO_2 от подобных пород Западной Австралии. При всех этих отличиях в химизме пород, общая направленность трендов содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , K_2O , P_2O_5 описываемых пород Западного Таймыра совпадает с таковыми Западной Австралии (табл. 6).

Таблица 6

Химический состав лампроитов чичаговского комплекса

Компоненты	р. Дюндака	р. Тамы-Яха		р. Холодная		
	обр. 51054-6	обр. 53127-40	обр. 53127-39	обр. 6173-11	обр. 6173-21	обр. 6173-37
SiO_2	48,40	46,74	44,90	44,86	45,79	46,89
TiO_2	1,25	0,91	1,05	1,14	0,90	0,79
Al_2O_3	12,28	13,56	11,74	11,00	10,60	11,00
Fe_2O_3	4,47	4,94	4,89	3,04	1,96	1,74
FeO	3,81	4,02	4,21	4,98	4,76	4,76
MnO	0,13	0,14	0,13	0,11	0,10	0,10
MgO	9,93	9,51	9,92	11,94	10,78	10,72
CaO	8,08	8,58	10,50	9,35	7,44	8,13
Na_2O	1,50	1,24	1,29	1,05	0,72	0,67
K_2O	5,43	5,34	4,82	4,80	7,25	5,30
P_2O_5	0,68	1,01	1,14	1,47	1,50	1,05
п.п.п.	3,36	3,27	4,55	6,84	7,45	7,95
Сумма	99,32	99,26	99,14	100,58	99,25	99,10

По данным спектрального анализа лампроиты Западного Таймыра имеют повышенное содержание кобальта, хрома, никеля, бария, циркония, фосфора, лития, что является характерным признаком пород лампроитовой серии.

Экзоконтактовые изменения, связанные с телами лампроитов, слабые. Наиболее мощные тела сопровождаются слабым ороговикованием и отбеливанием вмещающих пород в контакте с ним.

Лампроиты Западного Таймыра по петрографическим и петрохимическим особенностям сопоставимы с лейцитовыми лампроитами Австралии. В геологической истории они связаны с мезозойской активизацией Таймыра, выразившейся в широком проявлении щелочно-кислого магматизма, со значительной долей собственно щелочной серии пород. Находки даек и трубок лампроитов на Западном Таймыре, в пределах активизированной части Сибирской платформы с широким проявлением рифтогенеза в мезозойское время, позволяет считать этот регион перспективным на возможное открытие лампроитов, обогащенных алмазами. Для поиска и изучения этих пород целесообразна постановка специализированных тематических работ для изучения всего комплекса пород лампроитового ряда.

Возраст комплекса принимается в соответствии с серийной легендой и по аналогии с соседними площадями [65]. При этом авторы считают, что верхний возрастной предел этих магматических образований ограничивается поздним триасом, поскольку определения геохронологического возраста для комплекса «малых интрузий» Западного Таймыра не выходят за пределы триасовой системы: карнийский век – для лампроитов Убойнинского поля.

ТЕКТОНИКА

Изучение тектоники Горного Таймыра проводилось в разные годы большой группой ведущих геологов страны: И. П. Атласов, В. А. Вакар, Б. К. Егизаров, Ф. Г. Марков, Ю. Е. Погребницкий и другие. Большинство исследователей считают Горный Таймыр складчатой структурой обрамления Сибирской платформы. В отличие от них Ю. Е. Погребницкий считает его «тектонически активизированной областью Сибирской платформы или «омоложенной платформой» [31].

В последнее время, после проведения профильных геолого-геофизических гравимагнитных и сейсмических исследований, появилась новая концепция на тектоническое районирование Севера Центральной Сибири, которая изложена в совместной работе большого коллектива авторов, занимающихся проблемами геологии Таймырского региона. Согласно их построениям Диксонский геологический район входит в состав Таймыро-Хатангской межблоковой зоны герцинско-раннекиммерийско-альпийских дислокаций, расположенной между крупными мегаблоками земной коры. С севера – это Карский сводово-плутонический герцинский мегасвод, с границей по Диабазовому и Главному Таймырскому глубинным разломам, с юга – Сибирская платформа с границей по Центрально-Таймырскому дивергентно-конвергентному шву.

В северной части зоны выделена Таймырская складчато-надвиговая система, включающая в своей северной части Северо-Быррангскую герцинскую зону и расположенную к югу от нее с границей по Пясино-Фаддеевскому надвигу Южно-Быррангскую раннекиммерийскую зону. Таймырская складчато-надвиговая система является щитом эпигерцинской-киммерийской платформы.

СТРУКТУРНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

На территории Западного Таймыра, в пределах Таймырской складчато-надвиговой системы выделяются три структурных яруса: ордовикско-девонский ($O-D_3$), верхнепалеозойский (C_1-P_2), верхнепермский-нижнемезозойский (P_3-T_2). Верхнепалеозойский ярус подразделяется на два подъяруса: нижнекаменноугольно-нижнепермский структурный подъярус (C_1-P_1) и нижне-среднепермский структурный подъярус (P_{1-2}). Плитным чехлом эпигерцинской-киммерийской платформы сложен четвертый верхнемезозойский (меловой) ярус (K_{1-2}). На территории данного листа проявлены все структурные подразделения за исключением верхнемезозойского плитного чехла.

Ордовикско-девонский структурный ярус ($O-D_3$) сложен морской терригенно-карбонатной формацией. Следует оговориться, что на время формирования пород данного яруса и нижнекаменноугольно-нижнепермского подъяруса (структурно-вещественных комплексов) на территории Таймырской складчато-надвиговой системы существовали две фациальные подзоны с разными типами и условиями осадконакопления [42]. Это Северная и Южная с границей, проходящей в настоящее время, вдоль Красносопочинского надвига, имеющего субширотную ориентировку. Образования Северной фациальной зоны, с присущими ей черносланцевыми кремнисто-глинистыми осадками с тенденцией увеличения карбонатного материала в верхней части разреза, скрыты под образованиями вышележащего структурного яруса. На дневной поверхности площади листа наблюдались отложения, входящие в Южную фациальную подзону, где формировались отложения с карбонатным типом осадконакопления.

На границе с вышележащим структурно-вещественным комплексом здесь и по всему горному Таймыру отмечается кратковременный перерыв осадконакопления с формированием и перераспределением зрелых кор выветривания, по истечении которого режим накопления осадков почти не изменился. Иными словами, на период, охватывающий позднефранское и раннетурнейское время, существовал режим стабилизации – диастема.

Нижнекаменноугольно–нижнепермский структурный подъярус (C_1-P_1) сложен морской терригенно-карбонатной формацией с входящими в нее перекатнинской, макаровской и эвенкской свитами. Формирование структурно-вещественных комплексов шло в условиях мелководья окраинного моря платформы и его прибрежных частей. При этом территория испытывала малоамплитудные автоколебательные движения, являвшихся причиной формирования различных типов осадков (карбонатные или терригенные).

Нижне-среднепермский структурный подъярус (P_{1-2}) сложен терригенно-угленосной формацией и представлен отложениями ефремовской, убойнинской, крестьянской и овражнинской свит. В это время в периоды временной стабилизации шло образование торфяников – основы углей. Значительные мощности формаций указывают на то, что мелководный бассейн развивался по принципу компенсированного прогиба.

Верхнепермский–нижнемезозойский структурный ярус (P_3-T_2) сложен вулкано-терригенными (бражниковская свита) и вулканогенными образованиями базальтовой и трахибазальтовой формации (сырадасайская, лабакская и верхтамская свиты). Отличительной особенностью этого структурного яруса является наличие в его основании хорошо выраженного перерыва, значительная мощность лав, широкое развитие базитовых интрузий. Это интрузии тарисеймитаринского комплекса трахидолеритовой (позднепермской) формации, быррангского и боотонкагского комплексов, слагающие габбро-долеритовую (нижнетриасовую) формацию. На заключительной стадии формирования этого яруса происходило внедрение интрузий сиенит-гранитовой формации моржовско-убойнинского комплекса и лампроит-лампрофировой формации, объединяющей дайки лампрофиров пясинского, а также и дайки и тела трубчатого типа лампроитов чичаговского комплексов. С интрузивными телами моржовско-убойнинского комплекса связаны проявления медно-порфирового и сурьмяно-ртутно-мышьякового оруденения. Время формирования структурно-вещественного комплекса третьего этажа отвечало началу активизации платформы, заложению Северо-Быррангской герцинской и Южно-Быррангской раннекиммерийской зон складчатости, завершившихся в поздний триас, а возможно и в раннюю юру, превращением существовавшей с кембрия платформы в щит эпигерцинской–киммерийской платформы.

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Позднегерцинский–раннекиммерийский коллизионный этап завершил формирование Западного Таймыра в современную складчатую структуру. В результате всех складчатых движений на исследованной территории было сформировано большое количество пликативных структур и дизъюнктивных нарушений. Из этого числа дано описание лишь тех структур, которые определяют в полной мере особенности строения территории листа.

Центрально-Таймырский антиклинорий представлен лишь приграничной с Пясино-Фаддеевским надвигом зоной интенсивных дислокаций в северо-западной части площади листа. Здесь, в частности, зону представляет сложнопостроенная антиклиналь, сложенная породами ефремовской–овражнинской свит, осложненная малоамплитудными субширотными взбросами и правосторонним сдвигом с амплитудами 200 м северо-западного простирания.

Убойнинская антиклиналь (4.1*) имеет субширотное простирание и прослеживается через всю площадь листа. Ширина ее – до 18 км. С юга антиклиналь ограничена Красносопочнинским надвигом. Строение антиклинали многопланово. Западное крыло, сложенное породами ефремовской–овражнинской свит, карбонатных пород валентиновской и перекатнинской свит верхнего девона–нижнего карбона. Центральная часть осложнена грабеном шириной до 20 км при протяженности около 30 км от Пясино-Фаддеевского надвига до Красносопочнинского, ограниченного с запада и востока серией Убойнинских сбросов. Этот грабен является составной частью Убойнинской зоны сквозных нарушений. По мнению авторов, образование его связано с разгрузкой магматического очага в виде интрузии Убойнинского комплекса и опускания надочаговой кровли. Вертикальная амплитуда перемещения – около 700 м. Восточное крыло антиклинали осложнено серией диагональных сдвигов северо-западного и северо-восточного направлений.

Сырадасайская антиклиналь (4.2) имеет субширотное простирание и прослеживается от верховьев р. Сырадасай на западе, вниз по течению его до оз. Надудотурку – на востоке. Общая протяженность антиклинали – около 50 км, ширина – до 10 км. С севера Сырадасайская антиклиналь ограничена Сырадасайским сбросом, с юга – Пуринским взбросом, что в современном структурном плане придает ей характер горста. В своей центральной части антиклиналь ослож-

* Номер на тектонической схеме в зарамочном оформлении геологической карты здесь и далее.

нена положительными структурами более высокого порядка, сложенными образованиями валентиновской, перекактинской и эвенкской свит верхнего девона–нижней перми. В целом структуру слагают терригенно-угленосные образования перми. Углы падения пород в ядре складки – 5–10°, увеличиваясь на крыльях до 20–30°, достигая в приразломных зонах 40–50°, до вертикальных. Сырадасайская антиклиналь по своей сути является унаследованным поднятием. Доказательством тому является меньшая (почти в два раза) мощность угленосных отложений, относительно мощностей этих отложений в расположенном к северу компенсированном прогибе. Структура обособилась уже в каменноугольное время, и этот фактор по всей вероятности стал следствием ее практической амагматичности. Амагматичность и незначительное погружение угольных пластов на глубину явились следствием невысокой степени метаморфизма угольных пластов до стадий коксующихся. Угольные пласты в пределах компенсированного прогиба метаморфизованы до тощих и антрацитов.

В северо-восточном углу площади расположена *Пясинская брахисинклиналь* (5.1). Ее центриклиальная часть имеет в пределах площади протяженность порядка 30 км при ширине 12–15 км. Крылья складки сложены породами овражнинской–сырадасайской свит, ядерная часть – вулканогенными образованиями лабакской и сырадасайской свит. От лежащей южнее Убойнинской антиклинали она отделена Пуринским взбросом.

Дюндакская брахисинклиналь (5.2) имеет субширотное простирание и прослеживается через всю площадь в верховьях рр. Дюндака и Косо-Бигаи. Крылья синклинали ограничены с севера и юга соответственно Красносопочинским (2.1) надвигом и Сырутинским (3.3) взбросом. Она имеет симметричное строение, центральная часть сложена базальтами лабакской, а крылья – базальтами сырадасайской свиты. Углы падения в ядре близки к горизонтальным, а на крыльях достигают 30–40°, увеличиваясь в зонах разломов до 50–60°.

Сырутинская брахисинклиналь (5.3) протягивается в широтном направлении через всю площадь, расположена на водоразделе рр. Дюндака и Сырадасай. Морфология ее аналогична Дюндакской брахисинклинали. Крылья Сырутинской брахисинклинали ограничены с севера и юга, соответственно, Сырутинским и Пуринским взбросами. Ядро ее сложено базальтами верхтамской свиты, а крылья – породами сырадасайской и лабакской свит. Залегание горизонтальное в ядре и до 20–30° – на крыльях, достигая в зоне Пуринского взброса субвертикального.

Южнинская брахисинклиналь (5.4) как и предыдущая прослеживается через всю площадь листа. На изученной территории закартировано лишь ее ядро и северное крыло. Южное крыло находится за пределами отчетной территории. Ядро выполнено базальтами верхтамской свиты, а северное крыло – базальтами лабакской и сырадасайской свит. Углы падения пород в ядре – до 5°, на крыльях – 15–20°. Синклиналь разбита субширотными и северо-восточными дизъюнктивными нарушениями, которые придают ей клавишное строение.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения на описываемой территории листов, как и на всем Таймыре, пользуются широким развитием. Благодаря фотогеничности территории и контрастности геологического строения, большинство из показанных на геологической карте разрывных нарушений выделяются уверенно. Они подтверждаются геологическим картированием, дешифрированием МАКС и по геологическим данным. Характерной особенностью разрывных нарушений является их амагматичность и отсутствие зон гидротермального изменения. На тектонической схеме показаны лишь наиболее крупные из них, влияющие на характеристику тех или иных структур.

Как показано на геологической карте и тектонической схеме в ориентировке разрывных нарушений изученной территории листов преобладают два направления. Одно, доминирующее, – дугообразное субширотное направление (надвиги, взбросы, сбросы), второе – северо-западное (правосторонние сдвиги). Нарушения северо-восточного направления, самые молодые, представлены, в основном, левосторонними сдвигами.

Наиболее четко дешифрируются на АФС, картируются и выделяются в магнитных полях разрывы субширотного простирания. Среди них выделяются такие крупные, как Пясино-Фаддеевский и Красносопочинский надвиги и протяженные взбросы – Сырутинский и Пуринский, осложняющие основные пликативные структуры района. Все они имеют дугообразную форму, выпуклой частью направленной на юг.

Пясино-Фаддеевский надвиг (1) – по протяженности самый длинный (около 1 000 км) разлом Горного Таймыра, впервые выделен и описан Р. В. Былинским и Г. И. Степановым [7]. Он прослежен в северо-западной части площади. Пясино-Фаддеевский надвиг имеет региональное значение, являясь разделом как на конкретной площади, так и на всем Таймыре между Северо-

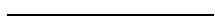
Быррангской герцинской и Южно-Быррангской раннекиммерийской зонами. Падение сместителя северное, вертикальная амплитуда оценивается по в 1,5 км, горизонтальная различными исследователями оценивается по-разному, порой до нескольких десятков км. На геологической карте и тектонической схеме показана фронтальная часть надвига.

Красносопочинский надвиг (2.1) имеет простирание близкое к субширотному с небольшим дугообразным изгибом к югу. Он прослеживается в верховьях долины р. Ефремова и в верховьях р. Мал. Убойная. На местности надвиг фиксируется наличием зон дробления пород мощностью 20–40 м и прослеженных по простиранию до 100 м. Породы имеют субвертикальное залегание, часто запрокинутое. Красносопочинский надвиг является в настоящее время границей раздела Северной черносланцевой и Южной карбонатной зон осадконакопления в ордовике–нижнем карбоне.

Пуринский взброс (2.2) протягивается через всю площадь вдоль южной границы Сырадасайской антиклинали.

Сырадасайский сброс (2.4) ограничивает Сырадасайскую структуру с севера.

Малоамплитудные взбросы Кырсинско-Пемпильский (3.1), Матвеевско-Дюндакский (3.2) и Сырутинский (3.3) являются малоамплитудными (до 500 м), хотя и протяженными, взбросами, ограничивающими синклиналильные структуры.



ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Историю геологического развития территории данного листа целесообразно рассмотреть в рамках всего Западного Таймыра, что позволяет получить более широкое представление о происходивших здесь геологических процессах. Всего в регионе отмечается четыре этапа геологического развития, соответствующие четырем структурно-тектоническим ярусам. В пределах данного листа отложения четвертого плитного верхнемезозойского этапа отсутствуют.

В **ордовикско–девонское время** (O–D₃) формирование осадков происходило в обстановке морского окраинного бассейна платформы в пределах как Южной, так и Северной фациальных зон. Отложения Северной черносланцевой зоны в северной части листа не обнажены, перекрыты более молодыми осадками. В это время шло дискретное накопление глинистых, реже – кремнисто-глинистых илов в мелководных застойных бассейнах (кремнисто-углеродистая или черносланцево-битуминозная формация) [42, 43]. В периоды удаления береговой линии и увеличения глубины бассейна формировались органогенно-карбонатные породы. Отложения Южной фациальной зоны (валентиновская свита) вскрыты только в ядрах антиклинальных структур. В этот период существовал нормально соленый морской бассейн с карбонатным осадконакоплением. В позднефранское–раннетурнейское время произошло общее поднятие территории и временное прекращение осадконакопления. Появление пенеппенизированной суши и наличие теплого влажного климата привело к образованию латеритных, местами зрелых каолиновых, а возможно и аллитных (как на Восточном Таймыре) кор выветривания, и их переотложению.

Позднепалеозойский этап (C₁–P₂) характеризуется постепенным погружением территории, формированием мелководного морского бассейна, накоплением в раннюю половину времени карбонатно-терригенных осадков зелеевской, макаровской и эвенкской свит. Органический мир бассейна был весьма скудным. На границе макаровского и эвенкского времени происходит заложение Сырадасайского поднятия.

Во вторую половину этапа характер осадконакопления изменился, осадки отлагались в прибрежном мелководье морского бассейна, лагун и, отчасти, на прибрежных заболоченных равнинах. Расцвет растительных сообществ в областях побережья привел к образованию торфяников, преобразованных впоследствии в угольные пласты. Наиболее благоприятные условия для угленакопления существовали в позднеэфремовское и убойнинское время. В эфремовское – это обилие лагун. В убойнинское время, несмотря на значительно расчлененный рельеф прилегающих к бассейну территорий, прибрежные заболоченные равнины в периоды стабилизации геодинамических движений являлись идеальными площадями угленакопления. При незначительной глубине бассейна накапливались мощные угленосные толщи эфремовской и убойнинской свит, т. е. бассейн развивался по принципу компенсированного прогиба. Накопление угленосных толщ продолжалось в крестьянское и овражнинское время. На границе средней и верхней перми началась существенная перестройка территории.

Позднепалеозойский–раннемезозойский этап (P₃–T₂) с самого начала ознаменовался закрытием морского бассейна и началом формирования геологических образований в континентальных условиях. В бражниковское время описываемая площадь имела расчлененный рельеф, о чем свидетельствует материал, слагающий одноименную свиту, представленный аллювиальными и пойменными отложениями. В виду активной динамики движений коры угленакопления не происходит. Появляются первые признаки начала вулканической деятельности – это привнос вулканомиктового материала, появление туфогенных горизонтов и туфов. Сырадасайское время характеризуется началом регионального базитового магматизма, охватившего обширные пространства как юга Таймыра и так и севера Сибирской платформы. На заключительной стадии магматической активизации шло внедрение интрузий и даек сиенит гранитовой формации, а также даек и трубок лампроит-лампрофировой формации.

В позднетриасовое время прошел процесс складкообразования, и уже в меловое время сформировался плитный чехол раннекиммерийской платформы.

Отсутствие отложений от позднемеловых до среднечетвертичных не позволяет реконструировать историю развития этого интервала.

Поздняя стадия (**кайнозойская**) окончательно определила современный геологический облик Диксонского района и территории данного листа. В среднем неоплейстоцене произошла трансгрессия максимальный уровень которой фиксируется на современных отметках 320 м в результате чего были перекрыты все более древние рыхлые отложения, и территория приобрела облик островного архипелага, вполне вероятно, что трансгрессия происходила одновременно с формированием ледниковых шапок на островах. В конце среднего неоплейстоцена началась циклически-поступательная регрессия морского бассейна, в результате чего сформировались регионально распространенные террасы высотой 120–200 м и менее 120 м.

В настоящее время территория продолжает испытывать общее поднятие. Оно выражается в том, что с понижением базиса эрозии, речные системы испытывают, главным образом, донную эрозию. Руслу рек на протяжении многих километров протекают в каньонах, глубина которых достигает первых десятков метров. По речным системам отчетливо проявляется и блоковый характер современных движений. Он выражается в смене профиля водотоков: от равнинного к горному и вновь равнинному. Воздымание территории подтверждается характером морской береговой линии. Чаще всего это крупные и недоступные отвесы, которые сменяются прибрежной равниной.



ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфологическое районирование территории произведено в соответствии с районированием, принятым при составлении ГКК-1000 листа S-44-46 и ранее изданных листов масштаба 1 : 200 000 [25, 65, 66].

Площадь листа расположена на стыке двух крупных морфоструктур Таймыра. На севере это часть Северо-Таймырского нагорья и гор Бырранга, на юге – небольшая часть северной периферии Северо-Сибирской низменности (соответствуют структурно-геоморфологическим областям). Рельеф их характеризуется унаследованностью от древних структур.

Геоморфологическая область Северо-Таймырского нагорья и гор Бырранга представлена лишь своей западной частью – Западно-Быррангским низкогорьем (ЗБН – на геоморфологической схеме карты четвертичных образований). Горы Бырранга (Западно-Быррангское низкогорье) – цепь горных гряд восток-северо-восточного простирания в пределах листа, представляют собой грядовые и массивные слабо расчлененные возвышенности высотой до 409 м, отделяемые друг от друга долинами рек (Сырадасайская котловина и Надудотуркинская котловина). Северо-Таймырское нагорье сформировано на дислоцированном доверхнемезозойском субстрате и ему присущ структурно-денудационный рельеф.

На юго-востоке листов массивные плато Западно-Быррангского низкогорья по четкому тектоническому уступу переходят в поверхность Северо-Сибирской низменности. Это террасированная эрозионно-аккумулятивная равнина, заложенная на мезозойско-кайнозойском прогибе, сложенном рыхлыми, почти не дислоцированными отложениями. На территории листов она представлена частью Предбыррангской равнины (ПБР), которая сложена четвертичными отложениями мощностью до 80 м и более, залегающими на дислоцированном цоколе верхнепалеозойских пород.

В рельефе района отчетливо проявлена ярусность, которая является результатом взаимодействия неотектонических движений, морской абразии и аккумуляции, эрозионно-денудационных процессов. Соответственно четко выделяется две генетические категории рельефа: выработанный и аккумулятивный.

ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

Выработанный рельеф представлен своей **денудационной (аструктурной) генетической категорией**, образованной наложением экзогенных процессов на породы фундамента Западно-Быррангского низкогорья. К нему отнесены выровненные водоразделы грядового облика, развитые на интрузивных и осадочных породах.

Скелетные черты горного рельефа связаны с расчленением мел-палеогеновых поверхностей выравнивания в неотектонический этап. При этом в первую стадию происходили сводовые движения, а во вторую – дифференцированные глыбовые движения по разломам северо-западного простирания [58].

Умеренные неотектонические поднятия и соответственно незначительное расчленение горного рельефа привели к тому, что большая часть водоразделов унаследовала основные черты древней мел-палеогеновой денудационной поверхности. На водоразделы наложено *плато, созданное комплексной денудацией* в квартере (2), которое в свою очередь расчленено эрозионными склонами речных долин и осложнено солифлюкционными склонами.

Эрозионные склоны речных долин (1) осложняют низкогорный рельеф с образованием разветвленной дендритовидной системы, подчиненной неотектонике. Реки в пределах котловин интенсивно меандрируют. Иногда врез речной сети приводит к формированию каньонообразных долин с крутыми бортами, где процессы денудации происходят более активно, чем аккумуляции.

Криогенная планация является важнейшим фактором, моделирующим морфоструктуру территории в целом. Практически все выходы коренных пород на водоразделах и их склонах разрушены с образованием каменных морей и нагорных террас. Водоразделы и склоны покрыты чехлом солифлюкционных и курумново-солифлюкционных образований, которые на протяжении всего теплого периода находятся в постоянном движении. В результате формируются *криосолифлюкционные склоны* (3) различной крутизны, которые являются важным звеном в транзите терригенного материала.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивный рельеф имеет наиболее широкое развитие на территории листа и представлен рельефом, созданным морской, озерной, речной и болотной аккумуляции, а также их комбинациями. Возраст аккумулятивного рельефа определяется по слагающим его коррелятивным отложениям квартера.

В пределах самого верхнего в рельефе яруса выделяются останцы абразионно-аккумулятивной *морской (возможно, с элементами ледниково-морского происхождения) равнины* (11). Они приурочены к абсолютным отметкам более 200 м. Более всего они распространены в западной части площади листов в верховьях рек Ефремова и Лев. Убойная, что связано с новейшими дифференцированными движениями. Здесь площадь абразионно-аккумулятивных останцов равнины превышает 300 км². Рельеф их поверхности пологоволнистый сглаженный с относительно небольшими превышениями, иногда пологохолмистый за счет более позднего эрозионного расчленения. Нередко поверхность равнины осложнена выходами и элювиальными развалами долеритов грядового облика высотой – до 5–10 м, длиной – до 8 км. В разрезе равнины участвуют супеси, пески и песчано-гравийно-галечные отложения с валунами, нередко с большой примесью глинистого материала. Останцы среднечетвертичной террасы сложены осадками, содержащими хорошо окатанный псефитовый материал разнообразного состава. Мощность среднеплейстоценовых отложений в пределах этих реликтов оценивается в 20 м.

Средний по высоте ярус рельефа (казанцевско–муруктинского возраста) слагает аккумулятивная *морская равнина* (10) на абсолютных отметках 120–200 м. Сочленение ее в рельефе с более высокой равниной происходит по четко выраженным в рельефе перегибам склонов, реже – абразионным уступам. Рельеф ее обычно пологоволнистый и пологонаклонный. Распространены останцы этой равнины на всей территории листа. В разрезе равнины участвуют слоистые глинистые, песчаные и галечные отложения регрессивного строения с казанцевским комплексом фораминифер, фауной двустворок и морских остракод. По ЭПР-датировкам казанцевско–муруктинские образования отлагались в интервале 60–120 тыс. лет [40, 68].

Нижний по высоте ярус аккумулятивного рельефа имеет каргинско–сартанский возраст. В его составе выделяются три разновысотные абразионно-аккумулятивные равнины различного генезиса, обусловленных последовательно-циклической регрессией каргинского моря.

Каргинско–сартанский ярус абразионной моделировки рельефа приурочен к абсолютным отметкам менее 120 м. Причленение его к казанцевско–муруктинской абразионно-аккумулятивной равнине выравнивания палеошельфа происходит по хорошо заметному в рельефе перегибу склона, реже – по абразионным уступам высотой до 5 м. Каргинская *морская равнина* (9) абсолютной высотой до 120 м наибольшего распространения достигает в северной части листа S-44-XXIX, XXX в бассейне р. Прав. Убойной. В разрезе равнины участвуют песчано-гравийно-галечные, песчаные и глинистые осадки в регрессивном напластовании. Эти образования содержат морскую фауну, микрофауну фораминифер и морских остракод [66].

Лагунная равнина (8) 80–100-метрового уровня широко развита в бассейнах рек Сырадасай, Дюндака и Ньююда, где она причленена к более высокой морской каргинской равнине. Ее тыловой шов обычно выражен хорошо заметным в рельефе перегибом склона. В разрезе данной равнины участвуют прибрежные галечники, сублиторальные пески, супеси и суглинки мощностью до 21 м.

Останцы *озерной абразионно-аккумулятивной равнины* (7) сартанского возраста развиты в бассейне оз. Надудотурку. Тыловой шов террасы в виде заметного перегиба склона или уступа прослеживается в рельефе на бортах долин рек Сырадасай, Дюндака и Ньююда на относительной высоте 30 м над руслом. Озерная равнина сартанского возраста сложена в основном песчаными осадками мощностью до 10 м.

Современный ярус аккумулятивного рельефа имеет относительную высоту до 10 м над руслами рек и уровнем оз. Надудотурку. Связан он с последним циклом эрозионного расчленения рельефа, в результате которого сформировался комплекс пойменных и первая надпойменная

терраса, соответствующих им озерно-речных и озерных террас, образующих аллювиальные, озерно-речные и озерные равнины.

В сложении *первой надпойменной террасы* (4) участвуют слоистые гравийно-галечные отложения и пески. К верхней части разреза этой террасы приурочены многочисленные находки остатков древовидной ивы, что является ее картировочным признаком. В подавляющем большинстве разрезов этой террасы подошва ее не вскрыта. Терраса высокой поймы характерна для всех рек и крупных ручьев описываемой территории, ее относительная высота над руслами составляет 1,5–5,0 м. Она сложена песчано-гравийно-галечными отложениями, реже – слоистыми песками, супесью и торфом. Терраса низкой поймы имеет высоту 0,5–1,5 м и характерна для всей гидросети района.

Озерно-речные равнины (5) развиты в приустьевой частях рек Сырадасай и Дюндака, где они приурочены к первой надпойменной террасе высотой 5–10 м. В их разрезе участвуют слоистые пески, алевриты, супеси и торф мощностью до 10 м.

Озерная равнина голоценового возраста (6) развита на западном берегу оз. Надудотурку, где причленяется к более высокой озерной равнине сартанского возраста по хорошо заметному в рельефе перегибу склона. Представлена она двумя уровнями высотой 0–5 и 5–10 м.

У тылового шва *равнины* (12) верхнего уровня находятся хорошо сохранившиеся ледо-напорные валы высотой до 2–3 м. Поверхность ее неровная, осложнена торфяными буграми и озерными западинами, разбита системой повторно-жильных льдов. Верхняя часть разреза равнины сложена серыми суглинками.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Историю развития рельефа территории уверенно можно восстановить лишь с конца среднего неоплейстоцена. В предшествующем этапе развития в общих чертах выделяется два важнейших рубежа. Первый из них характеризуется заложением основных черт современной морфоструктуры и приурочен к позднему мелу–раннему олигоцену, а второй – позднеолигоцен–миоценовый предопределил оформление ее почти в современном виде. Этот этап связывается с неотектонической активизацией, вероятно, обусловленной процессами океанообразования в пределах современной морфоструктуры Арктического бассейна. В это время (эпоха Великой неогеновой регрессии) береговая линия была приурочена к континентальному склону. Вследствие низкого базиса эрозии на приморских низменностях были выработаны речные долины глубиной до 300 м и более. Этот этап характеризуется деструкцией ранее сформировавшихся полигенетических рыхлых отложений. Подтверждением этого является общая зараженность четвертичных отложений более древними (палеозой–неоген) микрофоссилиями.

Новый – синокеанический – цикл трансгрессии начался в плиоцене–раннем неоплейстоцене, но современного берегового уровня Северо-Западного Таймыра эта трансгрессия достигла только в начале среднего неоплейстоцена [58]. Максимум трансгрессии был приурочен к санчуговскому (возможно тазовскому) времени. Одновременно с этим, из-за избытка влаги и относительно теплого климата за счет достигавшей Таймыра одной из ветвей течения Гольфстрим, на палеоостровах могло возникнуть оледенение в виде малоактивных ледниковых шапок северо-земельского типа. Очевидно, что эти ледники максимально распространялись только в наиболее высокогорной, северо-восточной части полуострова. В пределах описываемой территории, в связи с тем что она вся была под уровнем моря, ледниковые шапки не существовали. Н. Г. Чочиа [37] отрицает и эти минималистские ледниковые построения. Им дается иная палеогеография раннего и среднего неоплейстоцена. Н. Г. Чочиа полагает, что большую часть этого времени была регрессия и на территории Таймыра существовали континентальные условия без оледенения, которые продолжались до начала тазовского времени. К этому времени он относит крупнейшую трансгрессию плейстоцена. Этап характеризуется перемывом ранее перетолженных осадков и нивелированием расчлененного рельефа.

В максимум трансгрессии территория северо-западного Таймыра представляла собой архипелаг низких островов. В пределах палеошельфа сформировалась абразионно-аккумулятивная поверхность выравнивания, а на островах происходила моделировка денудационной равнины. Уровень аккумуляции достигал отметок 320 и даже 370–400 м (без учета более поздних новейших движений).

В конце среднего плейстоцена начинается регрессия бассейна, продолжавшаяся вплоть до начала казанцевского времени, когда произошла стабилизация уровня моря. К началу казанцевского времени вследствие циклической регрессии уровень моря понизился до 200 м абсолютной высоты и произошла его стабилизация. На севере Таймыра образовался архипелаг островов

с извилистыми очертаниями, подобными современным шхерам Минина. Аккумуляция в это время происходила на абсолютных отметках менее 200 м. О периоде стабилизации свидетельствуют реликты абразионных уступов, выработанные на абсолютных отметках около 200 м. Соответственно понижению уровня аккумуляции в начале казанцевского времени происходит и снижение уровня денудации в пределах приморской равнины до 200–320 м. Это привело к деструкции, образовавшихся на предыдущем этапе развития, аккумулятивных и денудационных поверхностей выравнивания среднеплейстоценового возраста.

В конце казанцевского и на протяжении муруктинского времен вновь происходит снижение уровня моря предположительно до отметок 50–120 м. В это время накапливается грубообломочная регрессивная пачка галечников, завершающая разрез казанцевско–муруктинской террасы. Эта пачка галечников иногда вскрывается в межгрядовых депрессиях, где их подошва не опускается ниже 50 м. В разрезе Предбыррангской равнины регрессию казанцевского моря отмечает пачка песков, которая фациально заменяет пачку галечников. Подошва этой пачки песков не вскрыта современным эрозионным врезом, но по построениям ее абсолютная отметка близка к 0 м. Наличие этой пачки песков свидетельствует о снижении уровня моря, но не о том, что оно покидало данную территорию в это время.

В начале каргинского времени происходит стабилизация уровня моря на отметках 100–120 м абсолютной высоты. Это нашло свое отражение в формировании четко выраженных палеобереговых линий, береговых валов и баров в прибрежной зоне. Затем в конце каргинского, а возможно, и середине сартанского времени вновь происходит регрессия моря. В тектонически обусловленных депрессиях регрессия каргинского бассейна несколько задержалась в связи с тем, что здесь находились остаточные бассейны, развивавшиеся изолированно от морского бассейна. Вследствие прогрессирующего опреснения они быстро превращались сначала в опресненные лагуны, затем и пресные озера. Палеобереговые уровни этих водоемов намечаются на гипсометрических отметках 120, 100 и 80 м. Для отложений этих бассейнов, формировавшихся в лагунно-озерных условиях, характерен тонкий песчаный и алевритовый состав, часто с четкой ритмичной слоистостью и малое количество морской макро- и микрофауны, которая содержится здесь, тем не менее, постоянно. Представляется, что спуск этих озер не был одномоментным актом, а происходил в разных частях территории равнины одновременно вследствие выработки реками своих русел. В процессе блуждания прарек и спуска остаточных озер [76] неоднократно происходила перестройка гидросети, следы которой выражаются в хорошо выраженных в рельефе брошенных долинах. Относительно краткое существование во времени данных водотоков подтверждает малая мощность осадков отложенных ими.

Соответственно стабилизации уровня моря к началу каргинского времени, происходит снижение уровня денудации за счет вовлечения в сферу моделировки гипсометрического уровня 120–200 м, который на предыдущем этапе входил в палеошельф. В результате происходит активное разрушение аккумулятивных форм рельефа и менее заметное – денудационных.

Завершение этапа приурочено к концу сартанского времени, когда наряду с аллювиально-озерными поверхностями начали формироваться речные вторые надпойменные террасы в средних течениях рек горной части Северного Таймыра. Формирование первых надпойменных террас приурочено к началу голоцена, возможно, к концу сартана–началу голоцена. Современная моделировка рельефа связана с эрозионным расчленением ранних аккумулятивных форм и криогенной планацией всего рельефа.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В результате геолого-поисковых и геологосъемочных работ на площади листа выявлены месторождения и проявления каменных углей, стройматериалов, проявления нефти и газа, меди, молибдена, свинца, цинка, мышьяка и агатов. Выявлены шлиховые ореолы реальгара и киновари, в единичных шлиховых пробах обнаружено золото, халькопирит, галенит, молибденит. По результатам геохимических поисков установлены литохимические аномалии в коренных породах меди, свинца, цинка, ниобия, германия, а также литохимические аномалии в донных осадках меди, цинка, платины, а также литохимические ореолы в донных осадках мышьяка, меди и хрома. Рассмотрены перспективы нефтегазоносности территории.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

В пределах листа выявлены прямые признаки потенциальной нефтегазоносности [76].

Жидкая нефть в верхнепермских базальтах сырадасайской свиты (*проявление IV-3-7*). Нефтедержущие базальты обнаружены в северном борту Сырадасайской антиклинали в скважине ДС-1 в основании лавового разреза. Базальты миндалекаменные, миндалины выполнены кварцем, хлоритом, кальцитом, реже отмечается пирит. Породы катаклазированы, пронизаны прожилками кальцита. В тонких трещинах и миндалинах наблюдается жидкая нефть с характерными запахами, горящая ярким коптящим пламенем. При снятии давления она вытекает. Количество миндалин с нефтью составляет 10–15 % объема породы, размер миндалин – от миллиметра до первых сантиметров, при мощности перебуренного нефтедержущего интервала от 11,4 до 100 м – 88,6 м. С глубины 83,6 м проанализирована проба нефтедержущих базальтов в лаборатории битуминологии ВНИИ Геоинформсистем (зав. лабораторией О. В. Барташевич). По ее заключению исследованный хлороформенный экстракт базальтов является преобразованной нефтью. Основное воздействие оказывал термолит, сопровождавшийся деструкцией смол, асфальтенов и естественным испарением с потерей низкокипящих соединений. Температуре термолита нефти оценивается в 200°, следовательно поступление нефти в базальты могло произойти после их остывания.

Кроме жидкой нефти, выявлены нефтяные твердые битумы в скважине ДС-4, р. Верх. Тамы, 7 км выше устья (*проявление IV-3-2*). Здесь в интервале глубин 87,0–100,0 м среди миндалекаменных базальтов сырадасайской свиты отмечены включения битумов коричневого, черного цвета, приуроченные к кальцитовым трещинам и миндалинам. Содержание включений – до 1 %.

Аналогичные твердые битумы обнаружены в обнажениях в верховьях р. Сырадасай на правом борту долины среди базальтов и подстилающих их породах овражинской и ефремовской свит, в виде прожилков по трещинам и выполнения миндалин, налетов на гальках (*проявления IV-1-4, 5, 6*).

Жидкие и твердые битумы среди пород терригенно-угленосной толщи перми обнаружены также при проведении поисково-оценочных работ на уголь в пределах Сырадасайской антиклинали [75]. В скважине СС-9 в интервалах 145,6–146,1; 200–230; 30–320 и 359–379 м вскрыты отложения нижнего–верхнего карбона с включениями вязких битумов (*проявление IV-3-5*).

В скважине СС-8 на глубине 200–207,7 м в породах ефремовской свиты – жидкие битумы, тоже на глубине 297,8 и 306,4–311,0 м (*проявление IV-3-8*).

Кроме вышеприведенных проявлений нефти и битумов, при бурении скважины СС-10 (*проявление IV-3-3*) был зафиксирован выброс метана с глубины 31,0 м из горизонта четвертичных песков, перекрытых глинистыми отложениями. Произошло самовозгорание, высота пламени –

1,5–2,0 м, выделение газа продолжалось в течение 7 часов.

Перспективы нефтегазоносности территории листа рассмотрены в следующем разделе «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района».

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

УГОЛЬ КАМЕННЫЙ

Ресурсы каменных углей территории листов связаны с пермскими угленосными отложениями. Регионально они приурочены к Западно-Таймырскому каменноугольному бассейну. На площади известны достаточно изученное Сырадасайское месторождение и 9 проявлений каменного угля, которые после дополнительного изучения могут перейти в ранг месторождений.

Месторождение Сырадасайское (IV-2-4) расположено в среднем течении р. Сырадасай. Открыто А. П. Ивановым в 1940 г., изучалось С. Л. Троицким [72], Б. Н. Андросовым [41], А. Н. Федотовым [75]. Угленосные отложения представлены овражинской, убойнинской и ефремовской свитами перми. Они слагают Сырадасайскую антиклиналь протяженностью 40 км и с размахом крыльев – до 8 км. По данным А. Н. Федотова, на площади 300 км² вскрыто 16 скважинами и установлено в 10 коренных выходах 28 угольных пластов и пропластков, суммарной мощностью 49,5 м, из них 22 пласта имеют мощность (рабочую) более 0,7 м, в том числе один пласт – 9,8–12,1 м. Суммарная мощность рабочих пластов – 47,2 м. Скважинами угли прослежены до глубины 370 м. Наиболее продуктивными являются ефремовская и убойнинская свиты. Угли отвечают марочному составу от слабоспекающихся (СС) до газовых (Г). На отдельных участках, в зонах развития интрузивных траппов, отмечаются более высокометаморфизованные разности – Т, А. Угли малосернистые, среднефосфористые, имеют зольность 12–17 %, реже – 25 %, коксующиеся (толщина пластического слоя – 6–31 мм). Прогнозные ресурсы каменных углей Сырадасайского месторождения до глубины 600 м составляют по категории P₂+P₃ – 5,7 млрд т, из них 5,3 млрд т – коксующиеся [75]. На основании данного подсчета прогнозных ресурсов, величина которых соответствует крупному месторождению, на карте полезных ископаемых этот объект показан как крупное непромышленное месторождение. На нем в настоящее время проводятся геологоразведочные работы ООО «Северная звезда» согласно лицензии КРР 01887 ТР, выданной в 2008 году.

Проявление каменного угля в левом притоке р. Дянгур (I-4-1) – в поле развития пород овражинской свиты элювиально-делювиальные развалы каменного угля в виде полосы шириной до 30 м, прослеженной на расстоянии 0,5 км. В широтном направлении вдоль левого борта ручья. Уголь блестящий с прослоями матового.

Другие проявления каменного угля, отмеченные на карте полезных ископаемых, представляют собой относительно маломощные (0,3–1,0 м) пласты в породах овражинской и крестьянской свит.

Результаты технологического и элементного состава каменных углей в пределах листа приведены в таблице 7.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ, МОЛИБДЕН

Проявления медно-молибденовой минерализации принадлежат медно-порфировому типу и связаны с щелочными породами моржовско-убойнинского комплекса.

Проявление Убойное-I (I-2-3) представляет собой штокверк, приуроченный к юго-восточному эндоконтакту Убойнинского массива. Рудное тело, имеющее в плане удлиненную серповидную форму, прослежено и оконтурено с поверхности по оруденелому элювию. Площадь его – 1,3 км². По двум профилям рудная минерализация прослежена 10 скважинами на глубину 103,0 м. Максимальная глубина бурения составила 300,1 м. Минерализованные монзонит-порфиры интенсивно окварцованы, калишпатизированы. Рудная минерализация распределена весьма неравномерно. Мощность обогащенных сульфидами участков в вертикальном разрезе варьируют от 0,4 до 10 м. Тип оруденения вкрапленный и прожилково-вкрапленный. Основное значение имеют первичные руды. Зона окисления выражена плохо. Она фиксируется примазками малахита и азурита. Зона вторичного обогащения отсутствует.

Таблица 7

Результаты технологического и элементного анализа каменных углей

№ месторождения, проявления по списку	Технологические показатели											Пластометрические показатели	
	W ^d , %	A ^d , %	V ^{daf} , %	S _t ^d , %	P ^d , %	C ^{dff} , %	H ^{daf} , %	N ^{daf} , %	Q _d ^{daf} , %	Q _s ^{daf} , ккал/кг	коксуемость	X, мм	Y, мм
I-1-1	1,34	12,4	7,42	0,57	0,13	90,5	2,93	2,48	4,06	8049	порошок	-	-
I-1-2	0,89	8,19	8,85	0,79	0,01	90,9	3,67	1,82	3,63	8359	порошок	-	-
I-2-7	0,96	10,9	7,10	0,36	0,01	91,5	3,47	1,97	3,06	8313	порошок	-	-
I-4-1	1,34	14,6	7,62	0,32	0,09	91,1	2,87	2,16	3,87	8010	порошок	-	-
II-2-1	-	12,5	9,39	0,42	0,01	90,4	3,45	2,13	4,02	8239	порошок	-	-
II-2-2	-	33,1	16,4	0,52	0,02	86,7	4,26	2,36	6,69	8048	порошок	-	-
IV-2-4 (Сырадасайское)	2,1	14,9	38,2	0,8	0,01	82,3	5,4	1,64	-	7900	сплав. вспуч.	38	11
Крестьянская свита	0,3-1,9	16,6-38,3	18,3-44,3	1,0-7,4	0,01-0,06	79,3-86,4	2,5-5,7	1,14-2,14	7,15-13,5	8064-8445	сплав. вспуч.	2-37	14-35
Убойнинская свита	0,5-2,3	12,6-25,2	22,3-40,9	0,32-1,31	0,01-0,1	82,3-88,8	2,7-5,5	1,6-2,4	5,8-12,0	8015-8514	сплав. вспуч.	8-37	13-27
Ефремовская свита	0,6-1,2	10,0-33,8	18,2-39,0	0,3-2,3	0,01-0,2	78,9-89,5	4,3-5,6	1,4-3,0	5,2-14,0	8091-8652	спекш. вплав.	-	-

Основные рудные минералы: пирит, халькопирит, молибденит.

В рудном элювии содержания элементов составляют (в %): меди – 0,01–1,12, молибдена – 0,0002–0,1, свинца – 0,02–4,0, цинка – 0,01–0,18; серебра – 0,8–32,8 г/т; золота – 0,003–0,11 г/т; в оруденелых участках керна скважин (в %): меди – 0,01–0,57, молибдена – 0,001–0,039, свинца – 0,002–0,46, цинка – 0,006–0,15; серебра – 0,1–3,6 г/т; золота – 0,003–0,06 г/т. Максимальные обогащенные участки, вскрытые бурением, имеют мощность от 6 до 10 м и содержат (в %): меди – 0,15–3,17 (скв. УМ-2, инт. 18,0–28,0 м); молибдена – 0,0085–0,045, 0,003–0,059 (скв. 2М-1, инт. 48,0–56,5 м и скв. УМ-2, инт. 45,0–51,0 м соответственно).

Структурно-текстурные особенности сульфидных руд свидетельствуют о том, что отложение рудообразующих минералов происходило, главным образом, при метасоматическом замещении породообразующих минералов, жильного кварца, сульфидов и карбонатов, развивающихся по многочисленным тонким трещинам и пустоткам. Часть рудообразующих минералов отложилась путем заполнения трещин, которые приоткрывались в несколько стадий минерализации.

Первичные рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, молибденитом, сфалеритом, галенитом, гематитом и пирротинном. Пирит является основным рудным минералом, он образует рассеянную и прожилковую вкрапленность, иногда встречается в виде кристаллических агрегатов. Пирит характеризуется преимущественно идиоморфными, гипидиоморфными зернами. Очень редко содержит неравномерную эмульсионную вкрапленность халькопирита, который выполняет промежутки между зернами пирита. Халькопирит является главным рудным минералом. Он образует вкрапленность, редко – мелкие гнезда, прожилки, агрегаты неправильных зерен. Выделение халькопирита происходило после пирита и кварца, о чем свидетельствует ксеноморфизм его зерен по отношению к пириту, а также наличие тонких прожилков халькопирита в катаклазированных зернах пирита. Молибденит встречается в виде мономинеральных выделений и, реже, в сростании с халькопиритом и пиритом, образуя тонкие прожилки (доли мм) и мелкочешуйчатую вкрапленность. Галенит является одним из наиболее поздних рудообразующих сульфидов. Он наблюдается в виде нитевидных прожилков, кристаллически зернистой вкрапленности и редких гнезд размером 2–3 мм. Сфалерит встречается редко в виде одиночных мелких зерен в ассоциации с галенитом. Магнетит в небольших количествах встречается часто. Образует изометричные зерна в промежутках между зернами пирита, иногда замещая его. Гематит образует кристаллы пластинчатой формы, радиально-лучистые тонкозернистые агрегаты по периферии пиритовых выделений и самостоятельные тонкие прожилки. Пирротин в очень небольших количествах встречается в ассоциации с пиритом.

Минералы, зоны окисления представлены лимонитом, ковеллином, халькозином, малахитом и азуритом. Лимонит чаще отмечается в виде каемок, прожилков в первичных сульфидах, иногда выполняет тонкие прожилки в нерудных минералах. Ковеллин и халькозин встречаются очень редко и в незначительных количествах. Они образуют тонкие корочки и налеты при замещении халькопирита. Малахит и азурит образуют налеты, пленки, корочки, примазки при окислении халькопирита.

По характеру распределения минералов текстуры руд относятся к классу неоднородных. Вкрапленная текстура характеризуется единичными зернами и мелкими агрегатами с размерами выделений от десятых долей мм до 3–5 мм пирита, халькопирита, молибденита, сфалерита, галенита. В зальбандах кварцевых прожилков нередко наблюдается нарастание вкрапленности в виде цепочек. Прожилковая текстура отмечается часто. Мощность колеблется от долей мм до 1–2 см, в одиночных случаях – 4–5 см. Прожилки, как правило, имеют ветвистое строение, образуя в местах пересечения раздувы и утолщения. Вкраплено-прожилковая текстура характерная для наиболее обогащенных рудных участков, является сочетанием первых двух текстур. Жильная брекчиевидная текстура отмечается в линейных маломощных (1–3 см) зонах брекчирования, где сульфиды цементируют раздробленные вмещающие породы. Концентрация сульфидов в таких зонах достигает 70–80 %. Пятнистая текстура характеризуется обособлением магнетита, пирита, халькопирита во вмещающей породе. Агрегаты имеют неправильную форму, расплывчатые нечеткие границы, размеры их не превышают 1 см. Сетчатая микротекстура встречается часто, главным образом, в виде пересечения тончайших прожилков лимонита в халькопирите. Зональная каемочная микротекстура обусловлена развитием каемок вторичных минералов – азурита, малахита, лимонита, гематита (отчасти) вокруг зерен сульфидов.

В пострудный период руды претерпели изменения, характеризующиеся частыми подвижками, микросбросами, катаклизмом и последующим окварцеванием вдоль плоскостей нарушений.

Первичные структуры руд представлены идиоморфнометазернистой, широко развитой в мономинеральных агрегатах пирита, и аллотриморфнометазернистой, типоморфной для мономинеральных агрегатов халькопирита.

Вторичные структуры представлены гранобластической, характерной для галенита и сфалерита, эмульсионной и звездчатой распада твердых растворов в сростании сфалерит+халькопирит.

Проявление Убойное-II (I-2-6) представлено зоной пиритизированных измененных пород с отдельными точками минерализации пирит-халькопиритового и пирит-галенит-сфалеритового состава. Площадь зоны – 4,1 км², форма сегментовидная. Контур определен по совокупности геологических, геофизических и геохимических данных. Из 8 скважин, пробуренных по двум крестообразным профилям, в 7 вскрыто убогое сульфидное оруденение в интервалах глубин 12–165 м. Максимальная глубина бурения скважин – 229,3 м. Рудная минерализация приурочена к гранодиорит-порфирам, кварцевым монзонитам и измененным осадочным породам перми в кровле интрузии. Комплекс рудных минералов, их генетические взаимоотношения, текстурные и структурные особенности идентичны таковым проявления Убойное-I. Это рассеянная с единичными прожилками убогая вкрапленность пирита, пирротина, халькопирита, молибденита, галенита и сфалерита, распределенная крайне неравномерно. Мощность участков с видимой сульфидной минерализацией колеблется в пределах 2–10 м.

Основные рудные минералы – пирит и пирротин – встречаются повсеместно в виде рассеянной вкрапленности и маломощных (до 1,5 см) линейных прожилков. Главные рудные минералы (халькопирит и молибденит) образуют тонкую (менее 1 мм) вкрапленность по микротрещинам или в интерстициях порфировых выделений полевых шпатов. Галенит и сфалерит приурочены, как правило, к кварцевым прожилкам, тяготеющим к периферии рудной зоны.

Содержание элементов в оруденелом элювии (в %): меди – 0,02–0,5, молибдена – 0,0002–0,003, свинца – 0,003–0,6, цинка – 0,008–0,8; серебра – 0,1–15,4 г/т; золота – 0,01–0,22 г/т; по керну скважин (в %): меди – 0,005–0,06, молибдена – 0,0001–0,014, свинца – 0,002–0,058, цинка – 0,006–0,04; серебра – 0,2–3,0 г/т; золота – 0,015–0,15 г/т. Максимально обогащенный участок вскрыт скважиной УМ-15 в интервале 76,0–86,0 м, он содержит (в %): меди – 0,01–0,13, молибдена – 0,001–0,013, свинца – 0,013–0,066, цинка – 0,01–0,3; серебра – 1,0–4,0 г/т; золота – 0,06–0,1 г/т.

СВИНЕЦ, ЦИНК

Полиметаллическое оруденение представлено *пунктом минерализации* р. Косо-Бигаи (П-4-8), открытого работами Норильской экспедиции в 1984 г. Оруденение представлено вкрапленностью галенита и сфалерита в обохренных пиритизированных и карбонатизированных базальтах лабакской свиты нижнего триаса. Зона измененных пород прослежена канавами на 30 м. Содержания в 10 штучных пробах составляют (в %): свинца – 0,01–1,0, цинка – 0,015–1,0; золота – до 1,06 г/т; палладия – до 1 г/т [68].

МЫШЬЯК, РТУТЬ, СУРЬМА

Оруденение сурьяно-ртутно-мышьяковой рудной формации представлено *Убойнинским проявлением* (П-3-4) и незначительным *проявлением* р. Сырадасай (IV-3-4).

Убойнинское проявление (ранее рассматривалось как месторождение) (П-3-4) мышьяка располагается в верхнем течении р. Малой Убойной. Оно открыто Е. М. Люткевичем в 1942 г. и детально изучено В. Г. Маловым в 1954–1955 гг. В тот период был проведен большой объем горных и опробовательских работ с целью выяснения перспективности на киноварь. В 1986 г. при геологосъемочных работах на площади месторождения с целью выяснения перспектив его золотоносности, было проведено литохимическое опробование рыхлых отложений и бороздвое – рудных тел. Структурно Убойнинское проявление приурочено к западной части периклинального окончания Убойнинской антиклинали. Ядро антиклинали, сложенное известняками нижнего карбона и верхнего девона, осложнено дизъюнктивными нарушениями северо-западного, северо-восточного и широтного направлений. Площадь рудного поля – 8 км².

Оруденение локализуется в брекчированных известняках. Руды представлены двумя морфогенетическими типами: кварц-реальгаровыми штокверками, для которых характерно преобладание кварца и реальгара, и реальгар-кальцитовыми жилами.

Основные запасы мышьяковых руд, по данным В. Г. Малова (1955 г.), сосредоточены в трех кварц-реальгаровых штокверках, наибольший из которых имеет в плане площадь 60×300 м. Это изометричной формы участок интенсивно раздробленных вторичных микрокварцитов, развивающихся по известнякам нижнего карбона. Рудная минерализация, локализуемая в микрокварцитах, образует густую сеть маломощных (0,1–10 см) прожилков, в местах пересечения которых формируются гнезда, достигающие иногда до 1,5 м в поперечнике. Рудные минералы

представлены реальгаром, самородным мышьяком, киноварью, антимонитом, пиритом. Преобладает реальгар, остальные рудные минералы встречаются в виде убогой рассеянной вкрапленности.

Реальгар-кальцитовые жилы развиваются по секущим линейным зонам дробления в известняках, которые сцементированы кальцитом и реальгаром. Мощность жил 0,5–4,5 м. Основной рудный минерал – реальгар, в протоочках отмечаются киноварь, антимонит.

Содержания элементов (Малов, 1955) составляют в реальгар-кварцевых рудах (в %): мышьяка – 0,63–50,6, ртути – 0,01–0,022, сурьмы – 0,01–0,54; в реальгар-кальцитовых рудах (в %): мышьяка – 0,02–48,2, ртути – 0,01–0,02, сурьмы – 0,01–0,3 (иногда до 1,23). Проведенными в 1986 г. опробовательскими работами (золотоспектрометрии) установлены повышенные содержания золота: в реальгаровых рудах – 0,01–0,6 г/т, в рыхлых отложениях – 0,002–1,0 г/т. В шлиховых пробах золото не обнаружено.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО, СЕРЕБРО

Повышенные содержания золота отмечаются в реальгар-кварцевых и реальгар-кальцитовых рудных телах. По данным анализа 102 бороздовых проб мышьяковые руды содержат золота от 0,01 до 0,6 г/т.

Наиболее значительные содержания золота и, особенно, серебра связаны с медно-порфировой минерализацией в рудопрооявлениях Убойное-I и Убойное-II. По результатам анализа 94 керновых и 208 штуфных проб концентрации этих элементов составляют: в керне скважин золота – 0,003–0,3 г/т, серебра – 0,2–29,6 г/т; в рудном элювии золота – 0,003–10 г/т, серебра – 0,1–380 г/т. Значительные колебания содержания золота и серебра обусловлены неравномерностью распределения сульфидной минерализации.

ПЛАТИНА И ПЛАТИНОИДЫ

Литохимические аномалии этих элементов фиксированы в двух точках на побережье оз. Надудотурку (*пункт минерализации III-4-2*) [78]. Здесь в измененных пиритизированных базальтах лабакской свиты нижнего триаса установлены содержания платины – 0,03 г/т. Зоны измененных пород очень незначительны по масштабам и поискового интереса не представляют. По мнению Л. К. Цывьяна [78] наличие повышенных содержаний платиноидов в вулканогенных отложениях нижнего триаса, распространенных на территории примыкающей к оз. Надудотурку, может служить косвенным признаком никеленосности этой площади.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

В пределах листа выявлена радиоактивная аномалия (*пункт минерализации IV-3-6*) в скважине ДС-1 в интервале 17,5–19,8 м. Здесь в базальтах рентгеноспектральным анализом установлены содержания урана – 0,0031 %, тория – 0,0007 %.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

В пределах листа выявлены 12 проявлений агата. Агатовая минерализация приурочена к шаровым лавам и миндалекаменным разностям базальтов лабакской и верхтамской свит нижнего триаса. Суммарная мощность продуктивного горизонта – около 100 м. Большинство выявленных проявлений представляют собой элювиально-делювиальные россыпи агатовых жеод и миндалин, формирующихся в непосредственной близости от коренных источников. Площадь россыпей – от 30×100 до 50×500 м. На каждые 10 м² площади приходится в среднем 2–3 агатовые миндалины. Продуктивность россыпей на глубину не изучалась.

Наиболее детально изучены и опробованы *проявления* на водоразделе рр. Крестьянки и Сырадасай (III-1-2, 3). Здесь преобладают миндалины, сложенные агатом. Более редко встречаются агатовые жеоды с центрами, выполненными полупрозрачным горным хрусталем, иногда с

фиолетовым оттенком (аметистовым кварцем). Изредка отмечаются мелкокристаллические щетки аметистового кварца, развивающиеся по трещинам в базальтах.

Декоративно-художественная характеристика агата этих проявлений проведена в Геммологической партии ЦГРЭ «Центркварцсамоцветы» в 1987 г. Исследовалось 37 образцов общим весом 20 кг. Размеры образцов в среднем составляют 100×75×35 мм. Форма большинства образцов неправильная. Некоторые из них имеют прямоугольные брусковидные очертания, напоминающие параллелепипеды, другие похожи на сплюснутые жеоды. Бесцветные мелкие кристаллы кварца образуют на поверхности камней небольшие щетки, которые отмечаются и на стенках неглубоких поверхностей. Структура агата скрытокристаллическая, до аморфной, в местах выделения шестоватого кварца – яснокристаллическая. Твердость (по шкале Мооса) – 6,5–7. Излом раковистый, блеск тусклый, восковой. Цвет агата – серый, светло-серый, иногда с молочно-белыми полосами. Рисунок параллельно-полосчатый, иногда концентрически-зональный, в большинстве образцов отмечается тончайшая (до 0,1 мм) параллельная микрослоистость, местами слегка волнистая, напоминающая мелкую рябь. В целом рисунок таких образцов неконтрастный. Изредка встречаются камни со слегка деформированными кольцами, образующими резкоконтрастный рисунок («глазчатый агат»). Эти образцы по рисунку близки к тиманскому агату. Также оригинальны образцы с мелкими, размером 0,5–1 см в диаметре, серыми кольцами, нарастающими друг на друга и образующими невысокие столбики, напоминающие коралловые колонии. В пластинке толщиной в 1 см полосчатый агат просвечивает слабо, участки же, сложенные шестоватым кварцем, просвечивают лучше. Строение агата характеризуется сочетанием серых полос халцедона с белыми, сложенными, в основном, мелкоскрытокристаллическим кварцем, кристаллики которого располагаются поперек слоистости. В строении отстойной камеры, где формировался агат, наблюдаются две зоны (снизу вверх): 1) полосчатый агат с ритмообразным чередованием полос, сложенных халцедоном и белым кварцем; 2) полосчатый агат с преобладанием белых полос, сложенных кварцем. Вторая зона в некоторых образцах проявлена слабо или совсем отсутствует. Иногда в состав верхней зоны входит кальцит. Тонкие стенки отстойной камеры мощностью до 0,1 см сложены белым халцедоном. Агат хорошо выдерживает распиловку и дальнейшую механическую обработку в пластинах толщиной 20 мм. Большинство образцов принимают прекрасную полировку, близкую к зеркальной. Основным дефектом, снижающим качество агата, является наличие тонких трещин. Таймырский агат, хотя и не обладает резким и броским рисунком, в целом декоративен. Отдельные образцы агата по декоративно-качественным характеристикам и размерам бездефектных областей соответствуют ОСТу 41,117-76, что позволяет использовать их в камнерезной промышленности для изготовления мелких ювелирно-галантерейных изделий. Образцы типа «глазчатый агат», после распиловки и шлифовки, могут с успехом использоваться в качестве коллекционного материала (например, как миниатюрные» или «малые кабинетные» образцы).

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

На площади листа в качестве естественных строительных материалов могут быть использованы долериты быррангского, тарисеймитаринского комплексов и кварцевые сиениты Убойнинского массива моржовско-убойнинского комплекса. По результатам лабораторного исследования трех проб долеритов, пригодных в качестве бутового камня в промышленном и гражданском строительстве (ТУ-21-3-87) и как сырья для каменного литья. Согласно ГОСТ 8267-82 щебень долеритов может использоваться в качестве балласта и заполнителя в обычные бетоны. Ресурсы их не ограничены.

Кварцевые сиениты и монзониты *Убойнинского массива* (I-2-2) обнажаются на площади около 30 км². Породы средне-крупнокристаллические с ясно выраженной порфировой структурой. Высокая механическая прочность, хорошие декоративные свойства позволяют использовать породы в качестве естественного строительного материала и облицовочного камня. Ресурсы, подсчитанные до глубины 100 м, составляют по категории P₃ – 2 600 млн м³ [58].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория листов входит в **Южно-Бырангскую структурно-металлогеническую область** Таймыро-Североземельской металлогенической провинции, специализированную на комплекс полезных ископаемых, включающий в себя сульфидные медно-никелевые руды, золото, медь, молибден и ряд других полезных ископаемых.

НЕФТЬ И ГАЗ

Для решения вопроса о перспективах доюрской (в пределах Таймырской складчатой области, включая лист S-44-XXIX, XXX) нефтегазоносности надо было решить две основные задачи. Первая из них состояла из выявления потенциальных нефтематеринских пород, возможностей генерации в них нефти, вторая определялась нахождением благоприятных структурных и литологических (коллектора, крыши) условий для локализации нефти и газа.

Первый вопрос решался силами группы А. П. Романова в КНИИГиМС с привлечением для лабораторных исследований ряда специализированных институтов путем оценки степени катагенетической преобразованности органического вещества и ожидаемого нефтегазогенерационного потенциала доюрских отложений западной части Таймырской складчатой области. Вторым вопросом решался путем проведения сейсморазведочных работ [44] на правом берегу р. Енисей в пределах западной части Таймырской складчатой области и Енисей-Хатангского прогиба. Использовались также данные проведенных ОАО «Красноярскгеолсъемка» ГГС-200 и ГДП-200 на данной территории [58].

Обработка данных по органической геохимии палеозойских отложений и битумов Сырадасайской площади Западного Таймыра: результатов пиролиза ОВ, измерений отражательной способности витринита, исследований элементного состава керогена и распределения групп углеводов-биомаркеров в битумоидах органического вещества пород и битумах позволяет сделать следующие выводы о нефтегазогенерационном потенциале палеозойских отложений площади.

Возможные уровни нефтегазогенерации и степени катагенеза ОВ: углеродистые толщи северной фациальной зоны (реализовавшие свой потенциал и имеющие степень катагенеза – АК) и пермские отложения Сырадасайской площади (находящиеся в главной зоне нефтеобразования по данным измерения отражательной способности витринита и элементному составу керогена).

Результаты исследования УВ-биомаркеров в битумоидах пород и пробах битумов показали, что битумы Сырадасайской площади генетически связаны с ОВ аквагенного (сапропелевого) типа силура, девона и карбона северной фациальной черносланцевой зоны. В пределах центральной части территории, в том числе и на Сырадасайской площади, на разных этапах прогиба углеродистые отложения силура, девона и карбона проходили зону нефтяного окна, вступали в зону газогенерации и на этапе максимального погружения уже реализовали свой потенциал. Южнее Сырадасайской антиклинали в пределах Нижнепуринского вала эти породы находились в главной зоне нефтеобразования на этапе максимального погружения в конце триаса и могли генерировать УВ близкие по геохимическим особенностям изученным триасовым битумам.

Применение пиролиза ОВ показало следующие результаты. Эвенкская свита на Сырадасайской площади вскрыта колонковой скважиной СС9 и представлена алевро-аргиллитовой толщей с прослоями глинистых известняков. Органическое вещество глинистых алевролитов эвенкской свиты характеризуется самыми хорошими пиролитическими характеристиками среди всего изученного разреза палеозоя Западного Таймыра. Содержание органического углерода ($C_{орг}$) варьирует от 1,09 до 7,41 % по четырем пробам, S_2 – 0,91–16,64 мг УВ/г породы, S_1 –

0,21–2,05 мг УВ/г породы. Значения T_{\max} соответствуют газовой стадии катагенеза ОВ (МК21(Г)).

Отложения нижней и верхней перми изучены в обнажениях р. Убойная и в колонковых скважинах Сырадасайской площади. Ефремовская и убойнинская свиты представлены терригенной угленосной толщей общей мощностью около 1 000 м, образование которой проходило в континентальных условиях осадконакопления. В разрезе присутствуют слои темно-серых и черных аргиллитов и глинистых алевролитов с содержанием $C_{\text{орг}}$ – до 4–6,5 %. В обнажениях на р. Малая Убойная нижнепермские отложения преобразованы многочисленными пластовыми и секущими интрузиями, содержание $C_{\text{орг}}$ варьирует от 0,25 до 4,48 %. Параметры пиролиза S_1 , S_2 , HI при этом нулевые. Содержание $C_{\text{орг}}$ в отложениях ефремовской и убойнинской свит на Сырадасайской площади – 1,25–3,2 %, значения параметра пиролиза T_{\max} соответствуют положению главной зоны нефтеобразования (437–439). S_2 варьирует в пределах 0,4–2,24 мг УВ/г породы. Водородный индекс достигает 74 мг УВ/г $C_{\text{орг}}$, что характерно для органического вещества со значительной долей гумусовой составляющей.

Верхнепермские отложения, вскрытые колонковыми скважинами на Сырадасайской площади, представлены терригенными угленосными отложениями. Общая мощность верхнепермской толщи более 1 500 м. Содержания органического углерода ($C_{\text{орг}}$) достигают 8 % в обогащенных углистым материалом породах крестьянской свиты. Водородный индекс соответствует третьему типу керогена – до 108 мг УВ/г $C_{\text{орг}}$. По результатам измерения отражательной способности витринита степень катагенеза ОВ достигает МК21(Г), что соответствует главной зоне нефтеобразования.

Пермские отложения на большей части территории прогреты многочисленными межпластовыми и секущими интрузиями долеритов, и только в обнажениях и скважинах Сырадасайского участка отобраны пробы каменных углей, алевролитов и аргиллитов, органическое вещество которых на удалении от интрузий подвержено только региональному катагенезу. Содержание $C_{\text{орг}}$ в пермских терригенных отложениях Сырадасайской площади варьирует от 0,25 % в глинистых алевролитах до 8 % – в углистых аргиллитах. Значения T_{\max} – 437–445 свидетельствуют о газовой стадии катагенеза ОВ пород МК21(Г), т. е. погружавшихся в главную зону нефтеобразования. Параметр S_2 достигает 2,73 мг УВ/г породы, водородный индекс составляет 25–108 мг УВ/г $C_{\text{орг}}$, что характеризует нефтематеринскую породу с невысоким нефтегазоматеринским потенциалом, что типично для отложений с содержанием гумусового ОВ.

В пределах Убойнинской антиклинали аргиллиты убойнинской и ефремовской свит отличаются более глинистым составом и морскими обстановками осадконакопления по сравнению с разрезами Сырадасайской площади. $C_{\text{орг}}$ здесь достигает 4,5 %. Однако породы здесь сильно преобразованы, что видно в обнажениях и подтверждается данными пиролиза. Вероятно, что степень катагенеза на начало триаса была недостаточна для реализации нефтематеринского потенциала. При внедрении многочисленных межпластовых и секущих интрузий эти породы могли генерировать некоторое количество углеводородов, но на современном этапе они не сохранились.

Содержание хлороформенного битумоида изменяется от 0,002 до 0,144 % на породу. Низкие значения характерны для отложений северной фациальной зоны (0,002–0,003 %), что также говорит об исчерпании нефтегазогенерационного потенциала. Значения 0,144 % отмечены в разрезах терригенных пермских отложений Сырадасайской площади.

По имеющимся на сегодняшний день аналитическим данным, нефтематеринским ОВ для твердых битумов, заключенных в триасовых базальтах Сырадасайской площади, является аквагенное (сапропелевое) планктоногенно-водорослевое по генезису органическое вещество, вероятно, палеозойских отложений усть-пясинской, домбинской, зелеевской, макаровской свит, которые в настоящее время в северной фациальной зоне преобразованы до стадии апокатагенеза, но в течение геологической истории могли генерировать УВ, и кроме того, южнее Сырадасайской площади в пределах структур, подобных Нижнепуринскому валу могли сохраниться с меньшей степенью катагенеза.

Таким образом, в разрезах палеозоя в пределах Западного Таймыра есть толщи, обладающие благоприятными нефтегазогенерационными параметрами. Отложения силура, девона, карбона на большей части территории метаморфизованы и дислоцированы, ожидать наличие очагов генерации и аккумуляции углеводородов можно только в пределах структур типа Нижнепуринского вала, где эти породы находятся в зоне нефтегазообразования. Для дальнейшего изучения геологического строения, геотермических условий, нефтематеринских, коллекторских свойств и нефтегазоносности палеозойских отложений в пределах Нижнепуринского вала рекомендуется пробурить параметрическую скважину глубиной 4,5 км.

По результатам этих исследований построена схема перспектив нефтегазоносности Диксон-

ской площади (рис. 1), куда входит и лист S-44-XXIX, XXX, а также прилегающие листы S-44-XXI-XXIV; S-44-XXVII, XXVIII; S-45-XIX, XX; S-45-XXV, XXVI. На его территории располагаются центральные части северной и южной прогнозных зон потенциальной локализации углеводородов и две структуры антиклинального типа Убойнинская и Сырадасайская.

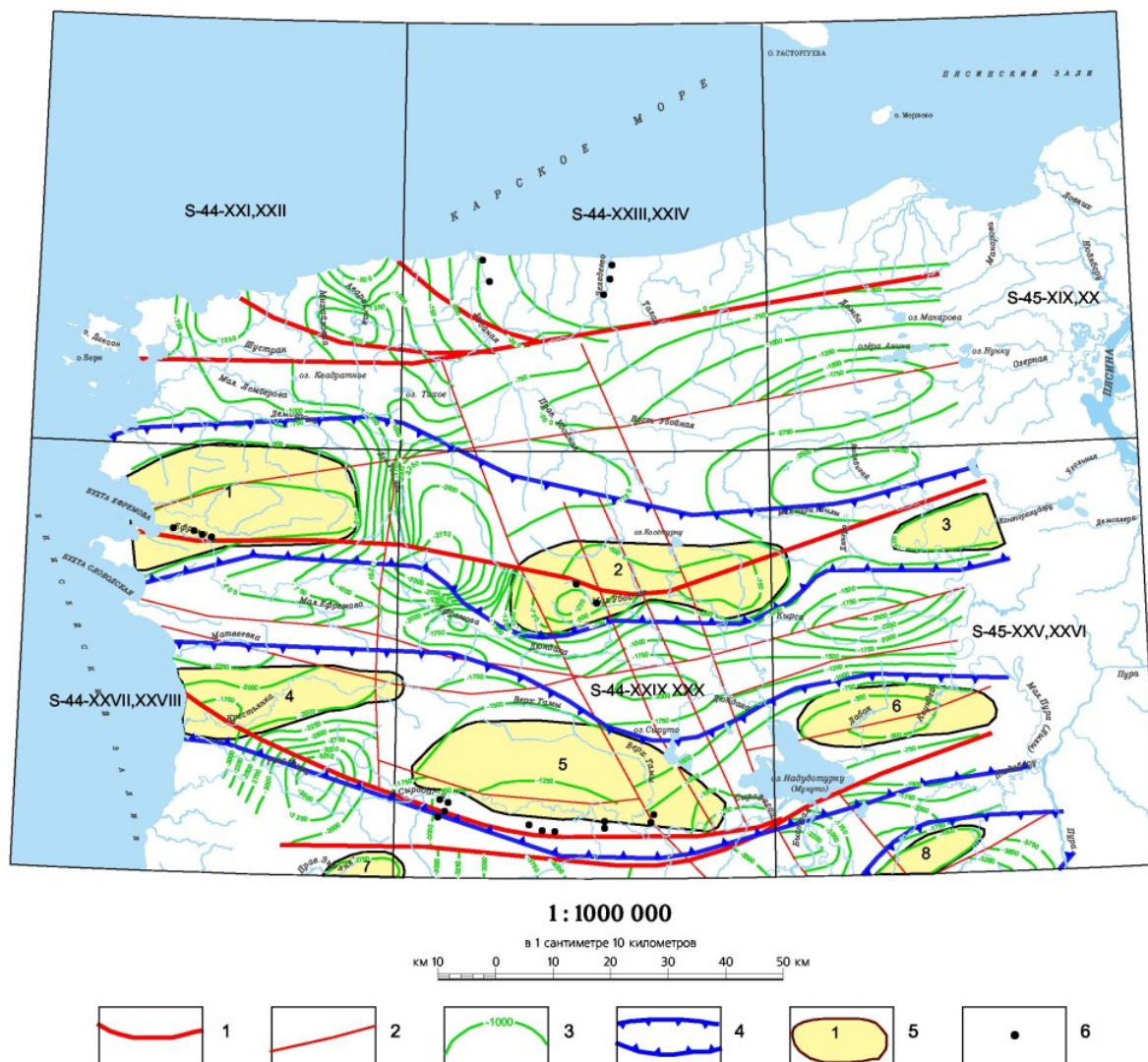


Рис. 1. Схема перспектив нефтегазоносности Диксонской площади.

Разрывные нарушения: 1 – разломы главные, 2 – разломы второстепенные. Результаты интерпретации сейсморазведочных работ [44]: 3 – изогипсы отражающего горизонта Va, соответствующего подошве верхнепалеозойского возраста C₂ (в м). 4 – прогнозные зоны локализации углеводородов. 5 – перспективные объекты антиклинального типа и их амплитуда (в м): 1 – Ефремовская (500), 2 – Убойнинская (1 000), 3 – Угольная (500), 4 – Крестьянская (300), 5 – Сырадасайская (500), 6 – Малоপুরинская (250), 7 – Зырянская (200), 8 – Шакуйская (250). 6 – места отбора проб на анализ органического вещества.

Убойнинская антиклиналь (2) выделена на разрезах по трем сейсмическим профилям на всех стратиграфических уровнях от рифея до палеозоя и в общих чертах наследует положение выступа в рифейском комплексе. Верхняя часть антиклинали в палеозойском интервале разреза существенно осложнена разломами северо-западной ориентировки. Эти нарушения рассекают структуру на две периклинальные части. Центральная часть антиклинали представляет собой грабенообразную структуру северо-западного простирания. Размер Убойнинской антиклинали вкрест простирания составляют около 20 км, по простиранию достигает 70 км. В результате разломной тектоники амплитуда структуры в разных блоках оставляет от 600 до 1 000 м.

Сырадасайская антиклиналь (5) выделена по трем сейсмическим профилям и является наложенной дизъюнктивно-пликативной структурой, связанной с тыловой частью надвига. По глубоким горизонтам она не выделяется, т. е. является собственно палеозойской структурой. По данным геологической съемки центральная часть антиклинали осложнена взбросами и имеет горстообразный вид. По сейсмическим данным структура разбита субширотным разломом на

два крупных блока. В южном блоке выделена сводовая часть структуры с относительно крутыми углами, а в северном – пологое крыло без заметного проявления разрывных нарушений. В плане структура слегка вытянута в широтном направлении с размерами 30×25 км. Амплитуда структуры составляет порядка 500 м.

Перспективы выделенных структур различны и определяются их особенностями. Убойнинская антиклиналь осложнена молодыми сдвиговыми нарушениями. Строение менее нарушенных разрывными нарушениями западной и восточной периклиналей не изучено сейсморазведочными работами. Вопрос о перспективности западной и восточной периклиналей складки будет решен после установления их ненарушенности разрывными нарушениями. Значительная насыщенность терригенных отложений перми пластовыми и секущими интрузиями снижает их нефтегазоперспективность. Некоторые перспективы могут иметь карбонатные отложения карбона, которые в фазу максимального погружения находились на глубине до 4,0 км.

Сырадасайская антиклиналь исследована несколькими профилями и является наиболее изученной из всех структур. В поперечном сечении антиклиналь имеет вид сундучной складки, свод и северное крыло имеют пликативную форму, а южное крыло срезано надвигом, причем оно осложнено разрывными нарушениями типа взброса-сброса. По результатам комплексной интерпретации в пределах Сырадасайской антиклинали прогнозируются наибольшие перспективы обнаружения залежей УВ. В первую очередь перспективы связываются с относительно высоким остаточным нефтегазогенерационным потенциалом карбонатных и терригенных отложений карбона и перми, а также, вероятно, и девона, со слабой тектонической нарушенностью сводовой части структуры и со слабой насыщенностью терригенных отложений перми пластовыми интрузиями и, наконец, с многочисленными нефтегазопроявлениями в ее пределах.

УГОЛЬ КАМЕННЫЙ

Изученная территория расположена в пределах **Западно-Таймырского каменноугольного бассейна** (1). Широкое развитие угленосных отложений, наличие в их разрезе большого количества высокометаморфизованных пластов углей стадий II–VII, что в марочном отношении отвечает углям от газовых до антрацитов, определяет высокую перспективность на этот вид сырья. Общие закономерности распределения угленосности Западно-Таймырского бассейна установлены в целом по всей территории Западного Таймыра, которые рассмотрены выше при анализе условий угленакопления в пермский период.

Минерагеническое районирование проведено с учетом выходов угленосных отложений как потенциальных металлотектов, а также выявленных месторождений и проявлений. На территории листа, принадлежащему Западно-Таймырскому каменноугольному бассейну, выделяются 3 каменноугольных узла. *Убойнинский угольный узел* (1.0.1) заходит на данный лист только своей южной частью, северная его большая часть расположена в пределах листа S-44-XXIII, XXIV. *Косёбигаийский угольный узел* (1.0.2) расположен большей своей частью в пределах данного листа, небольшой восточный фрагмент узла находится на соседнем с запада листе S-45-XXV, XXVI. *Сырадасайский угольный узел* (1.0.3) расположен в бассейне одноименной реки и находится полностью в пределах описываемого листа.

Прогнозные ресурсы для Убойнинского и Косёбигаийского угольных узлов рассчитывались по формуле: $Q=S \times m \times d$, где Q – прогнозные ресурсы категории P_3 в млн т, S – площадь угольного узла в m^2 , m – суммарная мощность угольных пластов в пределах данного поля в м, d – объемный вес каменного угля в t/m^3 .

Площадь угольного узла определялась на карте полезных ископаемых программными средствами ArcView. Суммарная мощность определялась по данным геологосъемочных и геологоразведочных работ за вычетом некондиционных пластов мощностью менее 0,7 м. Объемный вес угля принят $1,48 t/m^3$ по аналогии с Сырадасайским месторождением, где проводились соответствующие исследования.

Для Косёбигаийского узла (в пределах двух листов) эти показатели составляют соответственно $S = 750 \cdot 10^6 m^2$, $m = 16,0 m$, $d = 1,48 t/m^3$. Отсюда: $Q = 750 \cdot 10^6 \times 16,0 \times 1,48 = 17\,760 \cdot 10^6 t$ или округленно с учетом высокой условности расчетов 17 800 млн т. Непосредственно в пределах данного листа ресурсы определены в 14 000 млн т.

Для Убойнинского угольного узла прогнозные ресурсы были рассчитаны в пределах листа S-44-XXIII, XXIV, где находится его основная часть, и они составили 37 700 млн т, из которых 7 700 млн т попадают на рассматриваемый лист.

Прогнозные ресурсы Сырадасайского угольного узла определены в процессе детальных поисковых работ, проведенных в 1985–1988 гг. [75]. Для кондиционных углей приняты следую-

щие условия: минимальная мощность угольного пласта – 0,7 м, содержание золы – ниже 25 %. По результатам этих работ в настоящей записке приняты следующие прогнозные ресурсы: категория P_2 – 4 203 млн т, в том числе коксующиеся – 3 898 млн т; категория P_3 – все коксующиеся угли – 1 400 млн т.

МЕДЬ, МОЛИБДЕН

В пределах листа может быть выделена Убойнинская перспективная площадь в ранге потенциального рудного узла. Убойнинская перспективная на медно-порфировые с золотом руды расположена в Западной части Горного Таймыра. Центральная ее часть находится в 70 км от п. Диксон и 25 км – от побережья Пясинского залива. Общий размер Убойнинской перспективной площади – 2 050 км². Выделена она по материалам ГГС и ГДП-200 (1986–1990 гг.) при составлении комплекта Госгеолкарт-200 на Диксонскую площадь.

Убойнинская перспективная площадь входит в состав Южно-Быррангской структурно-металлогенической области. В этой части Горного Таймыра предполагается наличие «стволовых» проницаемых зон, развивающихся в условиях действия мантийного плюма. Распространение Убойнинско-Пясинского ареала раннемезозойских малых интрузий ограничено сравнительно изометричным полем диаметром ~250 км² в приустьевой части рек Убойная и Пясина и прилегающих островов Карского моря. Гранитоиды являются самыми молодыми магматическими породами региона, прорывая разнофациальные отложения как позднерифейского, так и раннетриасового возраста, включая раннемезозойские долериты и щелочные сиениты. По результатам геохимических работ была проведена оценка рудной специализации мезозойских щелочных граносиенитовых массивов района. По сравнению с кларковыми содержаниями для кислых пород, Убойнинская интрузия обогащена медью, молибденом, бором, вольфрамом, серебром и золотом. На этом основании рудная специализация интрузии соответственно была оценена как медно-порфировая и медно-молибден-порфировая.

По металлогеническим параметрам Убойнинская перспективная площадь отвечает рангу рудного района. В ее пределах выделяется *Убойнинский рудный узел* (0.0.1) (20×25 км), специализированный на Cu, Mo, Au. В геофизических полях рудный узел выражен областью высокоградиентного знакопеременного магнитного поля, локальной отрицательной гравиметрической аномалией; интрузии моржовско-убойнинского комплекса выделяются аэрогамма-спектрометрическими аномалиями K, U, Th. Рудный узел проявлен в геохимических полях. Повышенные содержания Cu, Mo отмечаются в донных осадках и приурочены к ареалу развития мезозойских интрузий моржовско-убойнинского комплекса. На территории района известны локальные ореолы мышьяка, что, учитывая наличие арсенидов в рудах, может служить дополнительным поисковым признаком при выявлении рудоносных участков. В пределах Убойнинской перспективной площади выявлено 2 проявления медно-порфирового оруденения: Убойное-I и Убойное-II. Наиболее перспективное рудопроявление – Убойное-I – приурочено к Убойнинской интрузии.

Массив сложен порфировыми и порфировидными разностями кварцевых монцонитов, сиенитов и гранодиорит-порфиров мезозойского возраста. Массив имеет штокообразную форму и в структурном плане он приурочен к Убойнинской зоне «сквозных» разломов северо-западного направления. Вмещающими породами являются моноклиально залегающие отложения макаревичско-бражниковской свиты верхней перми. Вулканогенные породы нижнего триаса, залегающие к востоку от штока, контактируют с ним по дизъюнктивному нарушению. Площадь массива на 60 % перекрыта чехлом рыхлых отложений позднечетвертичного возраста, мощностью в среднем 1–5 м, редко – до 10–20 м. Дизъюнктивным нарушением субширотного направления шток разбит на две, примерно одинаковые по площади части – северную и южную. В северной части, наименее эродированной, породы штока представлены мелко-среднезернистыми разностями кварцевых монцонитов и гранодиорит-порфиров. Южную часть слагают крупнозернистые кварцевые монцониты и кварцевые сиениты. Дайковая фация массива представлена маломощными (1–5 м) секущими телами сиенит-порфиров, которые прослеживаются на многие сотни метров по периферии штока. Вмещающие массив породы ороговикованы и графитизированы.

Установлено, что распределение элементов по вертикали и латерали в первичных литохимических ореолах осуществляется в единой последовательности и характеризуется следующим рядом зональности (от центра к периферии): Cu-Mo(Pb-Zn-Ag)-Ba-As. Наиболее сильные связи у свинца, цинка, серебра. Мышьяк занимает надрудное положение. Особое место принадлежит золоту, которое не имеет ярко выраженной связи с другими элементами, но постоянно присут-

ствуется в повышенных содержаниях в зонах сульфидного обогащения. Это говорит о его возможной самородной природе.

В целом, с учетом геофизических аномалий, шлиховых и геохимических ореолов меди и молибдена ресурсы предлагаемой к рассмотрению площади оценивались по категории P_3 в 1 600 тыс. т меди [58]. Ресурсы не проходили апробацию, так как степень их достоверности не велика. При их оценке использовался метод аналогии, когда на все геохимические, шлиховые и геофизические аномалии, единичные пункты минерализации в районах распространения интрузий, автоматически дублировались ресурсы, подсчитанные для проявлений Убойное-I и -II. А. П. Романовым и др. (2008 г.) предлагается оценка, соответствующая степени изученности площади: меди категории P_3 – 500 тыс. т, молибдена – 20 тыс. т, золота – 20 т.

По целому ряду критериев (литологических, структурных, магматических, метасоматических, геохимических, минералогических, геофизических) Убойнинская площадь является перспективной на обнаружение месторождений медно-порфирового типа с золотом и серебром. Моделью-аналогом для Убойнинской медно-молибденовой рудной зоны является Аксугское месторождение, расположенное в Хакасии в северной части Западного Саяна, на стыке со структурами Восточного Саяна, в зоне Кандатского глубинного разлома. Еще одним вариантом модели-аналога может служить Болгохтоксское молибден-меднопорфировое месторождение, связанное с одноименным массивом гранит-порфиров мезозойского возраста.

МЫШЬЯК

Убойнинское проявление мышьяка ранее рассматривалось как месторождение. Запасы мышьяковых руд на месторождении ранее не оценивались. Учитывая геологические данные, прогнозные ресурсы месторождения можно оценить исходя из параметров наиболее значительного рудного штокверка. Площадь его составляет 1 800 м², средние содержания мышьяка в руде – 2 %. Отсюда запасы этого рудного тела до глубины 100 м составят около 3,6 тыс. т мышьяка. Суммарный объем остальных рудных тел примерно равен объему этого штокверка. Учитывая коэффициент достоверности, прогнозные ресурсы Убойнинского месторождения до глубины 100 м можно оценить по категории P_3 равными 4,3 тыс. т мышьяка. Ресурсы ртути, сурьмы и золота очень незначительны.

На основе проведенных на территории листа всех геохимических исследований, проведена математическая обработка аналитических данных ГХС-200, 50 (потоки, вторичные ореолы рассеяния). Последующая интерпретация результатов была выполнена на основе представлений об естественных иерархических системах аномальных геохимических полей (АГХП), отображающих структуру рудогенных объектов крупного ранга, развиваемых в работах В. М. Питулько, И. Н. Крицук, С. А. Григорова, А. Б. Каждана, В. И. Пахомова, С. В. Соколова [14, 20, 28, 29, 34].

В качестве геолого-генетической модели формирования иерархической структуры АГХП рассматривается многоуровневая конвективная система. Сущность используемой модели заключается в многоуровневности однотипного процесса, осуществляющегося в дискретно меняющихся термодинамических условиях и в дискретно сокращающемся объеме. В соответствии с представлениями многоуровневой конвективной модели рудогенеза каждый член рудогенной системы любого ранга, закономерно располагается относительно теплового источника, обуславливающего конвективный перенос флюидов – магматических тел, вулканоплутонических очагов, зон тектонических напряжений и т. п. Он обладает полярной и осевой геохимической зональностью, выражается в физических и геохимических полях.

Рудогенные конвективные структуры крупного ранга рудных районов и рудных узлов (РР, РУ), чаще всего, носят эпипородный характер и лишь по мере их усложнения по линии РУ–рудное поле (РП)–рудное месторождение (РМ) и т. д. начинают в отдельных случаях приобретать черты соответствия с конкретными геологическими структурами и телами. Эпипородные конвективные системы любого ранга имеют подобные структуру и состав ореолов центробежных элементов (ЦБЭ). Границам кластеров соответствуют участки выноса, окаймляющие внешнее кольцо повышенных содержаний сидерофильных элементов, и локальный центр с минимальными параметрами поля содержаний этих элементов [32]. Более просто распределены центростремительные элементы (ЦСЭ), в т. ч. рудные, накапливающиеся преимущественно в локальных центрах относительного понижения содержаний сидерофилов. Результаты математической обработки представлены в графической форме в виде схемы рудогенных аномалий на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения.

Для площади листа характерны локальные контрастные аномалии в потоках (ГХС-200), в

потоках и во вторичных ореолах рассеяния (ГХС-50): As, Ag (Кк=2–5); Li, В, Pb, Mo, Mg, Cr (Кк=1,5–3); Cu, Be (Кк=1,5–2).

Известные на площади листа проявления медно-молибденовой минерализации Убойное-I и Убойное-II отражаются в потоках рассеяния (ГХС-50) аномалиями Pb (Кк=2) и K, Na (Кк=1,5) в двух водотоках протяженностью 5 и 3 км, пересекающих массив сиенитов убойнинского комплекса. Оруденение сурьмяно-ртутно-мышьяковой рудной формации, представленное Убойнинским проявлением в потоках рассеяния, фиксируется контрастной аномалией As (Кк=3) протяженностью 3,5 км. Полиметаллическое оруденение – пункт минерализации Pb-Zn р. Кособигай проявлен во вторичных ореолах локальными сопряженными аномалиями Pb, Ag, K (Кк=1,5–2) площадью около 1 км².

Структурный анализ геохимического поля позволяет выделить три трехуровневые зональные системные неоднородности ранга рудного района (РР) – АГХП-РР 600, 1000, 1100.

ГХР 600 наиболее отчетливо проявлен в полях распределения (ГХС-200, потоки): группы сидерофилов CoNiCr, Sn – центробежная позиция, Cu, Ba – центростремительная, В, К, Li, Pb, Mo подчеркивают как ядерную зону АГХП-РР 600, включающую Убойнинский массив, так и внутреннюю периферию рудогенной системы. Элементы внутренней неоднородности ГХР 600 – АГХП-РУ 610, 620 выделены как зональные системы в поле сидерофилов CoNiCr и полях распределения Pb, K, Cu, Ag, As, В, Li. В контурах ГХУ 610, 620 закономерно обособляются поля концентрирования перечисленных элементов ранга РП (ГХС-200, 50, потоки) – АГХП-РП 611, 612, 613 и АГХП-РП 621, 622.

АГХП-РР 1000 представлен зональной системой, в которой в центральной части фиксируется ассоциация CoNiCr, Mg, Cu, отмечается вынос К, В. По внутренней периферии наиболее отчетливо наблюдаются повышенные содержания К, а также, через зону относительного выноса, сидерофилов CoNiCr. В контуре ГХР 1000 выделены АГХП-РУ 1010, 1020, 1030, 1040. ГХУ 1020 характеризуется хальколитофильной специализацией (PbCuMg), ГХУ 1030 – литосидерофильной (MgMnVNiCr), ГХУ 1040 – хальколитофильной (PbMoВ).

АГХП-РР 1100 проявлен контрастными аномальными полями CoNiCr, Mg, Cu (Кк=1,5–3), сопровождаемыми слабоповышенными содержаниями Ba, В и обрамленными по периферии повышенными полями содержания К, Zr. В контуре ГХР 1100 по данным ГХС-50 (потоки и вторичные ореолы рассеяния) выделены 4 АГХП-РУ, в которых локализуются АГХП-РП хальколитофильной (CuMg) и халькосидерофильной (CuNiCr) специализации.

Получены геохимические характеристики выделенных АГХП-РУ, РП – интенсивность, изменчивость, полярная зональность. По интенсивности и вариации геохимического поля в совокупности с геологическими данными о наличии в их контурах пунктов минерализации и проявлении рудоконтролирующих факторов оценена перспективность выделенных АГХП-РУ, РП.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа S-44-XXIX, XXX располагается в пределах Южно-Таймырского гидрогеологического района, в зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты. Термометрическими измерениями в скважинах, пробуренных на данной площади, установлено, что мощность мерзлой толщи колеблется от 210 до 460 м. Мощность сезонно-талого деятельного слоя зависит от морфологии рельефа, состава пород, экспозиции склона и обычно составляет 0,3–0,8 м. Из криогенных образований характерны трещинно-полигональные грунты, солифлюкционные оползни. В долинах рек и понижениях рельефа развиты гидролакколиты и термокарстовые впадины. В аллювиальных, озерно-болотных и солифлюкционных отложениях часто встречаются линзы погребенного льда.

Подземные воды по характеру распространения и взаимоотношению с криогенной толщей подразделяются на над-, меж- и подмерзлотные. *Межмерзлотные и подмерзлотные воды* на данной площади не изучены. На Сырадасайской площади по результатам бурения в скважинах ниже мерзлотной толщи отмечается распреснение буровых рассолов. Вероятнее всего, это связано с наличием подмерзлотных пресных или малосолёных слабонапорных трещинно-пластовых вод. Межмерзлотные воды в этих скважинах не выявлены. Ниже льдонасыщенных четвертичных отложений и продуктов коры выветривания вскрывается безводный ярус охлаждения, в пределах которого монолитные горные породы не содержат ни льда, ни воды [58, 76].

Надмерзлотные воды подразделены на воды деятельного слоя и многолетних таликов. Воды деятельного слоя формируются в период кратковременной (до 2,5 месяцев) летней оттайки. Глубина их проникновения составляет десятки сантиметров. Эти воды представляют собой фильтрационный поток, который движется от склонов к речным долинам. Водовмещающими породами являются валунные, гравийно-галечные отложения, пески, суглинки. В зависимости от состава водовмещающих пород скорость движения потока или коэффициент фильтрации изменяется от 0,1–1,0 м/сут в глинисто-песчаных разностях до нескольких десятков метров в сутки – в грубообломочных разностях [68]. Многолетние талики приурочены к водопроницаемым породам под руслами рек и образуются в результате отепляющего действия последних на многолетнемерзлые породы.

Питание поверхностных вод происходит за счет атмосферных осадков, а в летний период – за счет надмерзлотных вод деятельного слоя. Химический состав вод деятельного слоя совпадает с составом многолетних таликов, вследствие их генетической связи. По химическому составу это пресные и сверхпресные нейтральные (рН=6,4–7,2) гидрокарбонатно-кальциевые, реже гидрокарбонатно-натриевые воды с минерализацией – 0,03–0,3 г/л [58].

В поверхностных водах на территории распространения отложений среднего палеозоя отмечается незначительное увеличение сульфат-иона. По своим свойствам поверхностные воды пригодны для всех видов производственных и бытовых нужд.

В связи с повсеместным развитием многолетней мерзлоты водные ресурсы территории весьма ограничены. Дефицит воды особенно резко ощущается в зимний период, когда мелкие водотоки полностью перемерзают. Источником водоснабжения могут служить только относительно крупные реки и глубокие непромерзающие озера, на данной территории это озера Сырута и Надудотурку.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория листа расположена в области арктических тундр. В качестве основы для составления схемы эколого-геологических условий использована карта четвертичных отложений и схема геоморфологического районирования. В связи с тем, что площадь листа находится в природных ландшафтах практически не освоенных человеком, при оценке эколого-геологической обстановки, учитывалась в основном интенсивность неблагоприятных природных объектов.

На площади выделено 6 природных ландшафтов, которые принадлежат к одной группе – **субарктические ландшафты**: денудационные плато и их склоны; экзарационно-аккумулятивная ледниковая поверхность; террасированная аккумулятивно-абразионная равнина; озерная и озерно-аллювиальная равнины объединенные; долины рек; акватория озер.

Денудационные плато и их склоны широко проявлены в центральной части листа, где приурочены к высотным отметкам 200–400 м. Они развиты по эффузивным и интрузивным породам, в меньшей степени – осадочным толщам. Поверхность плато субгоризонтальная, слабо выпуклая, осложнена отдельными останцами и грядами. Склоны плато обычно пологие. Но в местах врезания в них тектонически обусловленных котловин и депрессий крутые, покрыты элювиальными, делювиальными и солифлюкционными отложениями. Локально на склонах возможно проявление процессов осыпобразования. Почвенный слой практически отсутствует. Растительность на каменистых склонах лишайниковая, на выположенных поверхностях – мохово-лишайниковая. Геохимические и геодинамические потенциалы данного ландшафта имеют высокую устойчивость. Эколого-геологическая оценка в целом благоприятная, за исключением участков возможного образования осыпей.

Экзарационно-аккумулятивная ледниковая поверхность более всего распространена в северо-западной части листа в верховьях долин рек Ефремова, Холодная и Дюндака. В сложении верхней части проблематичной экзарационно-аккумулятивной ледниковой поверхности муруктинского возраста участвуют супеси с гравием, гальками и валунами, нередко с большой примесью глинистого материала. Мощность рыхлых отложений может достигать 10 м. Рельеф ее пологоволнистый, сглаженный с относительно небольшими превышениями, иногда пологохолмистый за счет более позднего эрозионного расчленения. Покрыта она в основном мохово-травяной растительностью. Геохимическая и геодинамическая устойчивость данного ландшафта средняя. Эколого-геологическая оценка благоприятная, т. к. состояние среды нарушено мало. Опасные природные процессы и объекты (заболачивание, термокарст, термоэрозия и др.) слабы по интенсивности и проявлены локально на площадях с увеличенной мощностью рыхлых отложений.

Террасированная аккумулятивно-абразионная равнина занимает практически всю площадь листа, кроме его западной части. Располагается на абсолютных отметках менее 200 м. Она образована казанцевско-муруктинской и каргинскими аккумулятивно-абразионной морской и лагунной террасами. Поверхность террас слабо заболочена. Осадочный чехол представлен галечниками, песками и глинами в различных сочетаниях, мощность его переменчива – от первых метров и обычно до 20–30 м на различных участках, но в юго-восточной части листов она может достигать 70–90 м. Растительность кустарничково-травяно-моховая. На участках, лишенных или почти лишенных растительного покрова, образуются полигональные грунты. В связи с тем, что верхняя часть осадочного чехла нередко содержит сегрегационный пластовый лед и разбита повторно-жильными льдами, здесь широко проявлены термокарстовые явления (блюдецкий термокарст) с образованием густой заозеренности. В местах развития болот отмечаются процессы торфообразования, травяная растительность более густая. При разрушении растительного покрова, он практически утрачивается, поэтому охрана экосистем здесь имеет особое значение. Геохимическая и геодинамическая устойчивость средняя. Эколого-геологическая оценка удовлетворительная, т. к. состояние среды нарушено мало. Опасные природные процессы и объекты (заболачивание, термокарст, термоэрозия и др.) слабы по интенсивности и

проявлены локально.

Озерная и озерно-аллювиальная равнины объединенные выделяются на относительных отметках 0–20 м и приурочены к низовьям р. Сырадасай, берегам озера Надудотурку. Это сильно заболоченная низменная поверхность, покрытая сетью озер, болот, речек, проток, стариц и т. д. Большая ее часть, включая низменные острова, периодически заливается водой и практически полностью лишена растительности. На остальных, более возвышенных участках распространена пятнисто-кочкарно-бугорковая осоково-лишайниково-моховая растительность. Часты подмываемые береговые яры с разнотравно-злаковыми луговыми группировками. На низких берегах озера Надудотурку расположено несколько параллельных цепей ледово-напорных гряд высотой до 3–4 м. Сорбционная способность отложений, слагающих равнины, высокая. В основном они представлены сильно гумусированными толщами слоистых песков, супесей и суглинков. Ледово-напорные валы сложены разнородным несортированным материалом от глин до глыб. Геохимическая и геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Эколого-геологическая оценка территории напряженная вследствие регулярного проявления как деструктивных процессов, так и аккумулятивных. Это приводит к тому, что любое незначительное изменение, внесенное в природу, может легко повернуть направление процесса в ту или иную сторону.

Долины рек включают в себя русла, поймы и речные террасы. Аллювиальные отложения всех форм этого ландшафта представлены песчаными отложениями, реже в истоках – гравийно-галечными песками, супесями и суглинками. Растительность мохово-травяная. В истоках рек, на участках развития рыхлых пород, часто отмечаются процессы оврагообразования, оползневые явления. Геохимическая и геодинамическая устойчивость низкая.

К *акваториям озер* отнесены поверхности всех крупных озер на площади листов. Сведений о специализированном изучении озер мы не имеем. От рыбаков некогда здесь промышлявших известно только то, что глубины некоторых озер в отдельных местах превышают 100 м и из озера Надудотурку единично вылавливалась камбала. На берега озер большое деструктивное воздействие оказывает свободно плавающий ледяной покров, который под действием ветра дрейфует, наползает на берег, шлифует выходы коренных пород, сгружает массу транспортируемого материала в виде ледово-напорных валов. Высота их может достигать 3–4 м, длина – первые сотни метров. Сложены они разнородным несортированным материалом от глин и песков до валунов и глыб. Вокруг озера Надудотурку наблюдается 2–3 цепи таких валов с расстоянием между ними до 50 м. Геохимическая и геодинамическая устойчивость низкая.

Техногенная нарушенность территории, связанная с деятельностью человека, сравнительно не велика. В основном это редкие вездеходные дороги, единственная промежуточная промысловая точка на берегу р. Сырадасай, площадки старых буровых лагерей с подсчитанным количеством пустых бочек из-под топлива.

Наибольшие опасения в продолжающемся нарушении экосистем территории листов связано с регионально дестабилизирующим фактором деятельности Норильского горно-металлургического комбината, дыхание которого иногда ощущается в виде густого смога, как то наблюдалось в 20-х числах июля 1985 г. и возможных кислотных дождей. Как известно, разработка любых сульфидных месторождений связана с особенно высокой экологической опасностью. Норильский комбинат ежегодно выбрасывает в атмосферу миллионы тонн диоксида серы (в 1989 г. – 2 352,2 тыс. т, в 1990 г. – 2 280 тыс. т) и вредной промышленной пыли (соответственно 33 807 и 32 000 т). В последние годы вредные выбросы Норильского комбината снизились на 10–11 %, но загрязнение воздуха продолжает оставаться очень высоким. Суммарный выброс загрязняющих веществ в атмосферу предприятиями Норильского комбината в отдельные годы достигал 22,5 млн т в год, особенно после начала использования талнахских руд, содержащих большое количество соединений серы. В настоящее время суммарный выброс составляет 1 946 тыс. т в год. Диоксид серы составляет до 95 % отходящих газов предприятий комбината. В результате выбросов Норильского комбината формируются кислотные атмосферные осадки, фиксирующиеся вплоть до Диксона [24]. Огромное количество диоксида серы, выбрасываемое предприятиями Норильского комбината, способно разрушать озон в стратосфере.

На основании полученных материалов, эколого-геологическую обстановку территории листов можно оценить, в целом, как удовлетворительную.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На территорию листа S-44-XXIX, XXX комплект Госгеолкарты-200 создается практически впервые. В него вошли результаты обработки, обобщения и анализа имеющегося геологического, геофизического и геохимического материала, с учетом изотопно-геохронологических данных, впервые полученных для данного листа и по сопредельным территориям, что позволило достаточно полно охарактеризовать геологическое строение территории.

При проведении геологической съемки и геологического доизучения площади масштаба 1 : 200 000 на листе S-44-XXIX, XXX получены следующие результаты:

1. Составлены геологическая карта, карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения, карта четвертичных образований масштаба 1 : 200 000 со всеми сопутствующими схемами в зарамочных полотнах карт, которые требуются согласно «Методического руководства по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000» издания 2009 года. Графические материалы сопровождаются объяснительной запиской, также соответствующей данному «Методическому руководству...». Следует отметить, что карта четвертичных образований и эколого-геологическая схема для данной территории составлены впервые. Все карты сопровождаются необходимым зарамочным оформлением, включающим геофизические схемы. Геологическая карта до четвертичных образований насыщена разломами с разделением их на главные и второстепенные, а также по кинематике. В базу данных собраны материалы по точкам наблюдения, в том числе коренным обнажениям, опорным разрезам, скважинам, палеонтологическим, минералогическим и геохимическим анализам.

2. Все графические материалы и объяснительные записка представлены как в аналоговом, так и в цифровом виде. Цифровая модель комплекта соответствует нормативным требованиям.

3. Откартированы и расчленены образования раннеордовикского–раннетриасового возраста, для которых разработана и внесена в легенду Таймырской серии для Госгеолкарты-200 схема их стратиграфического расчленения. Впервые дано палеонтологическое обоснование возраста основных таксонов разреза.

4. Сделана прогнозная оценка территории на каменный уголь с подсчетом ресурсов по категории P₃.

В процессе составления Госгеолкарты нового поколения были внесены некоторые изменения в представления о геологическом строении территории, связанные как с получением новых данных, так и с введением новых регламентирующих документов: Стратиграфического и Петрографического кодексов и «Методического руководства по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000» издания 2009 г.

По стратиграфии. На территории листа S-44-XXIX, XXX впервые получены палеонтологические характеристики, позволившие обоснованно выделить отложения южной карбонатной фациальной зоны. В южной карбонатной зоне на данной площади были сформированы валентиновская свита, пережатинская свита. Отложения северной карбонатной зоны на дневную поверхность не выходят. В позднем палеозое выделены свиты: макаровская, эвенкская, ефремовская, убойнинская, крестьянская, овражинская, бражниковская и сырадасайская. Мезозойские вулканогенные отложения представлены лабакской и верхтамской свитами. Получена новая дополнительная биостратиграфическая характеристика угленосных отложений позднего палеозоя. Авторы отказались от применения невалидного названия «макаревичская» свита, поскольку в разрезе мыса Макаревича присутствуют аналогичные по составу и по возрасту образования, за которыми в настоящее время серийной легендой Госгеолкарты-200 закреплено название бражниковской свиты. Часть среднепермского разреза, расположенную между крестьянской и бражниковской (с несогласием в основании) свитами авторы выделяют в овражинскую свиту со стратотипом по левому притоку р. Крестьянки – руч. Овражному. Мезозойские вулканогенные

отложения впервые расчленены на свиты лабакскую и верхтамскую.

По магматизму. Исходя из положения интрузивных тел в стратиграфическом разрезе и их состава, а также по взаимоотношению между собой, выделяют разновозрастные группы интрузий, включающие следующие комплексы: позднепермский тарисеймитаринский, раннетриасовые быррангский и боотанкагский, ранне-среднетриасовый моржовско-убойнинский, средне-позднетриасовые нижнепясинский, пясинский и чичаговский. Впервые для данной территории получены изотопно-геохронологические данные по интрузиям моржовско-убойнинского и нижнепясинского комплексов, позволяющие относить их раннемезозойскому этапу проявления плюмового магматизма. Впервые установлен новый тип магматизма для этого региона – лампроитовый.

По тектонике. Принята модель деления Таймырской складчато-надвиговой системы на Северо-Быррангскую герцинскую и Южно-Быррангскую раннекиммерийскую зоны с границей по Пясино-Фаддеевскому надвигу. Уточнено положение последнего в пространстве. Пясино-Фаддеевский надвиг является южным ограничением Карского антиклинория и северной границей распространения вулканогенных образований верхней перми и нижнего триаса.

По закономерностям размещения полезных ископаемых. Сведены и систематизированы все сведения о полезных ископаемых по состоянию на 01.01.2010 г. Составлена схема перспектив нефтегазоносности Западно-Таймырской (Диксонской) площади, включая лист S-44-XXIX, XXX. Дана оценка потенциала площади листа на каменные угли.

В пределах листа S-44-XXIX, XXX может быть выделена Убойнинская площадь в ранге потенциального рудного района, перспективная на медно-порфиоровые с золотом руды. Авторами предлагается оценка, соответствующая степени изученности площади: меди категории P₃ – 500 тыс. т, молибдена – 20 тыс. т, золота – 20 т. По целому ряду критериев (литологических, структурных, магматических, метасоматических, геохимических, минералогических, геофизических) Убойнинская площадь является перспективной на обнаружение месторождений медно-порфиорового типа с золотом и серебром. Моделью-аналогом для Убойнинской медно-молибденовой рудной зоны является Аксугское месторождение, расположенное в Хакасии в северной части Западного Саяна на стыке со структурами Восточного Саяна, в зоне Кандатского глубинного разлома. Еще одним вариантом модели-аналога может служить Болгохтокское молибден-меднопорфиоровое месторождение, связанное с одноименным массивом гранит-порфиров мезозойского возраста.

Несмотря на работы, проведенные к моменту составления геологической карты листа S-44-XXIX, XXX, ряд вопросов по геологическому строению района остался нерешенным или требующим уточнений. К их числу относятся вопросы, касающиеся возраста интрузивных комплексов и некоторых стратифицированных отложений. Для их решения необходимо проведение дополнительных петрологических исследований с привлечением изотопно-геохронологических и прецизионных аналитических методов. Необходимо провести определение возраста интрузий таймырского, моржовского, пясинского и чичаговского комплексов. Для уточнения геологического строения четвертичных отложений и подтверждения принятого стратиграфического расчленения необходимо выполнить геохронологические определения возраста осадков. Необходимо провести палеомагнитный анализ и абсолютное датирование новейшими методами всего разреза квартала. На площади листа не проводилось специализированно эколого-геологического картирования, что достаточно актуально в части радиологических исследований шельфовой зоны.

Перспективы площади листа связаны с выявлением месторождений каменных углей.

Перспективы нефтегазоносности территории могут быть связаны с мезозойским комплексом осадков в пределах акватории Карского моря; для их уточнения необходимы в пределах акваториальной части листа дополнительные геофизические исследования и бурение скважин. Не исключаются перспективы доюрской нефтегазоносности, связанной с Сырадасайской и Убойнинской антиклинальными структурами. Южнее Сырадасайской площади в пределах Нижнепуринского вала погружения были меньше, по проведенным реконструкциям отложения силура, девона и карбона находились в зоне нефтяного окна на этапе максимального погружения и при сохранении фациальных условий здесь могли сохраниться скопления углеводородов. В пределах Нижнепуринского вала рекомендуется пробурить параметрическую скважину глубиной 4,5 км для изучения геологического строения, геотермических условий, нефтематеринских и коллекторских свойств палеозойских отложений.

Убойнинская площадь перспективная на обнаружение месторождений медно-порфиорового типа с золотом и серебром заслуживает внимания для постановки поисковых работ.

Убойнинское проявление мышьяка следует доизучить на предмет золотоносности руд, аналогичных месторождению Извилистое на Центральном Таймыре.

Не определены перспективы площади листа на алмазность лампроитового типа. Региональными критериями прогноза являются особенности глубинного строения, состав и возраст фундамента, комплекс развитых магматических образований, присутствие минералов-индикаторов, наличие пород лампроитовой формации. Перспективы листа связаны с наличием в проливаемой зоне разлома даек лампроитов. По вещественному, петрохимическому и микроэлементному составу и особенностям типоморфных минералов лампроиты Убойнинского участка сходны с оливин-лейцит-флогопитовыми алмазными лампроитами Западной Австралии и других регионов. Рекомендуется проведение ГМК-50.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Аникеев Н. П., Гусев А. И.* Геологический очерк юго-западной части Таймырского полуострова. Т. 140. – Л.: Изд-во Главсевморпути, 1939.
2. Антропоген Таймыра / С. М. Андреева, Л. Л. Исаева, Н. В. Кинд и др. – М.: Наука, 1982. 182 с.
3. *Архипов С. А.* Хроностратиграфическая шкала ледникового плейстоцена севера Западной Сибири // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 657, 1989. С. 20–30.
4. *Астахов В. И.* О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. Т. 47, № 11, 2006. С. 1207–1220.
5. *Астахов В. И., Мангеруд Я.* О возрасте каргинских межледниковых слоев на Нижнем Енисее // Доклады АН. Т. 403, № 1, 2005. С. 63–66.
6. *Большаинов Д. Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. – СПб: ААНИИ, 2006. 295 с.
7. *Былинский Р. В., Степанов Г. И.* Структурно-фациальные зоны послепротерозойских образований Таймыра // В сб.: ЛГУ. Серия Геология и география. Вып. 2, № 12, 1968.
8. *Верниковский В. А., Пиш В. Л., Верниковская А. Е. и др.* Раннетриасовые А-граниты Таймыра – результат Северо-Азиатского суперплюма // Доклады АН. Т. 380, № 1, 2001. С. 87–93.
9. *Вильчек Г. Е.* Загрязнение и иные нарушения пресноводных экосистем // Российская Арктика: на пороге катастрофы. – М.: Центр экологической политики России, 1996. С. 64–67.
10. *Втюрин Б. И.* Залежеобразующие подземные льды в низовьях Енисея // Тр. ПНИИИС. Т. XVIII. – М., 1972. С. 175–182.
11. Государственный баланс запасов полезных ископаемых СССР. Уголь. Т. 7. – М., 1989.
12. *Грайзер М. М., Георгиевская Л. Я., Ульмасвай Ф. С.* Нижнекаменноугольные седиментационные бассейны Таймыра // В сб.: Мат-лы по геологии Сибири. – Томск, 1983.
13. *Грамберг И. С., Преображенская Э. Н., Устрицкий В. И.* Новые данные о верхнем палеозое Западного и Центрального Таймыра // В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии среднего и верхнего палеозоя Средней Сибири. – Новосибирск, 1978.
14. *Григоров С. А.* Прикладные аспекты структурного метода поисков по геохимическим данным // В кн.: Теория и практика геохимических поисков в современных условиях. – М.: Наука, 1990. С. 68–78.
15. *Гулин С. А., Говердовская Т. Г.* Формационная принадлежность субщелочных малых интрузий Западного Таймыра // В кн.: Рудномагматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. – Л., 1985.
16. *Данилов И. Д.* Плейстоцен морских субарктических равнин. – М.: Изд-во МГУ, 1978. 280 с.
17. *Додин Д. А., Садиков М. А.* Экологическая уязвленность Арктики // Арктика на пороге третьего тысячелетия (ресурсный потенциал и проблемы экологии). – СПб: Наука, 2000. С. 145–198.
18. *Емельяненко А.* Озоновые дыры и большая политика // Россия. № 7, 1997.
19. *Иванов А. П., Погребницкий Ю. Е.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская. Лист S-44-XXVII, XXVIII – бухта Ефремова. – М., 1964.
20. *Каждан А. Б., Пахомов В. И.* Методические основы системного анализа разнородной геологической информации в прогнозно-поисковых целях // Советская геология. № 6, 1991. С. 72–79.
21. *Крупник В. М., Кальниченко С. С., Костяев А. Г.* Литолого-геохимическая характеристика и происхождение четвертичных отложений Шренк-Мамонтовой депрессии (Северный Таймыр) // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. № 59, 1990. С. 48–57.
22. *Малич Н. С., Масайтис В. Л., Сурков В. С.* Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. – Л.: Недра, 1987.
23. *Марков Ф. Г., Равич М. Г., Бакар В. А.* Геологическое строение Таймырского полуострова. Геология Советской Арктики // Тр. НИИГА. Т. 81. – Л., 1957.
24. *Мяч Л. Т.* Загрязнение атмосферы Арктики. Химическое загрязнение // Российская Арктика: на пороге катастрофы. – М.: Центр экологической политики России, 1996. С. 18–24.
25. *Нагайцева Н. Н., Лопатин Б. Г.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Лист S-44-46 – Усть-Тарей. – СПб: ВСЕГЕИ, 2000.
26. *Назаров Д. В.* Новое о четвертичных отложениях центральной части Западносибирской Арктики // Геология и металлогения. № 30–31. – СПб: ВСЕГЕИ, 2007.
27. Первые радиоуглеродные даты по раковинам фораминифер из каргинских морских отложений на полуострове Таймыр (север Средней Сибири) и их интерпретация / С. А. Гуськов, Я. В. Кузьмин, Л. К. Левчук, Дж. С. Бурр. 2008.

28. *Питулько В. М.* Системный анализ многоуровневых геохимических полей // В кн.: Теория и практика геохимических поисков в современных условиях. Вып. 2. – М.: ИМГРЭ, 1988.
29. *Питулько В. М., Крицук И. Н.* Основы интерпретации данных поисковой геохимии. – Л.: Недра, 1990. 336 с.
30. *Погребницкий Ю. Е.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист S-44-XXIII, XXIV – зим. Убойная. – Л., 1961.
31. *Погребницкий Ю. Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. – Л.: Недра, 1971.
32. *Погребницкий Ю. Е., Грикуров Г. Э., Захаров В. В.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист S-45-XIX, XX. – М., 1960.
33. *Равич М. Г., Чайка Л. А.* Малые интрузии хребта Бырранга (Таймырский полуостров) // Тр. НИИГА. Т. 88, 1959.
34. *Соколов С. В.* Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения. – СПб, 1998. 154 с.
35. *Троицкий С. Л.* Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. – М.: Наука, 1966. 174 с.
36. *Устрицкий В. И., Черняк Г. Е.* Биостратиграфия и брахиоподы верхнего палеозоя Таймыра // Тр. НИИГА. Т. 134. – Л.: Гостоптехиздат, 1963.
37. *Чочиа Н. Г., Евдокимов С. П.* Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири (ледниковая и ледово-морская концепции). – Саранск: Изд-во Мордовского университета, 1993. 248 с.
38. *Шведов Н. А.* Характеристика свит верхнего палеозоя севера Центральной Сибири по ископаемой флоре. – Л.: Главсевморпути, 1953.
39. *Эйноор О. Л.* К стратиграфии перми Западного Таймыра // Тр. НИИГА. Вып. 1, т. 10. – Л., 1951.
40. *Katzenberger O. and Grün R.* ESR dating of circumarctic mollusks // Nucl. Tracks. 1985, vol. 10, № 4–6. P. 885–890.

Фондовая

41. *Андросов Б. Н.* Обобщение материалов по угленосности отложений, попутно вскрываемых при разведке на рудные полезные ископаемые (Прогнозная карта угленосности Таймырского угольного бассейна масштаба 1 : 1 000 000). – М., 1977. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
42. *Беззубцев В. В.* и др. Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа N-46 – Абакан. – Красноярск, 2005. Фонды ОАО «Красноярскгеолсъемка».
43. *Беззубцев В. В., Кривошеев О. П.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и геологическом доизучении в Западной части Горного Таймыра в бассейне рек Ленивой и Тареи за 1980–1985 гг. – Красноярск, 1985. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
44. *Бурдин В. Б.* Сейсморазведочные работы с целью подготовки новых зон нефтегазоаккумуляции в области сочленения Западно-Сибирской плиты Енисей-Хатангского прогиба и Западного Таймыра (правобережье р. Енисей). – Дудинка, 2010. ОАО «Таймыргеофизика».
45. *Величко Е. А., Тычинский В. И.* Геологическое строение района юго-западной оконечности хребта Бырранга и бассейна р. Пясины в нижнем ее течении (Отчет Арктикразведка о геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000 за 1950 г.). – Л., 1951.
46. *Гор Ю. Г., Лобанова В. И.* Стратиграфия верхнепалеозойских континентальных отложений бассейна р. Пясины (Западный Таймыр). – Норильск, 1976. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
47. *Грамберг И. С. и др.* Верхнепалеозойские и триасовые отложения Енисей-Хатангского прогиба. – Л., 1971.
48. *Гулин С. А. и др.* Комплекс щелочно-гранитоидных интрузивов Западного Таймыра (Окончательный отчет по разделу 3 «Молодые (киммерийские) гранитоидные и щелочные интрузивы и метасоматические образования (Геология, петрография и металлогения)» договорной комплексной темы «Основные вопросы стратиграфии и петрографии Западного Таймыра (связи с задачами геологического картирования)»). – Л., 1977. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
49. *Дарасан-Суцов Ю. И.* Схема расчленения и корреляции траппов Западной и Центральной части Таймыра с обоснованием пространственно-временного положения медно-никелевого оруденения. – Л.: ВСЕГЕИ, 1989.
50. *Залипухин М. И. и др.* Отчет об аэрогеофизической съемке масштаба 1 : 200 000 в районе Горного Таймыра (Таймырская партия № 46/61-62). – Красноярск, 1962. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
51. *Иванов А. П.* Геологическое строение района бухты Ефремова на Западном Таймыре (бассейны рек Максимовки, Ефремовой и истоков рек Оленьей и Крестьянки). – НИИГА, 1960. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
52. *Коляжкин В. М.* Поздний кайнозой северо-западного Таймыра (Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. к. г.-м. н.). – СПб, 1993.
53. *Коляжкин В. М.* Изучение и корреляция разрезов четвертичных отложений Горного Таймыра (к серийной легенде Госгеолкарты-200). – Красноярск: ГП Красноярскгеолсъемка, 1997.
54. *Крусовых В. В.* Биостратиграфическое изучение разрезов верхнепалеозойских отложений Западного Таймыра и разработка стратиграфической основы для целей геологической съемки масштаба 1 : 50 000. – Красноярск, 1991. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
55. *Крюков С. М., Левин Р. В.* Региональная аэромагнитная съемка повышенной точности северной части Обско-Пясинского междуречья и площадная съемка в районе Салехарда. – Красноярск, 1953. ОФ ПГО «Красноярскгеология».

56. *Мигай И. М.* Геологическое строение и запасы Слободского и Крестьянского каменноугольных месторождений Западного Таймыра (По материалам Западно-Таймырской угольной экспедиции 1939–1940 гг.). – Л., 1947.
57. *Николаев В. Д.* Отчет по опытно-методическим работам по составлению аэрофотогеологических карт 1 : 200 000 на западную часть Притаймырского прогиба. – НПО «Аэрогеология», 1976.
58. *Никулов Л. П., Владимиров А. Е. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Диксонской площади (Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и геологическом доизучении в западной части Горного Таймыра в пределах Диксонского блока на площади листов S-44-XXI–XXIV, XXVII–XXX, S-45-XIX, XXI, XXV, XXVI за 1985–1989 гг.). – Красноярск, 1990. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
59. *Петрова Л. Ф.* Результаты аэромагнитной съемки на Диксонской площади (Отчет Аэрогеофизической партии о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 100 000, проведенной в 1985–1986 гг. на Диксонской площади листов S-44-90÷96; 102÷108; 114÷120; S-45-85÷90; 97÷100; 109÷110). – Лесосибирск, 1987. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
60. *Погребницкий Ю. Е., Захаров В. В., Орлов В. П.* Основные черты геологического строения и полезные ископаемые левобережья низовий р. Пясины (Окончательный отчет о маршрутно-увязочных поисково-съёмочных работах масштаба 1 : 200 000 в 1955 г.). – Л., 1956.
61. *Погребницкий Ю. Е., Иванов А. И., Тимофеев А. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья р. Убойной на Западном Таймыре (Окончательный отчет по данным поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 200 000, произведенных партиями № 1 и 2 экспедиции Н-85 НИИГА в 1954 г.). – ОФ ПГО «Красноярскгеология», 1955.
62. *Погребницкий Ю. Е., Шануренко Н. К., Грикуров Г. Э.* Геологическое строение и полезные ископаемые архипелага о. Каменных в Пясинском заливе. – Л., 1957. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
63. *Пономарев В. Д.* Геохимические поиски масштаба 1 : 50 000 в западной части Таймыра. – Красноярск, 1988. Фонды ГСЭ.
64. *Романов А. П., Владимиров А. Е. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Устьпясинской площади (Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 в западной части Горного Таймыра на площади листов S-45-XXIII–XXIV, S-46-XIX, XX за 1990–1996 гг.). – Красноярск: ГП «Красноярскгеолсъёмка», 1996.
65. *Романов А. П., Колямкин В. М.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Таймырская. Листы S-45-XXI, XXII – устье р. Пясины. – СПб, 2010.
66. *Романов А. П., Никулов Л. П.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская. Листы S-45-XXIII, XXIV – гряды Баруанима, S-46-XIX, XX – гряды Урюм-Тас. – СПб, 2009.
67. *Руднев О. Г., Бердников В. И. и др.* Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 на Диксонской площади листов S-44-XXI–XXIV, XVII–XXX, XXXIV–XXXV, S-45-XIX–XXII, XXV, XXVII (Отчет Игарской партии за 1987–1990 гг.). – Красноярск, 1990. ОФ ГПП «Красноярскгеология».
68. *Салманов А. П., Канунников В. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Центрального Таймыра (Отчет о результатах геологической съемки и геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 в 1987–1991 гг.). В 6 кн. – Норильск: ЦАГРЭ НПО «Севморгео», 1992.
69. *Седых Ю. Н., Харченко Г. Н., Щеткина Г. И. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на Пясинском месторождении каменных углей за 1979–1982 гг. – ОФ ПГО «Красноярскгеология», 1982.
70. *Сержантов Н. Ф.* Геохимические поиски масштаба 1 : 50 000 в западной части Таймыра на Убойнинской площади листов S-44-93-В, Г; -94-В, Г; -105-А, В; -106; -107; -118-А, Б; -119-А, Б (Отчет Убойнинской партии о результатах геохимических поисков, проведенных в 1989–1991 гг.). – Красноярск, 1991. ОФ ОАО «Красноярскгеолсъёмка».
71. *Старицына Г. И., Нагайцева Н. Н.* Перспективы никеленосности северного и южного обрамления Енисей-Хатангского прогиба в связи с формационными особенностями траппов (Отчет по теме Б.1.1/310(13)-78-1/573/). – Красноярск, 1975. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
72. *Троицкий С. Л., Куликов Н. Н.* Основные черты геологического строения, четвертичные отложения и рельеф бассейнов рек Сырадасай, Быстрой, среднего течения р. Пуры и левобережья р. Глубокой. (Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000, произведенной на Западном Таймыре партией Н-3 экспедиции Н-51 в 1951 г.). 1952.
73. *Ушаков В. И., Комаров Ю. Н., Тимофеев Н. М.* Геологическое строение района междуречья Убойной–Малой Пуры на Западном Таймыре. Листы S-44-XXIX–XXX (по материалам геологической съемки и поисков масштаба 1 : 200 000 партии № 1 экспедиции 85-а в 1955 г.). – Л., 1956.
74. *Ушаков В. И., Федотов Д. Н., Разин В. К.* Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение левобережья р. Убойной на Западном Таймыре. Листы S-44-89–94 (по материалам геологической съемки и поисков масштаба 1 : 200 000 партии № 1 Диксонской экспедиции 1956 г.). – Л., 1957.
75. *Федотов А. Н.* Поиски коксующихся углей на Диксонской площади в пределах Сырадасайской структуры. Листы S-44-117-В, Г; -118-В, Г; -119-В, Г (Отчет Сырадасайской партии о результатах поисковых работ на коксующиеся угли, проведенных в 1985–1988 гг.). – Красноярск, 1988.
76. *Федотов А. Н., Ладыгин П. А. и др.* Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в районе оз. Надудотурку (Надудо-Туркинская) на площади листов S-44-117-В, Г; S-44-118-В, Г; S-44-119-В, Г; S-44-120-В, Г; S-44-108-В, Г; S-45-97-В, Г; S-45-109-А, Б, В; S-45-110-А. – Красноярск: ГП «Красноярскгеолсъёмка», 1993.
77. *Фишер Э. Л.* Отчет по производству аэрофотогеологического картирования и поискам месторождений полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000 на листах S-47-XVII, XVIII, XXIII, XXIV, XXIX, XXX, XXXIV–

XXXVI; S-48-XIII–XVI, XIX–XXII, XXV–XXVIII, XXXI–XXXIV; R-47-IV–VI, X–XII; R-48-I–II. – М.: НПО «Аэрогеология», 1978.

78. *Цывьян Л. К.* Отчет о результатах ревизионно-оценочных работ на медь и никель по южному борту Таймырской складчатой зоны, проведенных в 1976–1979 гг. – Красноярск, 1979. ОФ ПГО «Красноярскгеология».

79. *Черепанов В. А., Комаров Ю. Н., Тимофеев Н. М.* Основные черты геологического строения и полезные ископаемые северо-западной оконечности Таймырского полуострова (Окончательный отчет о маршрутных исследованиях масштаба 1 : 200 000, произведенных экспедицией Н-74 НИИГА в 1953 г.). – Л., 1954.

80. *Четвергов А. П., Одегов В. А.* Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 на площади листов S-44-49, T-46-49 (Отчет о работах Северной Полярной гравиметрических партий за 1969, 1970 гг.). – Красноярск, 1971. ОФ ПГО «Красноярскгеология».

81. *Шануренко Н. К.* Минералогия Североземельско-Таймырского региона. – Л., 1985. ОФ ПГО «Красноярскгеология».

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа S-44-XXIX, XXX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Твердые горючие ископаемые					
<i>Уголь каменный</i>					
IV-2	4	Сырадасайское	К	[75]	Разведваемое. Уголь марки А, К, КЖ, ГЖ, СС, Т
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Магматические породы</i>					
<i>Средние интрузивные породы (сиенит, монцонит-порфир)</i>					
I-2	2	Убойнинский массив	К	[58]	Не эксплуатировалось. Шток ($\gamma\xi T_{1-2} ? mi$). Облицовочный камень
<i>Основные интрузивные породы (долерит)</i>					
I-2	5	Базовый	К	[58]	Не эксплуатировалось. Пластовая интрузия ($\tau\beta P_3 tt$). Долерит высокой механической прочности. Бутовый камень, каменное литье
II-4	2	Высота 345	К	[63, 73]	Не эксплуатируется. Пласт. Долерит высокой механической прочности

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа S-44-XXIX, XXX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Нефть и газ				
IV-1	4	Верховья р. Сырадасай	[58]	П. В скв. СС-18 в интервале глубины 154-179 м глубины в породах ефремовской свиты включения твердых битумов
IV-1	5	Верховья р. Сырадасай, береговое обнажение	[58]	П. В породах овражинской свиты включения твердых битумов. Видимая мощность горизонта - 0,4 м на протяжении 30 м
IV-1	6	Верховья р. Сырадасай	[58]	П. В базальтах сырадасайской свиты включения твердых битумов
IV-2	3	Р. Сырадасай, ее левый борт	[75]	П. В породах убойнинской свиты обнаружены включения твердых битумов в трещинах и кальцитовых прожилках
IV-3	2	Р. Верх. Тамы, в 7 км выше устья	[58]	П. В скв. ДС-4 на глубине 87,0-100 м в миндалекаменных базальтах сырадасайской свиты включения твердых битумов
IV-3	3	Среднее течение р. Сырадасай, правый борт	[58, 75]	П. Из скв. СС-10 с глубины 31,0 м выброс метана, произошло самовозгорание. Высота пламени - 1,5-2,0 м, выделение газа продолжалось в течение 7 часов. Газовый коллектор - пески верхнего неоплейстоцена
IV-3	5	Среднее течение р. Сырадасай, правый борт	[58, 75]	П. В скв. СС-9 в интервале 145,6-146,1; 200-230; 30-320; 359-379 м вскрыты отложения нижнего-верхнего карбона с включениями вязких битумов
IV-3	7	Р. Верх. Тамы, в 3,6 км выше устья	[58]	П. В скв. ДС-1 на глубине 11,4 м в миндалекаменных базальтах сырадасайской свиты включения твердых битумов (признаки нефтегазоносности)
IV-3	8	Среднее течение р. Сырадасай	[58, 75]	П. В скв. СС-8 на глубине 200-277,4 м в породах ефремовской свиты жидкие битумы. Тоже на глубине 297,8 и 306,4-311,0 м
IV-3	10	Р. Сырадасай, скважина СС-6	[75]	П. В скважине в интервале 280-282,5 м обнаружено присутствие нефтяного вещества
Твердые горючие ископаемые				
<i>Уголь каменный</i>				
I-1	1	Р. Холодная, верхнее течение	[58]	П. В отложениях овражинской свиты пласт угля мощностью 0,7 м
I-1	2	Верхнее течение р. Холодная, юго-восточней от г. Холодная	[58]	П. В отложениях овражинской свиты пласт угля мощностью от 0,3 до 0,5 м
I-2	7	Верхнее течение р. Прав. Убойной	[58]	П. В породах овражинской свиты уголь каменный мощностью 0,5 м
I-4	1	Левый приток р. Дянгур	[58]	П. В отложениях овражинской свиты развалы угля каменного на протяжении 0,5 км
II-1	4	Верхнее течение р. Ефремовой	[58]	П. В породах крестьянской свиты пласт угля мощностью 1,0 м, марка Т-А
II-2	1	Правый приток р. Прав. Убойной	[58]	П. В породах овражинской свиты уголь мощностью 0,6 м
II-2	2	Правый приток р. Прав. Убойной	[58]	П. В породах овражинской свиты уголь каменный мощностью 1,0 м
II-4	1	2 км к северу от высоты 345	[75]	П. В отложениях убойнинской свиты отмечены высыпки каменного угля
II-4	3	Р. Мал. Косо-Бигай	[58]	П. В отложениях крестьянской свиты высыпки угля каменного на протяжении 5 м
II-4	4	Среднее течение р. Мал. Косо-Бигай	[58]	П. В отложениях овражинской свиты пропласток угля каменного мощностью 0,3 м
IV-3	9	Р. Сырадасай, скважина СС-8	[75]	П. В скважине на глубине 75,3 м вскрыт пласт угля каменного мощностью 1,1 м

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-2	3	Убойное-I. Водораздел рр. Базовая и Прав. Убойная	[58]	П. В породах нижнепясинского комплекса скважинами прослежена прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация. Установлено: меди - 0,01-0,13%, молибдена - 0,001-0,13%, серебра - 0,15-6 г/т, золота - 0,005-0,3 г/т
I-2	6	Проявление Убойное-II. Водораздел рр. Базовая и Прав. Убойная	[58]	П. Зона пиритизированных пород Убойнинского массива. Комплекс рудных минералов аналогичен проявлению I-2-4
I-3	2	Левобережье р. Убойной, среднее течение	[58]	ВГХО. Литохимический ореол в потоках рассеяния на площади 12 км ² . В донных осадках выявлены повышенные содержания Cu - 0,004-0,005%
II-4	5	Р. Косо-Бигаи, среднее течение	[74]	ПМ. В брекчиях базальтов лабакской свиты в зоне метасоматитов по данным спектрального анализа штучных проб (3) содержание: меди - 0,03%; молибдена - 0,06%. По данным спектрохимического анализа: серебра - от 0,06 до 0,58 г/т
II-4	6	Район слияния рр. Мал. Косо-Бигаи и Косо-Бигаи	[74]	ПМ. В метасоматически измененных породах в кварц-карбонатно-сульфидных прожилках. По данным спектральных анализов в 5 пробах содержание: меди - 0,03%, серебра - 18,92 г/т
II-4	7	В бортах правого притока р. Косо-Бигаи	[74]	ПМ. По данным спектрального анализа содержание: меди - до 0,014%; никеля - 0,005%; кобальта - 0,005%. По данным спектрохимического анализа серебра - от 0,1 до 0,25 г/т
IV-1	7	Р. Южная, правый приток р. Сырадасай	[58]	ПМ. В базальтах верхтамской свиты прожилково-вкрапленная минерализация халькопирита
IV-3	1	Среднее и нижнее течение р. Верх. Тамы, левого притока р. Сырадасай	[58]	ВГХО. Литохимический ореол в потоках рассеяния на площади 184 км ² . В донных осадках выявлены повышенные содержания: Cu - 0,005-0,008%; Sn - 0,0002-0,0003%
IV-4	1	Р. Ньюнода, среднее течение	[58]	ПМ. В штучной пробе из измененных базальтов лабакской свиты по спектральному анализу установлено содержание: меди - 0,05%, и цинка - 0,02%
<i>Молибден</i>				
I-2	4	Массив Убойный	[58]	П. В сиенитах моржовско-убойнинского комплекса установлено содержание: меди - 0,01%, золота - 0,3 г/т
I-3	1	Правобережье р. Ветвистой	[58]	ВГХО. Литохимический ореол в потоках рассеяния на площади 23 км ² . В донных осадках выявлены повышенные содержания элементов (в %): Ag - до 0,00002; Mo - 0,0002-0,0004
II-2	4	Междуречье рр. Ефремова-Дюндака	[58]	ВГХО. Литохимический ореол в потоках рассеяния на площади 112 км ² . В донных осадках выявлены повышенные содержания элементов (в %): Mo - 0,0002-0,0004; Sn - 0,0002-0,0003
III-3	1	Междуречье рр. Сырута, Дюндака, Верх. Тамы, в районе оз. Сырута	[58]	ВГХО. Литохимический ореол в потоках рассеяния на площади 55 км ² . В донных осадках выявлены повышенные содержания элементов (в %): Ni - 0,01-0,2; Mo - 0,0002-0,0004; Sn - 0,0002-0,0003
IV-1	3	Правобережье р. Сырадасай, ниже впадения р. Южной	[58]	ВГХО. Литохимический ореол в потоках рассеяния на площади 19 км ² . В донных осадках выявлены повышенные содержания элементов (в %): Mo - 0,0002-0,0003; Sn - 0,0002-0,0003
<i>Свинец, цинк</i>				
I-2	1	Верховья р. Прав. Убойной	[58]	ВГХО. Литохимический ореол (аномальное поле) в потоках рассеяния на площади 73 км ² . В донных осадках выявлены повышенные содержания элементов (в %): Ag - до 0,00002; Pb - 0,001-0,002; Zn - 0,01-0,02; Mo - 0,0002-0,0003
II-2	3	Междуречье рр. Прав. Убойная и Лев. Дюндака	[58]	ВГХО. Литохимический ореол в потоках рассеяния на площади 43 км ² . В донных осадках выявлены повышенные содержания элементов (в %): Pb - 0,001-0,002; Zn - 0,01-0,02; Mo - 0,0002-0,0003
II-4	8	Левобережье среднего	[74]	ПМ. На площади развития пород лабакской свиты. По

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		течения р. Косо-Бигай		результатам спектрального анализа (в 4 пробах) содержание (в %): свинца - от 0,004 до 1; цинка - до 1. По данным спектрохимического анализа (1 проба) золота - до 1,06 г/т
<i>Мышьяк, ртуть</i>				
II-1	1	Руч. Холодный - лев. Приток р. Ефремова	[58]	ШО. В 1 пробе содержание реальгара - до 0,2%
II-1	3	Р. Ефремова	[58]	ШО. Единичные зерна киновари
II-3	1	Р. Прав. Убойная, ее верхнее течение	[58, 73]	ШО. 21 шлиховая проба с содержанием киновари - 1-3 зерна
II-3	2	Бассейн верхнего течения рр. Малая Убойная и Левая Дюндака	[58]	ВГХО. Литохимический ореол в потоках рассеяния на площади 203,5 км ² . В донных осадках выявлены повышенные содержания As - 0,006-0,04%, в одной пробе - до 0,08%
II-3	3	Рр. Мал. Убойная и Лев. Дюндака	[58]	ШО. В шлиховых пробах примесь зерен киновари (от 1 до 10 зерен), реальгара (от 1 до 6 зерен). В центральной части ореола содержится до 0,1 г/т киновари и до 1,0 г/т реальгара
II-3	4	Р. Мал. Убойная	[58]	П. Оруденение приурочено к кальцитовым жилам в известняках перекатнинской свиты нижнего карбона в ядре антиклинальной складки. Содержание мышьяка - до 50,6%
II-3	6	Среднее течение р. Дюндака	[58]	ШО. В 5 пробах знаки киновари (от 1 до 5 зерен)
III-4	1	Нижнее течение р. Дюндака	[63]	П. Единичная проба из базальтов верхтамской свиты с содержанием мышьяка - 0,3%
IV-3	4	Среднее течения р. Сырадасай	[75]	П. В скв. СС-9 в интервалах 320-324; 352-380 м в известняках перекатнинской свиты вкрапленная минерализация реальгара. Содержание мышьяка - 0,1-0,8%
Благородные металлы				
<i>Платина и платиноиды</i>				
III-4	2	Северо-западное побережье оз. Надудотурку	[58, 77]	ПМ. В пиритизированных породах лабакской свиты содержание платины в штуфной пробе - 0,03 г/т
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
IV-3	6	Р. Сырадасай	[58]	ПМ. РА в скважине ДС-1 в интервале 17,5-19,8 м в базальтах рентгеноспектральным анализом установлено содержание урана - 0,0031%, тория - 0,0007%
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Драгоценные и поделочные камни				
<i>Аметисты</i>				
II-1	2	Верховья р. Лев. Убойная, в 6 км по азимуту 180° от г. Холодной	[58]	ПМ. В элювии лабакской свиты обнаружены кристаллы аметиста размером 0,5-0,8 см по длинной оси
III-2	1	Верховья левого притока р. Сырадасай	[58]	П. Аметистовый кварц в виде обломков друз, размер кристаллов - 0,3-0,6 см
<i>Агаты</i>				
II-3	5	Среднее течение р. Дюндака	[58]	П. В развалах миндалекаменных базальтов лабакской свиты жеоды сложенные агатом. Размер жеод - 2-3 см
III-1	1	Водораздел рр. Крестьянки и Верхней Тамы	[58]	П. Агат, аметистовый кварц в жеодах размером до 5 см в поперечнике
III-1	2	Верхнее течение р. Крестьянки	[58]	П. В миндалекаменных базальтах верхнелабакской подсвиты овальные жеоды нацело выполненные полосчатым коричнево-белым агатом
III-1	3	Верховья левого безымянного потока р. Сырадасай	[58]	П. В миндалекаменных базальтах верхнелабакской подсвиты овальные жеоды нацело выполненные полосчатым коричнево-белым агатом
III-1	4	Верховья левого безымянного потока р. Сырадасай	[58]	П. Агат серый, светло-серый полосчатый. По заключению ЦГРЭ «Центр кварцсамоцветы» (1987 г.) отдельные образцы могут использоваться в камнерезной промышленности
III-1	5	Левый борт долины левого притока р. Сырадасай	[58]	П. В миндалекаменных базальтах верхнелабакской подсвиты жеоды размером 2-10 см в поперечнике с агатом тонкополосчатым полупрозрачным
III-1	6	Правый борт левого притока р. Сырадасай	[58]	П. Агат тонкополосчатый светло-серый выполняет стенки жеод, центры которых сложены горным хрусталем и кальцитом

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-1	7	Правый борт левого притока р. Сырадасай	[58]	П. Агат тонкополосчатый серый прослежен на протяжении 80 м
III-1	8	Верховья левого притока р. Сырадасай	[58]	П. В коренном выходе базальтов верхтамской свиты редкие жеоды с агатом и кристаллическим кварцем (друзовые пустоты)
IV-1	1	Правый борт левого притока р. Сырадасай	[58]	П. Коренное. Жеоды размером 3-15 см в базальтах
IV-1	2	Нижнее течение р. Сырадасай	[58]	П. Элювий. Размер жеод - 3-4 см. Площадь россыпи - 100х20 м
IV-2	1	Левый борт р. Сырадасай, к северу от г. Скалистой	[58]	П. Коренное. Жеоды размером 2-20 см. Высота обнажения - 7 м, протяженность - 20 м
<i>Горный хрусталь</i>				
IV-2	2	Верхнее течение левого притока р. Сырадасай	[58]	П. Коренное. Жеоды и друзовые полости. Размер жеод - 5-50 см. Площадь обнажения - 20х100 м

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Кол-во прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Горючие ископаемые	Уголь каменный, млн т	3	P ₂	4203
			P ₃	23100
Металлические ископаемые	Медь, тыс. т	1	P ₃	500
	Молибден, тыс. т			20
	Золото, т			20

Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологической карте

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Опорное обнажение верхтамской свиты, нижней подсвиты	[58], обн. 7939
3	Опорное обнажение верхтамской свиты, верхней подсвиты	[58], обн. 51051
4	Опорное обнажение верхтамской свиты, нижней подсвиты	[58], обн. 5102
5	Опорное обнажение верхтамской свиты, верхней подсвиты	[58], обн. 51066
6	Опорное обнажение верхтамской свиты	[58], обн. 51065
7	Опорное обнажение сырадасайской свиты	[58], обн. 66287
8	Опорный разрез ефремовской свиты	[75], скв. СС-4
9	Опорный разрез ефремовской свиты	[75], скв. СС-18
10	В интервале 23,4-146,8 м вскрыты отложения крестьянской свиты; в интервале 146,8-227,7 м - отложения убойнинской свиты; в интервале 227,7-400,0 м - отложения ефремовской свиты	[75], скв. СС-8
11	Опорное обнажение лабакской свиты, верхней подсвиты	[58], обн. 63362
12	В интервале 10,0-90,0 м вскрыты отложения бражниковской свиты; в интервале 90,0-241,0 м - отложения овражнинской свиты; в интервале 241,1-400,3 м - отложения крестьянской свиты	[75], скв. СС-6
13	Опорное обнажение верхтамской свиты	[58], обн. 63366
14	Опорное обнажение верхтамской свиты, верхней подсвиты	[58], обн. 63365
15	Опорное обнажение верхтамской свиты, нижней подсвиты	[58], обн. 64464
16	Опорное обнажение верхтамской свиты, верхней подсвиты	[58], обн. 53151

Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
Обнажения		
1	Опорное обнажение казанцевского и муруктинского горизонтов	[76]; обн. 366
2	Опорное обнажение сартанского горизонта	[58]; обн. 146
3	Опорное обнажение сартанского горизонта	[58]; обн. 125
4	Опорное обнажение казанцевского и муруктинского горизонтов	[58]; обн. 4
5	Опорное обнажение казанцевского и муруктинского горизонтов	[58]; обн. 723
6	Опорное обнажение нижекаргинского подгоризонта	[79]; обн. 1126
7	Опорное обнажение среднекаргинского подгоризонта	[79]; обн. 1125
8	Опорное обнажение среднекаргинского подгоризонта	[58]; обн. 17
9	Опорное обнажение голоцена и сартанского горизонта	[58]; обн. 378
10	Опорное обнажение озерно-речных отложений голоцена и лагунных среднекаргинских	[76]; обн. 127
11	Опорное обнажение голоцена и сартанского горизонта	[58]; обн. 633
12	Опорное обнажение озерных отложений сартанского горизонта	[58]; обн. 638
13	Опорное обнажение среднекаргинского подгоризонта	[76]; обн. 1677
14	Опорное обнажение среднекаргинского подгоризонта	[76]; обн. 1647
15	Опорный разрез казанцевского и муруктинского горизонтов	[76]; обн. 1649
Скважины		
1	Опорный разрез казанцевского и муруктинского горизонтов	[58]; скв. СС-5
2	Разрез нижекаргинского подгоризонта	[58]; скв. СС-1
3	Разрез нижекаргинского подгоризонта, казанцевского и муруктинского горизонтов	[58]; скв. СС-17
4	Разрез нижекаргинского подгоризонта, казанцевского и муруктинского горизонтов	[58]; скв. СС-27
5	Разрез казанцевского и муруктинского горизонтов, среднего неоплейстоцена	[58]; скв. СС-9
6	Разрез казанцевского и муруктинского горизонтов, среднего неоплейстоцена	[58]; скв. ДС-1
7	Разрез квартера от голоцена до среднего звена включительно	[76]; скв. НТ-20
8	Разрез сартанского, каргинского, казанцевского и муруктинского горизонтов, среднего неоплейстоцена	[76]; скв. НТ-27
9	Разрез нижекаргинского подгоризонта	[58]; скв. СС-21

Электронное научное издание

**Федотов А. Н.
Романов А. П.
Колямкин В. М.
и др.**

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000**

**Издание второе
Серия Таймырская
Лист S-44-XXIX,XXX (оз. Сырута)
Объяснительная записка**

Редактор, корректор *И. В. Сумарева*
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2019. Тираж 50 дисков. Объем 100 Мб
Зак. 41815500

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. И. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Записано на электронный носитель в Московском филиале ФГБУ «ВСЕГЕИ»
123154, Москва, ул. Маршала Тухачевского, 32А.
Тел. 499-192-88-88. E-mail: mfvsegei@mfvsegei.ru