

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ЯКУТСКОЕ ОРДЕНА ЛЕНИНА ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

Уч. № 046

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ ВЕРХНЕВИЛЮЙСКАЯ

Лист Р-49-XXXV

Объяснительная записка

Составитель *Ю.А.Дукардт*

Редактор *М.А.Кокоулин*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ

16 мая 1968 г., протокол № 17

МОСКВА 1978

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа в административном отношении входит в состав Ленского района Якутской АССР и ограничена координатами $60^{\circ}00' - 60^{\circ}40'$ с.ш. и $112^{\circ}00' - 113^{\circ}00'$ в.д.

Изученная площадь расположена в бассейне среднего течения р.Нии (левый приток р.Лены), в области Приленского плато и примыкает на севере к Центрально-Якутской равнине. Поверхность плато неоднородная: на фоне основного уровня денудации с абсолютными отметками 400–480 м отмечаются отдельные водораздельные гряды северо-восточного направления и пологие вершины высотой 500–600 м над уровнем моря. Ширина гряд варьирует в пределах от 0,5–1 км до нескольких километров. Поверхности гряд в целом плоские, осложнены более мелкими грядами, холмами, седловинами. В плато глубоко врезана речная сеть. Эрозионный врез достигает 120–200 м, заметно ослабляясь в верховьях небольших рек и их притоков. В целом врез гидросети уменьшается в направлении с юга на север. Рисунок гидрографической сети решетчатый, обусловленный преобладанием двух направлений водотоков – северо-восточного и юго-восточного.

Главной водной артерией района является р.Ния, протекающая в его пределах в северо-восточном направлении на протяжении 100 км. Ее долина с корытообразным поперечным профилем хорошо разработана и террасирована. Ширина долины, включая комплекс террас, составляет 0,7–2 км и достигает в некоторых случаях 3–4 км. Ширина русла, изобилующего мелями и перекатами, составляет 0,15–0,3 км. Скорость течения на перекатах достигает 8–10 км/час, а на плесах уменьшается до 1 км/час.

Расход воды в р.Ние в летне-осенний период составляет 50–150 м³/сек. Река характеризуется высоким (до 8 м) весенним паводком и колебаниями уровня воды в летне-осенний период в зависимости от количества выпадающих осадков.

Наиболее крупные левые притоки р.Нии – реки Сильджигяр, Чаянда, Олдон – имеют юго-восточное направление с длиной отрез-

ков долины в пределах территории соответственно 30, 40 и 10 км, ширина долины колеблется в пределах 0,5–2,5 км, русел – 10–15 м. Участки мелкого русла (0,5–0,7 м) с относительно быстрым течением (до 2 м/сек) сменяются протяженными плесами глубиной 1–2 м и скоростью течения 0,2–0,8 м/сек.

Более мелкие левые притоки р. Нии – Кубалах и Юктеян – представляют собой ручьи с чрезвычайно непостоянными водотоками, исчезающими на отдельных участках русел вследствие их закарстованности. Прочие притоки р. Нии, такие как Нийский Дабаан, Балаганнах, Керемникке, Тас-Юрах, Хомугу-Туруктах, являются большими и малыми ручьями. Долины их сильно закарстованы, поэтому вода в их руслах в летний период встречается лишь на отдельных участках. К такому же типу водотоков относится руч. Ульяновка, входящий в бассейн р. Пеледуй.

Юго-восточный угол территории дренируется системой ручьев, дающих начало р. Хамаре (левый приток р. Лени). Эти ручьи отличаются неглубоким (80–100 м) врезом и постоянным водотоком.

На территории встречаются разрозненные старичные озера, большинство из которых находится в стадии усыхания. Наибольшие из них – Алсардаах, Квёл-Сала, Климэниэх, расположены в пойме ручья Торго-Юрах (приток р. Чаянды). Верховья речных долин и поймы часто заболочены. На периферии заболоченных бассейнов формируются мощные торфяники (р. Сильджикяр).

Климат района резко континентальный и характеризуется продолжительной холодной зимой, коротким и относительно жарким летом. По данным гидрометеорологической станции г. Ленска, среднегодовая температура $-6,3^{\circ}$, среднемесячная температура января $-30,6^{\circ}$, июля $+17,5^{\circ}$. Температура в зимний период опускается до -59° , максимальная температура летнего периода $+36^{\circ}$. Средняя продолжительность безморозного периода 80 дней. Заморозки исчезают в первой декаде июня и возобновляются в начале сентября. Река Ния вскрывается в первой декаде мая и замерзает в середине ноября. Снежный покров устанавливается в середине октября и сходит в середине мая. Среднегодовое количество осадков достигает 300–500 мм. Около 30% осадков выпадает в виде снега. Преобладающее направление ветров западное и северо-западное.

Мощность многолетнемерзлых пород, по данным бурения в среднем течении р. Нии (р. Тымнчаан), составляет 30–100 м (В.В. Боровский, В.М. Оленко, 1959 г.). Толщина деятельного слоя колеблется от 1,5 до 3 м.

Почвы района серые, лесные, суглинистые.

Растительность района таежная. Из древесных произрастают лиственница даурская, сосна, ель сибирская, кедр сибирский и береза, в подчиненном количестве – пихта сибирская, ель аянская, несколько видов древовидных ив, рябина и осина, а по речным долинам – черемуха, ерник, тальник, березка Миддендорфа, мелкие кустарники и травы. Из ягодных много брусники, красной и черной смородины, голубики, встречается черника.

В тайге обитают лоси, северные олени, медведи, сибирские косули, волки, лисицы, соболи, белки, ондатры и мелкие грызуны. Промысловое значение имеют белка, соболь, ондатра, лисица. Мир пернатых представлен глухарями, тетеревами, рябчиками, различными видами уток, журавлями; в озерах руч. Торго-Юрах гнездятся лебеди. В реках и озерах водятся ленок, хариус, щука, окунь, сиг, карась, язь, гальян и др.

По долине рек Нии и Чаянды разбросаны мелкие поселки: Хагдан-Кюриз, Иреях-Отеге, Чаянда и др. В настоящее время поселки заброшены, и в них постоянно проживает всего 3–5 семей местного якутского населения.

В пос. Оргул (бывший колхоз "Большевик"), расположенном на р. Ние, в летнее время базируется подсобное хозяйство Пеледуйского ОРСа Ленского речного пароходства. Здесь имеется площадка для посадки самолетов малой авиации.

Ближайшим крупным населенным пунктом является пос. Пеледуй, расположенный на левом берегу р. Лени, в устье р. Пеледуй. В поселке имеются почта, телеграф, больница, магазины, пристань, ремонтно-эксплуатационная база ДУРПа и другие хозяйственные учреждения. Осуществляется регулярная связь самолетами малой авиации с г. Ленском.

С пос. Пеледуй район связан тропой, пригодной летом для передвижения вьючным транспортом, а зимой – трактором. Расстояние от пос. Пеледуй до Оргула составляет 80 км.

Более мелкими населенными пунктами являются деревни Кюбэргээн и Орто-Нахор, расположенные на р. Ние соответственно в 50 и 110 км от восточной рамки площади вниз по течению реки. В д. Орто-Нахор имеются почта, магазин, сельсовет, сельпо, амбулатория. Здесь же расположено отделение совхоза "Ленский". Связь с г. Ленском осуществляется регулярно самолетами малой авиации. В Кюбэргээне имеются магазин, медицинский пункт и радиостанция.

Река Ния в весенний период судоходна для мелких катеров и барж; в период низкого уровня воды – для моторных лодок. Передвижение по рекам Чаянде, Олдону возможно на моторных лодках весной и на мелких лодках летом. Благоустроенные дороги в районе

отсутствуют, по долинам основных рек и ручьев проложены нартовые и лыжные тропы.

К ранним работам, в результате которых сложились первые общие представления о геологическом строении бассейна среднего течения р. Лены, относятся маршрутные исследования А.Л.Чекановского (1817 г.), Н.С.Полякова и П.А.Кропоткина (1851 г.), А.П.Герасимова (1902 г.), П.Драверта (1902 г.), Д.П.Мушкетова (1903 г.), В.А.Обручева (1892–1923 гг., 1931) и А.Г.Ржонсницкого (1913–1918 гг.) и некоторых других исследователей.

Исследования периода 1929–1947 гг. заложили основы современных стратиграфических схем палеозойских отложений. В это же время были даны первые оценки перспектив нефтегазоносности нижнего палеозоя и сведения о других полезных ископаемых бассейна средней Лены. К этому же периоду относятся первые маршрутные и тематические исследования, которые производились непосредственно на рассматриваемой территории.

В 1932 г. Н.С.Шатский (1932) опубликовал схему тектонического строения Сибирской платформы, на которой выделена Байкальская складчатая область, прошедшая стадию складчатости и инверсии и концы докембрия, и Лено-Вилуйский прогиб, подвергшийся складчатости в палеозойское время. С нижнепалеозойскими отложениями Н.С.Шатский связывал перспективы нефтегазоносности.

В 1933 г. З.М.Старостина (1935) на основании маршрута по р. Лене, от г. Киренска до р. Бирюка, и ее правым притокам Витиму и Бол.Патому разработала стратиграфическую схему кембрийских и докембрийских отложений, которая в целом правильно отражала последовательность напластования толщ и, несмотря на ошибочное определение возраста отдельных интервалов разреза, долгое время принималось за основу при геологических исследованиях.

В 1933 г. В.Г.Васильев и Д.Г.Зегебарт (Одинцов, 1954) отнесли нижнюю часть вскрывающегося в бассейне р. Нии разреза к среднему и частично нижнему кембрию. В.Г.Васильев пришел к правильному выводу о существовании по правобережью р. Нии, между д. Чаюндой и д. Наманинское, надвига, по которому среднекембрийские отложения надвинуты на верхнекембрийские.

В 1937 г. в результате бурения на р. Толбе, по рекомендации В.М.Сеникова (1938), был получен приток жидкой нефти из отложений низов толбинской свиты, что явилось конкретным поводом для развертывания интенсивных нефтепоисковых и разведочных работ на юго-востоке Сибирской платформы.

В 1940 г. Е.В.Дермونتовой (1945), на основании определений трилобитов, была впервые создана палеонтологическая схема рас-

членения нижнего кембрия юго-восточной части Сибирской платформы, которая с дополнениями и изменениями, внесенными позднее Н.П.Суворовой (1954), Н.В.Покровской (1954), А.Н.Репиной (1966) и другими исследователями, явилась основой для дальнейших стратиграфических построений.

В 1940 г. А.И.Кукс (1941), на основании обследования разработок россыпного золота на р. Лене, рекомендовал провести поисковые работы в долине р. Нии, где юрские образования, с которыми он связывал россыпное золото, развиты более широко.

В 1942 г. Е.Э.Разумовская (1942), а в 1943 г. Ю.К.Дзевановский и М.В.Кисляков (1944) по долинам рек Лены, Пеледуя и Нии проводили работы с целью выявления промышленных месторождений соли. По мнению Е.Э.Разумовской, выходы соленых хлоридных натриевых вод в бассейнах рек Нии и Пеледуя обусловлены наличием каменной соли на глубине. Складчатые структуры в отложениях нижнего кембрия она связывала с соляной тектоникой.

В 1943 г. С.П.Ситников (1943) и несколько позднее, в 1947 г., Ф.Г.Гурари (1950) высоко оценивают перспективы нефтеносности кембрийских отложений в обрамлении Байкальской складчатой области, сформировавшихся, по их мнению, в благоприятных структурно-фациальных условиях краевого прогиба.

В 1949 г. картирование узкой полосы в долине р. Нии производил Г.В.Бархатов (1950), выделивший на изученной площади среднекембрийские отложения мощностью около 800 м и подтвердивший наличие надвига на правобережье р. Нии.

В 1952 г. В.И.Гоньмакова (1961), на основании изучения трапзов в долине р. Лены, между устьями рек Пеледуя и Джерон, выделила пеледуйскую группу пластовых интрузий, возраст которых она предположительно считала допермским.

В 1952 г. Д.А.Туголесов (Чумаков, 1959) опубликовал тектоническую схему юго-востока и центральной части Сибирской платформы. Основываясь на представлениях Н.С.Шатского, он выделил Байкало-Патомское поднятие, Ангаро-Ленский нижнепалеозойский прогиб и погребенную под отложениями тунгусской серии Катантскую нижнепалеозойскую антеклизу. Пеледуйское поднятие он рассматривал как поперечное поднятие Ангаро-Ленского прогиба, сочленяющееся с Катантской антеклизой. В Ангаро-Ленском прогибе выделены Нийская и Ленская полосы антиклинальных складок, в последние входят и структуры бассейнов рек Пеледуя и Нии.

В 1951–1953 гг. стратиграфия ордовикских отложений верхнего и среднего течений р. Лены изучалась О.Н.Андреевой и О.И.Никифо-

ровой (1953). Разработанная стратиграфическая схема послужила основой для современных стратиграфических схем ордовикских отложений.

В 1953 г. М.Н.Коллин (1958) приходит к выводу о наличии стратиграфического несогласия между верхоленской свитой и подстилающими породами.

В 1954 г. Е.А.Басков (1954) производил гидрогеологические исследования в бассейне р.Нки. Составленная им геологическая карта масштаба 1:300 000 в целом правильно отражает геологическое строение изученной площади. В качестве возможных нефтемещающих толщ автор рассматривает отложения алданского и нижней части ленского ярусов нижнего кембрия.

В 1954 г. Н.С.Зайцев (1954) произвел тектоническое районирование южной окраины Сибирской платформы. В Ангара-Ленском прогибе им выделены: Приленская складчатая зона, Пеледуйское поднятие, зона структур литвинцевского типа, Верхнеленская, Нийско-Вилейская и Березовская впадины. Схема тектонического районирования, предложенная Н.С.Зайцевым, лежит в основе многих более поздних тектонических схем.

В 1956 г. была опубликована тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:500 000 под редакцией Н.С.Шатского (1957 г.). На юго-востоке Сибирской платформы выделены Байкальская складчатая зона и Ангара-Ленский нижнепалеозойский краевой прогиб.

В 1956 г. В.И.Корнутовой и Ф.Ф.Вильсоном (1956ф) на основании дешифрирования аэрофотоснимков и редких маршрутных пересечений, с учетом данных предшествующих исследований, были составлены геологическая и геоморфологическая карты масштаба 1:200 000 бассейна среднего течения р.Нки.

В 1957 г. издается геологическая карта масштаба 1:1000 000 территории листа Р-49 под редакцией М.М.Одинцова (Павлов, 1957ф). Автор считает, что отложения верхоленской свиты верхнего кембрия залегают с угловым несогласием на породах нижнего кембрия. Несмотря на неточности в стратиграфии, карта правильно отражает общий структурный план бассейна среднего течения р.Нки. Детальное опробование аллювиальных отложений показало отрицательные перспективы долины р.Нки для поисков месторождений алмазов и золота.

В 1957 г. непосредственно южнее рассматриваемой территории, в бассейне р.Лены, на участке р.Хамара - р.Пеледуй, М.Л.Кокоулиным (1958ф) производилась геологическая съемка масштаба 1:100 000. Авторами отчета предлагается постановка глубокого бурения в устье р.Пеледуя.

В 1957 г. на территории листа Р-49 произведена аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000 (Бабушкин, Кутузова, 1958ф). Для территории листа Р-49-XXXV построена карта изодинам ΔT , выявлено дайковое тело, подтвержденное наземными съемками. Аномалий "трубчатого" типа не обнаружено.

В 1958 г. в устье р.Тымпичан (бассейн верхнего течения р.Нки) производилась разведка Тымпичанской гамма-аномалии (В.В.Боровский, В.М.Олешко, 1959 г.). В результате разведки с применением бурения установлено, что аномалия создается источниками подземных вод с повышенным содержанием радия и является бесперспективной. Получены также сведения о мощности и литологии четвертичных отложений и мощности многолетнемерзлых пород.

В 1958 г. Т.Н.Спижарским была составлена тектоническая карта Сибирской платформы, на которой в качестве краевых прогибов байкальской складчатости выделены единый Прибайкало-Саянский прогиб, ограниченный платформенной Катангской антеклизой, и Березовский прогиб. Пеледуйское поднятие и Нийская впадина рассматриваются как структуры второго порядка краевого прогиба, сформировавшиеся в процессе осадконакопления.

В 1959 г. П.Е.Оффман (1959), основываясь на представлениях Н.С.Шатского о синеклизах как основных платформенных структурах, рассматривает Ангара-Ленский нижнепалеозойский прогиб как краевую структуру Сибирской платформы, состоящую из Верхнеленской и Нийской унаследованных синеклиз, разделенных в бассейне р.Пеледуя седловиной. Унаследованный характер развития синеклиз устанавливается им на основании анализа мощностей и фаций нижнепалеозойских отложений. Приленская складчатая зона и Пеледуйское поднятие рассматриваются как склоны унаследованных синеклиз.

В 1959 г. Е.В.Павловский (1959) разработал теорию перикратонных областей платформ как переходных к геосинклиналям структур, состоящих из систем крупных антеклиз и впадин. Идеи Е.И.Павловского были впоследствии развиты Ю.А.Косыгиним и И.В.Лучицким (1961), М.М.Одинцовым, Е.В.Пиннекер, В.А.Твердохлебовым, К.А.Савинским (Одинцов, 1965) в работах, посвященных тектоническому строению южной части Сибирской платформы. В этих работах, в которых учтены данные геофизики, Пеледуйское поднятие рассматривается как допалеозойский блок фундамента.

В 1959 г. Л.И.Салоп (1964 г.) составил геологическую карту Байкальской горной области в масштабе 1:500 000, включая и прилегающую часть платформы. На карте правильно отражен общий структурный план региона.

В 1959 г. С.С.Коржуев (1959) изучил геоморфологию и четвертичные отложения бассейна средней Лены. Стратиграфическая схема расчленения четвертичных отложений, предложенная автором, основывается на палеонтологических определениях и на детальном анализе истории геоморфологического развития бассейна средней Лены и поэтому широко используется при геологосъемочных работах.

В 1960 г. коллективом авторов под руководством В.Г.Васильева (Бабаян и др., 1960) была составлена сводка по геологическому строению и нефтегазоносности Якутской АССР, в которой обобщен огромный материал. На юго-востоке Сибирской платформы авторами выделен Прибайкальский предгорный прогиб. Вместе с тем отмечается, что он по своему строению отличается от типичных предгорных прогибов. Прибайкальский прогиб отнесен к числу территорий с невыясненными перспективами в отношении нефтегазоносности.

В 1960–1963 гг. Я.К.Писарчик (1963), изучая кембрийские отложения Иркутского амфитеатра, отнесла верхнюю часть литвинцевской свиты к среднему кембрию. Верхоленская свита залегает на отложениях литвинцевской свиты с постепенным переходом без стратиграфического несогласия. На основании этого возраст верхоленской свиты датируется как средний – верхний кембрий.

С 1961 по 1964 г. закартирована в масштабе 1:200 000 значительная территория северо-восточной части Ангаро-Ленского прогиба и прилегающих площадей. В результате проведенных работ, по данным Ж.К.Жмыковой и А.С.Зарубина (1967ф), Ю.Н.Петрова (1967ф), В.Б.Спектора (1964ф), С.А.Тимофеева и М.В.Михайлова (1965 г.), получены ценные материалы об особенностях геологического строения региона и полезных ископаемых (золото, нефть, строительные материалы).

В 1962 г. под руководством Г.А.Кузнецова (Кузнецов, Пермяков, 1963ф) непосредственно южнее рассматриваемой территории, на платформенной части территории листа 0-49, производилась геологическая съемка масштаба 1:1000 000. В 1963 г. на той же территории М.А.Жарков и Г.А.Кузнецов (1964) производили тематические исследования. В результате этих работ был подтвержден вывод Я.К.Писарчика о согласном залегании верхоленской свиты на подстилающих породах для более широких площадей прогиба. Верхняя часть верхоленской свиты (илгинская свита) сопоставлена с хандинским горизонтом бассейна р.Киренги, охарактеризованным фауной верхнекембрийского возраста.

Под названием верхоленской свиты выделены нижняя и средняя части верхоленской свиты в прежнем понимании. Возраст верхолен-

ской свиты в новом понимании датируется как средний – верхний кембрий. Складчатые структуры Пеледуйского поднятия рассматриваются как прямое продолжение Марковско-Ичерской зоны валообразных поднятий Иркутского амфитеатра. Авторами дана высокая оценка нефтеперспективности Пеледуйского поднятия.

Открытие в 1962 г. месторождения нефти на Марковской структуре послужило мощным толчком для развертывания геологических исследований в Иркутском амфитеатре. Результаты бурения дали материал по нефтегазоносности отдельных горизонтов нижнего кембрия и позднего докембрия и глубинному строению тектонических структур Ангаро-Ленского прогиба. Этот материал отражен в работах И.Н.Карасева (1960ф, 1962ф), А.Л.Яншина (1964 г.), С.М.Замараева, М.А.Жаркова, М.М.Одинцова, Е.В.Пиннекера, Г.А.Кузнецова, А.Н.Сачук, М.А.Цахновского и др. (Кузнецов, 1964 г., Одинцов, 1965).

С 1963 по 1966 г. произведена геологическая съемка масштаба 1:200 000 на территории следующих листов: 0-49-IV – автор Г.В.Коробков (1965, 1966ф, 0-49-I – автор Ю.А.Дударь (1964ф, 1965ф, 1966ф), 0-49-XI – автор Е.А.Стрелик (1965ф). В результате этих работ получены дополнительные сведения о геологическом строении региона.

В 1964 г. Л.И.Салоп (1964 г.) в работе "Геология Байкальской горной области" отнес Ангаро-Ленский прогиб к передовому прогибу, возникшему в начале нижнего кембрия и прошедшему стадию складчатости в конце среднего кембрия в результате инверсии Байкало-Патомской миогеосинклинали. Вследствие этого отложения верхоленской свиты залегают на подстилающих породах со стратиграфическим, а местами – с угловым несогласием. Л.И.Салопом составлена геологическая карта Байкальской горной области и прилегающей части платформы.

В 1964 г. А.К.Бобров (1964) детализировал стратиграфическую схему кембрийских отложений северо-восточной части Предбайкальского прогиба, выделив из состава чарской свиты собственно чарскую, харьялахскую и ичерскую свиты. Кроме того, выделена метегерская свита среднего кембрия. Метегерская и верхоленская свиты верхнего кембрия разделены стратиграфическим перерывом. Толбачанская свита разделена на три подсвиты. Средняя подсвита по литологическому составу и комплексу фауны близка к олекминской свите. Схема А.К.Боброва в части деления толбачанской свиты в последних работах не находит подтверждения.

А.К.Бобров обосновывает весьма высокую нефтеперспективность региона. В категорию весьма перспективных входит Курбайская антиклинальная зона. В пределах изученной территории выделена Пе-

ледуй-Олдонская зона антиклинальных структур, являющаяся непосредственным продолжением Мурбайской антиклинальной зоны.

В 1964 г. В.Д.Масайтисом, М.В.Михайловым и В.Ф.Филатовым, А.И.Ушаковым (Масайтис, 1959, 1965, 1966; Михайлов, 1963, 1965) установлена среднепалеозойская трашковая формация, в которую включены изверженные породы на больших территориях юго-востока и центральной части Сибирской платформы.

В 1965 г. закончено структурно-картировочное бурение на Мурбайской и Суларской структурах (Чуркин, 1965ф). Бурением вскрыты отложения толбачанской свиты на глубину до 600 м, содержащие мощные пласты каменной соли.

В 1965 г. в пределах территории листа Р-49-XXXV произведена гравиметрическая съемка масштаба 1:200 000 (Андрусенко, Бок, 1966ф). Составлена карта изоаномал, отражающая строение фундамента.

В 1966 г. коллективом авторов под руководством И.И.Краснова (1966 г.) составлена сводка по геологии и геоморфологии Сибирской платформы. В основу тектонического районирования положена тектоническая схема Т.Н.Спижарского.

В 1966 г. Д.Ф.Блажун (1967ф) производил поисково-разведочные работы на р.Чаянде и руч.Балаганнахе (притоки р.Нхи), где в 1965 г. В.А.Дукардтом при проведении геологической съемки масштаба 1:200 000 были обнаружены точечные проявления золоторудной минерализации в окварцованных и лимонитизированных карбонатных породах элювиально-делювиальные развалы которых пространственно связаны с зонами тектонических нарушений (Дукардт, 1966ф). Массовое опробование аналогичных пород не подтвердило первоначальных данных о высоком (7-24 г/т) содержании золота, достигающем лишь в редких случаях 0,5-1 г/т. Автор отрицает предполагаемую связь указанных пород с зонами нарушений и считает их продуктами выветривания. Данные анализов первоначальных проб он считает ошибочными, хотя такому выводу противоречит присутствие видимых знаков золота в одной из проб. В настоящее время вопрос нельзя считать окончательно решенным; возможно, что в первом и во втором случаях опробовались не вполне идентичные породы.

В 1966 г. с целью изучения геологического строения и оценки перспектив нефтегазовосности северной части Ангаро-Иенского прогиба начаты работы ВНИГРИ (М.Д.Кокоулин, К.К.Макаров).

Лист Р-49-XXXV Геологической карты СССР масштаба 1:200 000 составлен по материалам комплексной геологической съемки масштаба 1:200 000, которая производилась в 1964-1966 гг. под руковод-

ством Ю.А.Дукардта. При составлении карты использованы материалы гравиметрической и аэромагнитной съемок масштаба 1:200 000.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листа принимают участие кембрийские, ордовикские, юрские и четвертичные отложения, а также магматические образования. Стратиграфическое расчленение отложений произведено согласно легенде Верхневиллийской серии листов Геологической карты СССР масштаба 1:200 000.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Н и ж н и й о т д е л

Иенский ярус

Толбачанская свита (Ст. 16). Отложения свиты развиты лишь в долине р.Ютекан и в руч.Нийский Дабаан, где они слагают ядра антиклинальных складок.

На дневной поверхности вскрывается верхняя часть свиты, представленная двумя литологически разнородными пачками.

Нижняя пачка сложена известняками темно-серыми, массивными, трещиноватыми, с прожилками и гнездами белого кристаллического кальцита. Известняки образуют слои мощностью от 5 до 10 м, разделенные прослоями (20-30 см) глинистых светло-серых, розоватых тонкослоистых доломитов.

Микроскопически выделяются две разновидности известняков. Известняки с беспорядочной текстурой сложены зернами кальцита размером 0,1-0,2 мм (80%) и крупнозернистым кальцитом (20%). Известняки со ступчатой текстурой сложены изометричными образованиями (0,2-0,3 мм), состоящими из тонкозернистой и пелитоморфной известковой массы. Ступки составляют 60% породы. Цементирующая масса состоит из раскристаллизованных зерен кальцита (0,4-0,6 мм) и реже - ромбиков доломита.

Химический состав известняков^{х/}: CaCO_3 - 97,3%; MgCO_3 - 2,7%.

^{х/} Все химические анализы карбонатных пород произведены в Центральной лаборатории Якутского ТГУ. Аналитик Т.Фалалеева.

Глинистые доломиты сложены агрегатом мелкозернистого доломита (0,08–0,1 мм). В породе рассеяны пятна и ступки пелитового материала. Химический состав доломитов (в %): нерастворимый остаток – 9%; R_2O_3 – 2%, $CaCO_3$ – 56%; $MgCO_3$ – 33%.

Видимая мощность нижней пачки – 20 м.

Верхняя пачка мощностью 30 м сложена доломитами серыми, пелитоморфными, часто глинистыми, иногда водорослевыми.

В долине руч. Нийский Дабаан в отложениях нижней пачки найдены трилобиты *Malukania* sp. nov. (определение Н.П.Суворовой), а непосредственно южнее, в нижнем течении р.Пеледуя, – представители рода *Bulaispis*, позволяющие отнести описываемые отложения к толбачанскому горизонту ленского яруса.

Вскрытая на рассматриваемой территории часть разреза толбачанской свиты по своему составу и строению не отличается от соответствующей части толбачанской свиты бассейна нижнего течения р.Пеледуя. Но есть основание предполагать, что в нижней части толбачанской свиты рассматриваемой территории, в отличие от бассейна р.Пеледуя, развиты сульфатные и галогенные отложения, так как бурением на Мурбайской структуре, в сходных структурно-фациальных условиях, в нижней части свиты вскрыты гипсы, ангидрит и каменная соль с суммарной мощностью до 100 м (Чуркин, 1965). Видимая мощность толбачанской свиты – 50 м.

О л е к м и н с к а я с в и т а (См. об.). Отложения свиты широко развиты на правом берегу р.Нии в сводах антиклинальных структур. Отдельные небольшие выходы расположены в долинах рек Кутея на Чайнды, Ульяновки, в междуречье Сильжикяр – Кубалах. Контакт между толбачанской и олекминской свитами согласный и проводится по подошве пятнистых известняков с фауной олекминского горизонта, залегающих на пелитоморфных доломитах. Свита имеет отчетливое двучленное строение.

Нижняя пачка представлена известняками пятнистыми кремово-серыми, зеленовато-серыми и коричневатого-серыми, слоистыми, с оугристыми поверхностями наложения. В породе наблюдаются тонкие (от одного до нескольких миллиметров) прожилки и пятна, располагающиеся параллельно слоистости и состоящие из кремового, красноватого или зеленоватого пелитоморфного доломита. Известняки содержат редкие маломощные пачки (до 2–3 м) доломитов серых пелитоморфных тонкослоистых или тонковолнистослоистых (водорослевых). Выше подошвы свиты повсеместно отмечается характерный слой пятнистого известняка мощностью 2–5 м, содержащий обильные включения глауконита.

Под микроскопом пятнистые известняки имеют тонкозернистую структуру и ступковую тонкополосчатую текстуру. Порода на 80% состоит из ступков (0,4–0,6 мм) округлой или неправильной формы, сложенных тонкозернистым кальцитом и ограниченных каймой шестоватого кальцита. Цементирующая масса представлена мелкозернистым кальцитом, реже – доломитом и глинистыми частицами.

Химический состав известняков (в %): $CaCO_3$ – 97–98%; $MgCO_3$ – 1,5–2,5%; R_2O_3 – 0,5. Мощность нижней пачки 30–40 м.

Верхняя пачка представлена известняками и доломитами светло-серого, желтовато-белого и белого цвета, среднеслоистыми (0,2–0,3 м) и толстослоистыми (0,5), реже водорослевыми, часто мраморовидными и трещиноватыми, кавернозными. Структура пород мелкозернистая, текстура – беспорядочная или неяснослоистая.

По химическому составу выделяются известняки доломитовые, доломиты известковистые, доломиты. Мощность верхней пачки 80–100 м.

Известняки нижней пачки в долинах рек Кутеян и Ульяновка содержат *Neopagetina primaeva* Lerm., *Pagetina rjonsnitzkii* Lerm., *Miscacopsis* sp. Suv., *Kootenia* sp. (определения Н.П.Суворовой).

На смежной территории в бассейне нижнего течения р.Пеледуя аналогичные отложения, наравне с указанными выше формами, содержат *Pagetina globrata* Lerm., *Jakutus quadriceps* Lerm., *Binodaspis prima* Lerm., *B. spinosa* Lerm., *Ryolites* sp., *Paramiscasa prima* Suv., *Bonnia inflata* Lerm., *Kutorgina lenaica* Lerm. (определения Н.П.Суворовой и А.К.Боброва), определяющие принадлежность вмещающих отложений к олекминскому горизонту ленского яруса.

Как показали результаты геологической съемки на смежной территории, в бассейне нижнего течения р.Пеледуя и в долине р.Лени (Дукарт, 1966ф), наиболее полные разрезы олекминской свиты развиты в пределах основных отрицательных структур. Это дает основание считать, что аналогичные разрезы на данной территории развиты в пределах опущенных частей отрицательных структур, где они не выведены на дневную поверхность. Прямым подтверждением высказанного положения является обнажение, расположенное в долине р.Нии, в районе устья р.Олдона. Олекминская свита представлена в этом обнажении полным разрезом мощностью 230 м, приуроченным к центру Нийской синклинали и выведенным на поверхность по разрывному нарушению.

В пределах территории листа мощность свиты изменяется от 120 до 140 м.

Чарская свита ($C_{\text{ч}}$, $C_{\text{ч}}$). Отложения свиты в пределах территории листа распространены относительно широко. Несмотря на фациальную изменчивость пород свиты по площади, ее разрезы довольно хорошо увязываются между собой и по литологическим признакам расчленяются на три пачки.

В сводах антиклинальных структур между отложениями олекминской и чарской свит отмечается разрыв. Об этом свидетельствует выпадение из разрезов пород верхней части олекминской свиты.

В основании нижней пачки залегает слой брекчий мощностью от 5 до 15 м, состоящий из угловатых (размером 1–10 см) обломков кремня и светло-серых известняков и доломитов олекминской свиты. Обломочный материал резко преобладает над цементом, иногда почти полностью вытесняя его. Цемент представлен менее плотной желтовато-серой известково-доломитовой массой. Выше брекчий залегают доломиты и глинистые доломиты серые, желтоватые, розоватые тонкослоистые, иногда с прослоями (0,1–0,2 м) глин, общей мощностью 10 м. Основная часть пачки представлена известняками серыми и коричневатато-серыми массивными и водорослевыми. Массивные известняки обычно сильно брекчированы, местами окремнены, с вторичным кальцитом по трещинам. По простиранию они иногда замещаются массивными (до 2 м) известково-доломитовыми брекчиями с примесью глинистого материала пестрой окраски в цементе.

В верхней половине пачки преобладают водорослевые известняки. Слои известняков имеют мощность 1–3 м и разделены прослоями (0,1–0,5 м) серых и желтовато-серых тонкослоистых, часто водорослевых доломитов. Последние по простиранию иногда выклиниваются или сменяются линзами пестрых глинисто-доломитовых брекчий. Микроскопически известняки обнаруживают мелкозернистую структуру и беспорядочную текстуру. Средний химический состав известняков (в %): нерастворимый остаток – 0,3; R_2O_3 – 0,1; $CaCO_3$ – 97; $MgCO_3$ – 2,6.

Литологический состав нижней пачки по площади остается относительно постоянным, мощность изменяется от 70 до 120 м. Максимальные мощности установлены в долине р.Нги, на участке от устья р.Куктеяна до устья р.Олдона, а также в долине р.Чаянды, между ручьями Кукчюк и Тарыннаах; минимальные – в верхнем течении р.Ульяновки.

Средняя пачка представлена доломитами глинистыми серыми, голубоватыми и розоватыми, с прослоями (до 0,5 м) пестрых глин

и глинисто-карбонатных брекчий. В основании пачки залегает слой (1 м) карбонатно-глинистой брекчий, окрашенной в зеленый и красный цвет.

Брекчия состоит из мелких (1–2 см) обломков доломитов, аргиллитов, мергелей, скрепленных глинистым цементом. Местами брекчия замещается слоем голубоватых глин с прослоями ангидрита. Мощность средней пачки 0–40 м.

Мощность средней пачки изменяется по площади в соответствии с изменением мощности нижней пачки. При значительном сокращении мощности доломиты полностью замещаются глинисто-карбонатными брекчиями.

Верхняя пачка внизу (15 м) сложена известняками темно-коричневато-серыми кальцитизированными массивными, часто с желтыми доломитовыми пятнами, прослоями онколитовыми. Известняки содержат остатки трилобитов. Выше залегают известняки серые, коричневатато-серые, кальцитизированные, с включениями онколитов, массивные и слоистые, часто брекчированные. Широко развиты пятнисто-полосчатые разности известняков, пятнистость и полосчатость которых обусловлена наличием пятен и четковидных полос (толщиной 0,5–2 см) желтоватого рыхлого доломита, расположенных параллельно слоистости. По всему разрезу встречаются маломощные (до 0,5 м) прослои и линзы карбонатных брекчий и доломита. Мощность этой части разреза 60–80 м. Для верхней части пачки (40–60 м) характерны доломиты, известковистые доломиты, реже известняки светло-серые и белые от слоистых до массивных, часто водорослевые. Для пород, залегающих вблизи кровли, характерно окремнение и наличие прослоев (до 1 м) кремнисто-карбонатных брекчий, состоящих из обломков вмещающих доломитов и известняков, а также остроугольных обломков серого кремня. Цемент известковый крупнозернистый.

Известняки верхней пачки свиты при исследовании под микроскопом обнаруживают мелкозернистую структуру и беспорядочную или петельчато-мозаичную текстуру. Онколитовые известняки состоят из сгустков (0,6–0,8 мм), сложенных пелитоморфным и мелкозернистым кальцитом. Химический состав известняков (в %): нерастворимый остаток – 0,7; R_2O_3 – 0,3; $CaCO_3$ – 79; $MgCO_3$ – 20. Мощность верхней пачки изменяется от 115 до 155 м.

Фауна на территории листа найдена лишь в верхней пачке свиты. Так, на реках Ульяновке и Куктеяне обнаружены *Namania* *namanensis* Ierm., *N. evetastica* Suv., *N. sp.*, *Antagmella sp.*, *Itcheriella sp.* (определения Н.П.Суворовой), свидетельствующие о принадлежности пород к верхней части ленского яруса. На

соседней территории, в долине р. Лены, отложения нижней пачки чарской свиты охарактеризованы трилобитами *Pseudotetragaris* sp. Здесь же известняки верхней пачки, помимо отмеченных форм, содержат *Kutorgina paucicornata* Legm. (определения А.К. Боброва).

Основные черты строения чарской свиты и ее литологический состав сохраняются повсеместно, как в пределах рассматриваемой территории, так и на смежных территориях, расположенных восточнее и южнее (Петров, 1967ф; Дукардт, 1966ф). Но мощности отдельных интервалов разреза сильно колеблются. Минимальные значения отмечаются на сводах крупных структур (р. Ульяновка), максимальные — в центральных участках крупных синклиналей (р. Ния).

Мощность свиты 180–315 м.

Средний отдел

Амгинский ярус

Метегерская свита (Sm_2^{ml}). Отложения свиты принимают участие в строении крыльев всех крупных антиклинальных структур района, вскрываясь наиболее полно в долинах рек Нийи и Чаянды. Свита повсеместно со стратиграфическим несогласием залегает на различных слоях светло-серых доломитов чарской свиты. На контакте светло-серые доломиты сильно окремнены, брекчированы. Следует в связи с этим отметить, что если на данной территории перерыв в осадконакоплении между нижним и средним кембрием выразился лишь в сокращении мощности светло-серых доломитов, то южнее, на р. Лене, они полностью выпадают из разреза (Дукардт, 1966ф).

В основании свиты залегает слой (1–2 м) кремнисто-карбонатной брекчии, состоящей из обломков окремненных карбонатных пород и кремня, сцементированных кремнисто-карбонатной массой. Основная часть свиты сложена водорослевыми окремненными доломитами. Водорослевые биогермы представляют собой сферические колонии диаметром от двух до нескольких метров и высотой до 10 м, состоящие из чередующихся через 0,5–0,7 см слоев пелитоморфного доломита и кремня. Водорослевые разности перемежаются со слоистыми окремненными карбонатными породами пестрой пятнистой окраски (до 4 м) и линзами кремнистых брекчий (0,5–1 м). Нередки прослои (0,1–0,2 м) пестрых глинистых доломитов с конкрециями кремня и прослои аргиллитов. Встречается разрез свиты известняками желтовато-розоватыми, белыми, тонкозернистыми (5 м) и доломитами пестрыми, зеленовато-серыми, сиреневыми, темно-серыми скринтокристаллическими, с конкрециями красных кремней, с глинистыми

примазками и прослоями синеватых аргиллитов (5–10 м).

Фауна в метегерской свите не установлена. Однако по литологическим признакам она сопоставляется со среднекембрийскими отложениями, соответствующими верхней части литвинцевской свиты с трилобитами рода *Pseudotetragaris*, широко развитыми в Иркутском амфитеатре (Писарчик, 1963). Учитывая также, что метегерская свита имеет специфический вещественный состав и отделена от чарской свиты стратиграфическим перерывом, ее возраст условно принимается как среднекембрийский.

Мощность метегерской свиты 40–60 м.

Средний — верхний отделы

Верхотенская и илгинская свиты (Sm_{2-3}^{vl+il}). Отложения свит распространены в основном на левобережье р. Нийи, в бассейнах рек Сильджикяра и Чаянды, где они принимают участие в строении синклинальных структур.

Метегерская и верхотенская + илгинская свиты разделены стратиграфическим несогласием. Граница между свитами проводится по смене вверх по разрезу карбонатных окремненных пород глинистыми красноцветными отложениями. На данной территории непосредственный контакт наблюдается в двух пунктах, расположенных в долине р. Нийи — в 10 км выше руч. Ураан-Урах и в 5 км выше устья р. Чаянды. Характеры контактов сходны.

На зеленовато-серых доломитах с включениями кремня залегает аргиллит травяно-зеленый, рыхлый, мощностью 0,5 м. Кровля доломита слабо волнистая, покрыта почковидными выделениями красного кремня и ожезнена. Выше травяно-зеленого аргиллита последовательно залегают: аргиллит кирпично-красный (2 м), аргиллит фиолетовый (2 м), алевролит бордовый (2 м), мергель светло-серый (1,5 м). Явные следы перерыва на контакте метегерской и верхотенской + илгинской свит отсутствуют. Но о перерыве свидетельствуют натечные кремнистые образования в зеленовато-серых доломитах, их ожежнение, а также резкая смена вещественного состава отложений вверх по разрезу. Геологическими работами в пределах Нийско-Джербинской впадины установлено залегание пород верхотенской свиты на различных горизонтах метегерской и чарской свит (Петров, 1967ф; Зарубин, 1967ф; Михайлов, 1965). Так, на соседней к северо-востоку территории, в бассейне р. Хотого, верхотенская свита подстилается светло-серыми доломитами чарской свиты; метегерская свита из разреза выпадает (Петров, 1967ф). Выпадение метегерской свиты установлено и в обрамлении Байкаль-

ской складчатой области, в бассейне р. Быстрой (Дукарт, 1966ф).

По литологическим признакам в составе верхоленской и илгинской свит выделяются три пачки.

Нижняя пачка (глинисто-алевроитовая) сложена в основании (20 м) красно-бурыми, иногда фиолетовыми аргиллитами с редкими прослоями (до 1 м) алевролитов. В 20 м выше ее подошвы отмечаются прослой (10-20 см) розоватого гипса. Выше разрез сложен непрерывно чередующимися через интервал 1-10 м алевролитами, аргиллитами и мергелями, последние иногда замещаются глинистыми доломитами. Порода окрашена в красные тона с голубоватыми и зелеными оттенками. На поверхностях наложения многочисленные знаки мелко-водья. Алевролиты состоят из угловатых зерен кварца, реже полевого шпата и слюды. Цемент ожелезненный, глинистый. Доломит имеет тонкозернистую структуру. Встречаются мелкие зерна кварца, листочки слюды, дисперсные глинистые частицы. Состав мергелей (в %): нерастворимый остаток - 60; R_2O_3 - 5; $CaCO_3$ - 20; $MgCO_3$ - 15. Мощность нижней пачки 70 м.

Средняя пачка (песчано-глинистая) по составу и строению отличается от нижней пачки весьма незначительно. Отличие состоит в том, что алевролиты часто замещаются песчаниками. В целом песчаники составляют не более 20% мощности пачки. Песчаники состоят из зерен кварца, полевого шпата, кремня. Форма зерен угловатая, размер - 0,01-0,1 мм. Цемент карбонатно-глинистый, базальный. Мощность средней пачки 80 м.

Верхняя (карбонатная, песчано-глинистая) пачка характеризуется наличием большого количества карбонатных пород и, в частности, не типичных для верхоленской свиты известняков, тонкозернистых водорослевых, встречающихся в виде отдельных слоев мощностью в 1-2 м, среди терригенных пород. В целом известняки составляют не более 10% мощности пачки. Широко распространены доломиты глинистые и чистые зеленовато-серых, голубоватых тонов (15%), а также песчаники пестроокрашенные мелкозернистые кварцевые на карбонатно-глинистом цементе. Песчаники составляют около 20-25% объема пачки. Остальная часть пачки сложена красноцветными аргиллитами, алевролитами и мергелями. Последовательность напластования отмеченных пород весьма пестрая. Мощность верхней пачки 80 м.

Илгинская свита выделяется как стратиграфический аналог хандинской свиты верхнего кембрия, развитой в бассейне р. Киренги и охарактеризованной верхнекембрийскими трилобитами *Kurapis obscura* N. Tchern, *Vercholenella* sp. и др. (Жарков, 1964). Фау-

нистически немая красноцветная толща, залегающая ниже хандинской и илгинской свит, выделяется в верхоленскую свиту. Средне-верхнекембрийский возраст последней определяется, следовательно, ее положением между среднекембрийскими отложениями литвинцевской свиты с трилобитами рода *Proasaphiscus* и отложениями хандинской свиты.

Четкие критерии выделения илгинской свиты на рассматриваемой территории отсутствуют, можно лишь предполагать на основании литологических особенностей, что ей соответствует верхняя пачка приведенного выше разреза. Вместе с тем самостоятельное повсеместное выделение верхней пачки при картировании невозможно. Поэтому верхоленская и илгинская свиты объединены.

Состав верхоленской и илгинской свит и их мощность остаются относительно постоянными как на данной, так и на сопредельных территориях. Мощность верхоленской и илгинской свит 230 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Н и ж н и й о т д е л (O_I)

Отложения нижнего ордовика на территории листа распространены довольно широко, тяготея в основном к долине р. Нжи. Отложения нижнего ордовика согласно перекрывают верхнекембрийские отложения. Повсеместно граница между верхним кембрием и нижним ордовиком проводится по слою водорослевого глинистого доломита голубовато-серой окраски, мощностью 0,5-1 м, который подстилается красноцветными алевролитами и аргиллитами и выше которого красноцветные породы исчезают из разреза. Нижняя половина разреза свиты мощностью в 100-120 м представлена в основном доломитами слоистыми, иногда слабо глинистыми, песчанистыми, желтовато-серой и зеленовато-серой окраски. Примерно 50% разреза сложено оолитовыми и псевдооолитовыми доломитами с глауконитом, нередко с примесью терригенного материала. Другие разности доломитов обнаруживают мелкозернистую или пелитоморфную структуру и также содержат примесь терригенного материала, представленного неправильными зернами кварца (0,02-0,1 мм) и листочками слюды. Наибольшее количество терригенного материала (до 15%) наблюдается в псевдооолитовых разностях доломита. Типичный состав доломитов (в %): нерастворимый остаток - 14; R_2O_3 - 1,5; $CaCO_3$ - 48; $MgCO_3$ - 36; $CaSO_4$ - следы.

Верхняя половина нижнеордовикской толщи мощностью в 100 м характеризуется по сравнению с нижней большим разнообразием по-

род и возрастом роли терригенного материала в их составе. Преобладающее значение имеют песчанистые доломиты, встречаются доломитовые известняки, реже — алевролиты. Песчанистый доломит сложен псевдооолитами размером 0,3–0,4 мм и мелкозернистой доломитовой массой, в которой рассеяны остроугольные зерна кварца, плагиоклаза, полевого шпата и глауконита. Характерный химический состав песчанистого доломита (в %): нерастворимый остаток — 23; R_2O_3 — до 0,5; $CaCO_3$ — 42; $MgCO_3$ — 35. Доломитовые известняки состоят из лапчатых зерен кальцита размером 0,05–0,1 мм (60%) и ромбоэдрических зерен доломита размером 0,03–0,05 мм, развитых по кальциту.

Нижняя часть нижнеордовикских отложений охарактеризована брахиоподами *Finkelburgia* sp., верхняя — трилобитами *Pseudoscerphalites ilgaensis* Z. Max. (определение О.Н. Андреевой). Мощность отложений по площади почти не изменяется и составляет 200 м; некоторое увеличение ее (до 220 м) отмечается в междуречье р. Юткян — р. Олдон.

Средний — верхний отделы (O_{2-3})

Отложения этого возраста сохранились от размыва на левобережье р. Ник, где они залегают на водоразделах в виде разрозненных пятен. Единое поле этих отложений с максимальной видимой мощностью наблюдаются в бассейне верхнего течения р. Хамры в юго-западной части центриклинального замыкания Нийско-Хамринской синклинали. Между отложениями нижнего и среднего — верхнего ордовика наблюдается перерыв в осадконакоплении, выразившийся в полном обновлении комплекса фауны, в резкой смене вещественного состава пород и в непосредственных признаках размыва: интенсивное ожелезнение кровли — отложений нижнего ордовика, наличие конгломерата в основании отложений среднего ордовика.

Отложения среднего — верхнего ордовика представлены песчано-глинистыми породами с примесью карбонатного материала преимущественно бордово-красной и голубовато-зеленой окраски. Породы различного состава и окраски часто чередуются, что обуславливает пестроцветный облик отложений.

На песчанистых доломитах нижнего ордовика залегает слой (1 м) конгломерата зеленовато-серого, в нижней половине ожелезненного, ржаво-бурого, состоящего из плоской хорошо окатанной известняковой гальки размером 3–5 см и цемента, представленного органогенно-обломочным известняком. Цемент составляет не менее 60% породы.

Выше залегает известняк зеленовато-серый органогенно-обломочный с прослоями плоскогалечного конгломерата. Известняк сложен частично перекристаллизованным детритом и шламом раковин брахиопод, гастропод, наutilusов, остатков панцирей трилобитов и колоний мшанок. Мощность 6 м.

Известняк сменяется аргиллитом темно-зеленым, зеленовато-серым, тонкослоистым, с прослоями красно-бурых алевролитов. Мощность 8–10 м.

Выше залегают песчаники серые, розовато-серые, массивные и толстошлитчатые, часто рыхловатые. Песчаники состоят из хорошо окатанных зерен кварца размером 0,3–0,5 мм и гидрослюдистого базального цемента. Встречаются единичные зерна магнетита. Мощность 20 м.

Разрез вышележащих отложений представлен чередующимся через 2–4 м аргиллитами и алевролитами. Аргиллиты голубовато-зеленые, фиолетовые, тонкослоистые. В виде прослоев (3–5 см) среди них присутствуют глинистые известняки пестрой окраски. Алевролиты голубовато-серые, бордово-красные, тонкослоистые. На плоскостях наложения знаки ряби, глистоморфозы по галиту. Породы сложены полуокатанными зернами кварца размером 0,02–0,05 мм и гидрослюдистым цементом с примесью пелитоморфного карбоната. Наблюдаются переходы к мелкозернистым песчаникам. Мощность 100 м.

В верхней части видимого разреза залегают часто чередующиеся аргиллиты, песчанистые доломиты и мергели. Окраска пород бурая, голубоватая. Песчанистые доломиты имеют мелкозернистую мозаичную структуру. Терригенная примесь, составляющая 20–30%, представлена зернами кварца, реже слюды и полевого шпата.

Видимая мощность 10–15 м.

Вещественный состав и строение разреза среднего — верхнего отделов ордовика выдерживаются на всей территории среднего течения р. Ник. К северо-востоку от рассматриваемой территории, в бассейне р. Хотох, органогенно-обломочный известняк охарактеризован брахиоподами *Evenskina lenaica* *Atelelasma peregrinum* Andr. криволучного яруса (Петров, 1963).

Видимая мощность отложений среднего — верхнего ордовика 140–150 м.

КРСКАЯ СИСТЕМА

Н и ж н и й о т д е л

Укугутская свита ($сJ_1^{uk}$). Отложения свиты сохранились от размыва лишь на весьма ограниченных по площади участках, тяготеющих к понижениям рельефа. Наиболее крупное поле этих отложений расположено в сквозной долине, соединяющей притоки рек Кубалах и Чаянда. На дислоцированных породах палеозоя укугутская свита залегает с угловым несогласием и подстилается разрушенными кембрийскими и ордовикскими породами, перекрытыми тонким слоем доломитовой муки или глин гидрослюдистого и монтмориллонитового состава.

Нижние горизонты укугутской свиты представлены скоплениями гальки кремня, кварца, кварцита, кислых изверженных и метаморфических пород с примесью щебня и глыб местных карбонатных пород. Галька разноразмерная, хорошо окатанная. Иногда галечники переходят в конгломерат, слабо сцементированный гравелистом или песчаником на глинисто-лимонитовом цементе. Мощность базального галечникового горизонта колеблется от 3 до 5 м.

Основная часть разреза сложена песками желтовато-серыми и ржаво-бурыми, разнозернистыми, с прослоями песчаников и галечников. Обломочный материал песков и песчаников хорошо окатан и представлен зернами полевых шпатов (до 70%), кварца (до 20%), кремней. В тяжелой фракции присутствуют дистен, эпидот, гранат, оливин, магнетит. Цемент песчаников глинисто-лимонитовый базальный. Галька в галечниковых прослоях хорошо окатана, размером от 1 до 3-5 см, состоит главным образом из кварцитов, кварца и кремня.

Укугутская свита в пределах рассматриваемого района выделена на основании сопоставления с аналогичными отложениями бассейна р. Виллы, а также нижнего течения р. Паледуя, где они подстилается глинистыми отложениями иреляхской свиты рэт-лейаса, содержащими широкий спорово-пыльцевой комплекс (Дукардт, 1966). Максимальная видимая мощность укугутской свиты 20 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения распространены в данном районе повсеместно и представлены различными по возрасту и генезису обра-

зованиями. По генезису выделяются аллювиальные, озерно-болотные элювиальные и делювиальные отложения. Стратиграфическое расчленение аллювиальных и озерно-болотных отложений произведено с определенной долей условности по их приуроченности к различным элементам речных долин (поймам, надпойменным террасам) с учетом палеонтологических данных по соседним территориям. Элювиальные и делювиальные образования выделены в нерасчлененные четвертичные отложения.

А л л ю в и а л ь н ы е с р е д н е ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я (Q_{II})

К отложениям этого возраста отнесена многометровая толща песков, участвующих в строении террасы уровня 80 м (IV терраса рек Нии и Сильджукяра), а также сохранившихся во фрагментах древней гидросети на относительной высоте 120 м (абсолютная высота 360-400 м).

Пески преимущественно кварцевые, слюдяные мелкозернистые хорошо окатанные и отсортированные. Среди песков встречается мелкая хорошо окатанная кварцевая галька, скопления которой приурочены в основном к нижней части песчаных отложений. Ассоциация минералов тяжелой фракции циркон-ильменит-гранатовая с участием дистена, рутила, иногда единичных знаков золота.

Среднечетвертичный возраст толщи устанавливается на основании ее аналогии (по вещественному составу, условиям залегания и мощности) с песчаными отложениями, выполняющими переуглубленную долину средней Лены и участвующими в строении террас среднего уровня.

Накопление мощных толщ песчаных отложений связывается с самаровским оледенением, когда в бассейне средней Лены существовал речной режим подтопления. Стратотипом этих отложений являются пески Бестяхской террасы р. Лены с остатками *Mammuthus trogontherii* и *Bison priscus longicornis*. В аллювии IV террасы у г. Олекминска С.С. Коржуховым найдены костные остатки *Rhinoceros antiquitatis* Blum. (Коржухов, 1959). Мощность отложений 20-30 м.

А л л ю в и а л ь н ы е в е р х н е ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я (Q_{III})

К образованиям этого возраста отнесены отложения, формирующие аллювиальный чехол III надпойменной террасы рек Нии и Сильджукяра (35-40 м). Аллювий III надпойменной террасы представлен пес-

чано-гравийным материалом, содержащим (до 30% от общей массы породы) хорошо окатанную гальку размером от I до 10 см. Состав крупнообломочного материала (в %): карбонатные породы местного происхождения - 40, кристаллические сланцы и роговики - 30, кварц, кварциты, кремни - 30. Песчаный материал, составляющий до 50% объема породы, представлен в основном кварцем. Минеральный состав тяжелой фракции циркон-ильменит-гранатовый с существенным участием магнетита (7-15%). Присутствуют рутил, дистен, пироксен, редко единичные знаки золота. Мощность 0,5-4 м.

Верхняя часть аллювиального чехла террасы мощностью 2-4 м сложена песками желтыми грубозернистыми кремнисто-кварцевыми с линзами глин и суглинков.

Из аллювия третьих надпойменных террас Лены, а также Ангары и Ниж.Тунгуски известны костные остатки *Elephas primigenius*, *Bison priscus longicornis* и мамонта позднего типа. Накопление аллювия связывается с казанцевским и зырянским горизонтами (Краснов, 1966 г.). На основании этих данных таковым же принимается и возраст рассмотренных выше отложений.

Мощность отложений 2,5-8 м.

А л л ю в и а л ь н ы е в е р х н е ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я (2Q_{III})

К нижней части верхнечетвертичных отложений отнесены аллювиальные образования, слагающие покров II надпойменной террасы рек Ниж. и Слюджикяра, Чаянды, а также некоторых более мелких водотоков. Отложения представлены мелкозернистыми песками, суглинками, супесями с подчиненными прослоями глин, обогащенных растительным детритом, и галечниками. Пески обычно бурные вследствие ожелезнения, кварцево-кремнистого состава. По комплексу тяжелых минералов пески характеризуются гранат-ильменит-лимонит-пироксеновой ассоциацией с участием циркона, дистена, рутила, сфена, единичных зерен монацита и шпинели. Галька мелкая и средняя, хорошо окатанная, состоит преимущественно из карбонатных пород, кремней и кварцитов. Возраст отложений устанавливается на основании сопоставления с идентичными образованиями II надпойменной террасы р.Лены.

Начало формирования аллювия II надпойменной террасы р.Лены, а также рек Ангары, Ниж.Тунгуски связывается с внутривырянским интерстадиалом, так как аллювий охарактеризован спорово-пыльцевым комплексом с умеренно теплолюбивыми формами. В аллювии вто-

рых надпойменных террас указанных рек имеются многочисленные находки *Elephas primigenius*, *Equus cobollus*, *Bison priscus demitatus* и др. Таким образом, отложения относятся к верхней половине зырянского горизонта (Краснов, 1966 г.).

Мощность отложений 2-5 м.

А л л ю в и а л ь н ы е в е р х н е ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я (Q_{III})

К отложениям этого возраста отнесен аллювиальный покров I надпойменной террасы крупных рек и ручьев территории. Отложения представлены красно-бурными мелкозернистыми глинистыми песками и суглинистыми с редкой мелкой галькой кремня, кварцита, карбонатных пород. Встречаются линзы галечников. Ассоциация минералов тяжелой фракции лимонит-гранат-пироксеновая с участием циркона, дистена, ильменита. Присутствуют монацит, хромит, шпинель. Возраст отложений устанавливается на основании их сопоставления с отложениями I надпойменной террасы р.Лены, к которым приурочены находки костей мамонта позднего типа, а также костей бизона, овцебыка, лошади. Формирование этих отложений связывается с каргинским интерстадиалом и сартанским оледенением (Краснов, 1966 г.).

Мощность отложений 3-7 м.

А л л ю в и а л ь н ы е и о з е р н о - б о л о т н ы е о т л о ж е н и я с о в р е м е н н о г о в о з р а с т а (Q_{IV})

К данной группе отнесены русловой и косовой аллювий, отложения "бечевников", пойменных террас и стариц. В составе аллювиальных отложений преобладают пески, галечники, супесь, суглинки и глины. В галечниковой фракции доминирует плоская галька местных карбонатных пород с примесью щебня пестроокрашенных лимонитизированных алевролитов. Минеральный состав тяжелой фракции песчаных отложений разнообразен.

Для бассейнов мелких речек и ручьев присущи свои минералогические ассоциации. Наиболее распространена ильменит-гранат-лимонитовая ассоциация с добавками дистена, магнетита, циркона, турмалина, в меньших количествах - сфена, рутила, монацита и единичных знаков золота.

Озерно-болотные отложения представлены глинами, илами и торфами. Цвет пород темно-серый до черного за счет обильной при-

меси растительного детрита.

Мощность современных аллювиальных отложений - 0,2-4,5 м,
озерно-болотных - 0,5-4 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Вилуйско-Мархинский комплекс недифференцированных и слабо
дифференцированных интрузий (γPz_2 и т.)

Интрузивные магматические образования на описываемой территории имеют ограниченное развитие. Они составляют дайку, протягивающуюся в северо-восточном направлении вдоль р. Нии. К северо-востоку от рассматриваемой территории эта же дайка прослежена наземными наблюдениями в бассейне р. Хотохо (Петров, 1963 г.). Дальнейшим северо-восточным продолжением дайки является система прерывистых дайковых тел субмеридионального простирания, расположенных в бассейне р. Улахан-Бутообин и скрытых под покровом юрских отложений. Эти дайковые тела зафиксированы аэромагнитной съемкой. Протяженность дайки в пределах территории листа составляет 80 км, но на дневную поверхность она выходит лишь на трех участках (в районе руч. Бору - 8 км, на правом берегу р. Нии, между ручьями Верша и Керемникке - 18 км, при пересечении долины р. Олдон - 8 км). Данные аэромагнитной съемки показывают, что все выходы принадлежат одному непрерывному интрузивному телу. На аэрофотоснимках дайка фиксируется в виде узкой темной полосы (рис. I), на местности она выражена грядой высотой 2-3 м. На поверхности дайка рвет отложения верхнего и нижнего ордовика и представляет собою круто падающее ($70-80^\circ$) тело, внедрившееся по трещине с незначительными вертикальными подвижками осадочных пород. Внедрение дайки сопровождалось образованием зон расщепления, дробления, мелких складок смятия. Мощность дайки непостоянна: в районе руч. Бору и на правом берегу р. Нии она составляет 10-15 м, в долине р. Олдон - 35 м.

Сложена дайка долеритом, макроскопически представляющим собой темно-зеленую или черную плотную породу с хорошо выраженной призматической отдельностью. Структура долерита среднезернистая пойкилоофитовая. Состав (в %): плагиоклаз-лабрадор (№ 58-62) 45-48, пироксен моноклиновый 30-35, оливин 8, магнетит 3-8, мезостазис - не более 5-7, иголки апатита, кварц, биотит, хлоритово-слюдастые минералы. Некоторые разновидности долерита содержат повышенное количество оливина (до 15). В долерите с высоким содержанием оливина кварц отсутствует. Вторичные минералы, со-

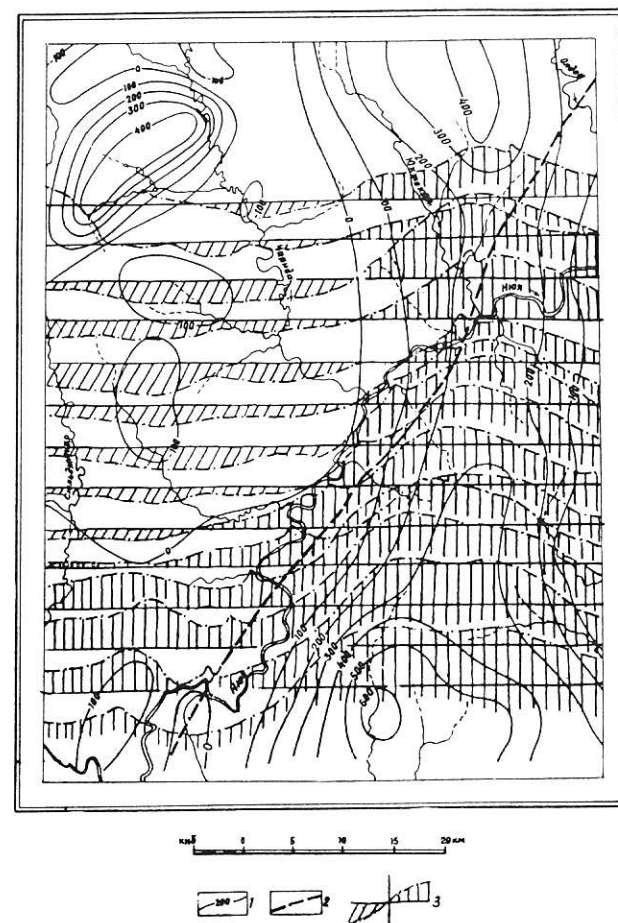


Рис. I. Схема аномального магнитного поля

1 - изодинамы с сечением через 100 миллигамм; 2 - дайки, установленные аэромагнитной съемкой; 3 - графики ΔT

ставяющие не более 10% породы, представлены амфиболом по пироксену, идиингситом, тальком по оливину. У контактов со вмещающими породами дайка сложена порфировыми стекловатыми микродолеритами с гялопилитовой основной массой. Химический состав долерита (в %) приведен в таблице:

№ п/п	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO
1	Офитовый долерит (руч. Бору)	47,84	15,54	3,55	10,52	10,10	6,78	0,24
2	Стекловатый микродолерит (р. Олдон)	44,98	15,68	5,86	6,11	9,59	8,65	0,38

Продолжение таблицы

№ п/п	TiO ₂	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
1	1,50	0,14	2,47	0,55	0,14	1,17	0,09	99,63
2	1,85	0,14	2,24	0,58	0,23	2,05	2,22	100,56

Приконтактовые изменения выражены отчетливо. Вмещающие породы на контакте подверглись термальному воздействию. Глинистые разности приобрели синий, голубой и оранжевый цвет. Карбонатные породы мраморизованы, песчаники перешли в кварциты. Мощность акзоконтактных зон составляет 2-5 м.

Дайка долеритов генетически связана с Вилуйско-Мархинской зоной разломов, которая устанавливается по большому числу линейных магнитных аномалий, образующих зону, вытянутую по направлению от пос. Витима до пос. Лиганского (Бабушкин, Кутузова, 1958ф) и ограничивающих северо-западное крыло среднепалеозойской Нгматтинской впадины и сопровождается здесь интрузиями трапшлов. Взаимоотношение трапшловых тел с осадочными породами и разрывными нарушениями, развитыми в Нгматтинской впадине, а также с кимберлитовой трубкой "Мир", позволило М.В. Михайлову датировать время их образования как средний палеозой (Гридазов, 1963 г.).

Что касается непосредственно дайки долеритов на рассматриваемой территории, то ее доюрский возраст устанавливается пря-

мыми геологическими наблюдениями. В бассейне р. Хотохо, к северо-востоку от рассматриваемого района, дайка перекрыта отложениями укутутской свиты нижней юры (Петров, 1967ф). На основании вышеизложенного возраст магматических образований на данной территории принимается как среднепалеозойский.

ТЕКТОНИКА

Территория листа в тектоническом отношении расположена в пределах Ангаро-Ленского прогиба, который большинством исследователей рассматривается как краевой прогиб байкальской складчатости или, согласно представлений Е.В. Павловского, как область перикратонных опусканий. Ангаро-Ленский прогиб вытянут вдоль южной границы Сибирской платформы и окаймляет байкальды Прибайкалья и Патомской горной области. На внешнее крыло прогиба наложены мезозойские тектонические структуры - южный борт Тунгусской синеклизы, Ангаро-Вилуйский прогиб и юго-западное окончание Вилуйской синеклизы. В бассейне р. Пеледуя и частично в бассейне среднего течения р. Нии расположена Пеледуйская зона поднятий, являющаяся в системе Ангаро-Ленского прогиба тектонической структурой второго порядка и - по своему положению в общем тектоническом плане прогиба - поперечным поднятием. В современной структуре Ангаро-Ленского прогиба Пеледуйская зона поднятий вырисовывается как область широкого развития сложнодислоцированных отложений нижнего кембрия и относительно неглубокого (3-4 км) залегания кристаллических пород фундамента. Восточнее Пеледуйской зоны поднятий, в бассейнах нижнего и среднего течения рек Нии и Джербы, расположена Нийско-Джербинская впадина. На юге и востоке она ограничена складчатыми дугами Патомского нагорья и Уринского антиклинория, а на севере - юго-западным окончанием Вилуйской синеклизы. В пределах впадины широко развиты слабо дислоцированные отложения верхнего кембрия - силура.

Тектоническое строение рассматриваемого района определяется его положением на сочленении Нийско-Джербинской впадины и Пеледуйского поднятия. В качестве основных тектонических структур территории выделяются обширные антиклинальные и синклинальные зоны северо-восточного простирания. Синклинальные зоны - относительно просто построенные негативные структуры, выполненные отложениями среднего - верхнего кембрия и ордовика. Антиклинальные зоны - системы линейных антиклинальных и синклинальных складок, сложенных породами нижнего кембрия. На структуры, ос-

ложенные разломами складчатого (северо-восточного) простирания, наложены разломы поперечного субмеридионального простирания, наиболее крупным из которых является Чаяндинский сброс.

Итак, в качестве основных тектонических структур территории выделяются (рис.2):

- I. Нюйско-Хамринская синклиналильная зона.
- II. Средненюйская антиклиналильная зона.
- III. Нюйская синклиналильная зона.
- IV. Пеледуй-Олдонская антиклиналильная зона.
- V. Верхнечаяндинская зона пологих дислокаций.

Нюйско-Хамринская синклиналильная зона представлена на данной территории своим юго-западным окончанием, занимающим бассейн верхнего течения р.Хамры. На юго-востоке синклиналь ограничена Нижнепеледуйской антиклиналильной зоной, расположенной за пределами данной территории, в бассейне нижнего течения р.Пеледуй. На юго-западе, западе и северо-западе Нюйско-Хамринская синклиналь граничит со Средненюйской антиклиналильной зоной. Ширина структуры до 30 км, поперечный профиль ее корытообразный. Падение пород на крыльях 10-25°. В центре практически горизонтально залегают отложения среднего - верхнего ордовика. Центриклинальное замыкание в плане имеет форму дуги, открытой к северо-востоку и совпадающей с контурами бассейна верхнего течения р.Хамры. Падение пород на центриклинали восточное и северо-восточное, не превышающее 20-30°. На фоне плавного залегания слоев наблюдается мелкая складчатость более высоких порядков. Так, у южной границы площади центриклиналь осложнена коробчатой антиклиналильной складкой меридионального направления шириной до 6 км. Свод складки сложен породами олекминской и чарской свит.

Средненюйская антиклиналильная зона шириной 20-30 км занимает водораздельное пространство между Пеледуйем и Нюей, Хамрой и Нюей и представляет собой полосу валлообразных, иногда гребневидных, ундулирующих и кулисообразно расположенных антиклиналильных складок, сопряженных с такими же или более широкими и пологими синклиналиями. В пределах зоны наиболее широко развиты отложения чарской свиты нижнего кембрия, и лишь в наиболее приподнятых сводах выходят отложения олекминской, реже толбачанской свит. Отложения среднего - верхнего кембрия и ордовика сохранились в изолированных мульдах, отечающих наиболее прогнутым участкам синклиналией. В Средненюйской антиклиналильной зоне выделяются три основные антиклиналильные

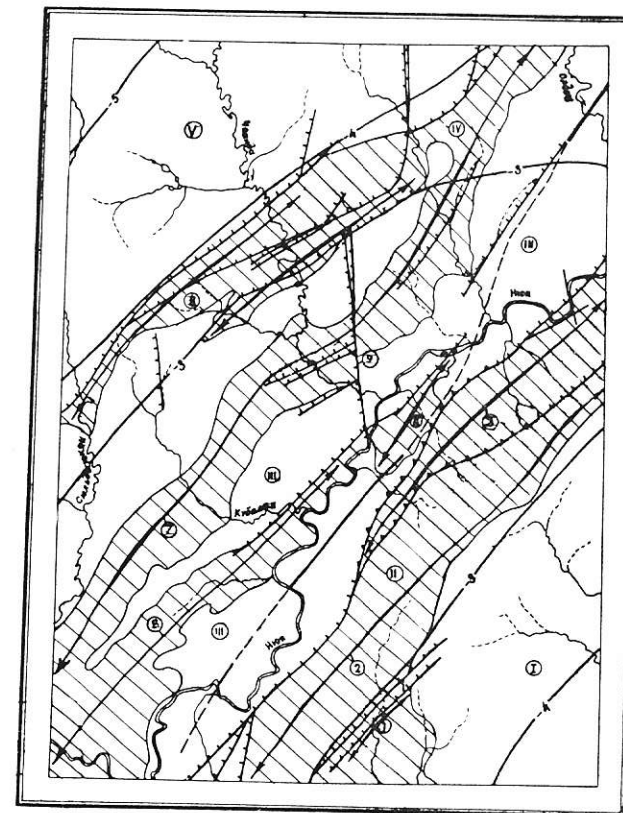


Рис.2. Тектоническая схема

I - антиклиналильные зоны; 2 - оси антиклиналилей; 3 - взбросо-надвиг; 4 - взбросы и сбросы; 5 - дайки долеритов, выходящие на поверхность; 6 - дайки долеритов, не выходящие на поверхность (по данным аэромагнитной съемки); 7 - стратонизогипсы по поверхности кристаллического фундамента с сечением через I км.

На схеме цифрами в кружках обозначены структурные зоны и отдельные структуры: I - Нюйско-Хамринская синклиналильная зона; II - Средненюйская антиклиналильная зона; III - Нюйская синклиналильная зона; IV - Пеледуй-Олдонская антиклиналильная зона; V - Верхнечаяндинская зона пологих дислокаций; 1 - Хоронская антиклиналиль; 2 - Ульяновская антиклиналиль; 3 - Тас-Урхская антиклиналиль; 4 - Кудурская брахантиклиналиль; 5 - Нюйский взбросо-надвиг; 6 - Кубадахская антиклиналиль; 7 - Сюльдужирская антиклиналиль; 8 - Чаяндинская антиклиналиль; 9 - Чаяндинский сброс

структуры – Хоронская, Ульяновская, Тас-Уряхская и крупная разрывная структура – Нийский взброс, переходящий во взбросо-надвиг, который ограничивает Средненыйскую антиклинальную зону с северо-запада.

Хоронская антиклиналь прослеживается на расстоянии 20 км от руч.Дабан до р.Ульяновки. Ширина складки изменяется от 3 до 5 км. Складка представляет собой валовидное поднятие с пологими (до 20°) крыльями. В основном она прослеживается по отложениям чарской свиты.

В долине р.Ульяновки складка выполаживается, приобретает распычатые очертания и погружается под центриклиналь Нийско-Хамринской синклинали. Юго-восточное крыло осложнено продольным грабеном шириной в 1 км и с амплитудой в 50–100 м. В грабене на поверхность выходят отложения метегерской и верхоленской свит.

Ульяновская антиклиналь расположена северо-западнее Хоронской и кулисообразно по отношению к ней. Складка прослеживается в северо-восточном направлении от руч.Нийский Дабан, через вершину р.Ульяновки и далее по Нийско-Хамринскому водоразделу. Ширина складки 5–6 км, тогда как длина ее в пределах данной территории составляет около 50 км. Свод складки сложен породами олекминской свиты, а в седловинах, осложняющих свод вследствие ундуляции шарнира, – породами чарской свиты. Углы падения на крыльях приблизительно $20\text{--}30^\circ$; часто крылья осложнены мелкой гребневидной складчатостью. Амплитуда складки по отношению к смежным синклиналям того же порядка: не превышает 600 м. Наибольшей величины амплитуда достигает вблизи юго-западной периклинали, где на поверхности появляются отложения толбачанской свиты. Ульяновская антиклиналь является осевой складчатой структурой Средненыйской антиклинальной зоны, максимальная амплитуда которой относительно наиболее прогнутой Нийско-Хамринской синклинали составляет 900 м.

Юго-западная периклиналь Ульяновской складки в долине руч. Нийский Дабан ограничена субмеридиональным сбросом, который протягивается от устья руч.Нийский Дабан до южной границы площади на расстоянии 8 км. В устье руч.Нийский Дабан он сочленяется с согласным Нийским взбросом, который протягивается вдоль северо-западного крыла Ульяновской антиклинали. В зоне сочленения разломов породы интенсивно раздроблены и смяты. Направление падения часто и закономерно меняется, углы падения достигают $70\text{--}80^\circ$. По субмеридиональному разлому опущено западное крыло. Амплитуда опускания около 200 м. В районе устья руч.Нийский Дабан к Нийскому взбросу причленяется еще один разлом юго-западного направления. Амплитуда смещения по этому разлому не-

велика. Однако он, проникая за южную границу территории, имеет значительную протяженность (до 25 км), а амплитуда вертикального смещения за пределами территории достигает 200 м. Разлом сопровождается здесь дайкой долеритов.

Тас-Уряхская антиклиналь расположена северо-западнее Ульяновской антиклинали кулисообразно относительно последней. Начинается она в верхнем течении руч.Балаганнах и, пересекая правые притоки р.Нии (Керемникке, Тас-Юрях), выходит к устью р.Олдона. Протяженность этой тектонической структуры 35 км при ширине от 3 до 5 км. Ульяновская и Тас-Юряхская антиклинальные складки разделены пологой открытой синклиалью, сложенной в северо-восточной части породами среднего – верхнего кембрия и ордовика. Ширина синклинали составляет 3–4 км. По своей морфологии и основным параметрам Тас-Юряхская антиклиналь близка к Ульяновской антиклинали, но в отличие от последней свод складки между ручьями Балаганнах и Керемникке сужается до 0,5 км и ее поперечный профиль приближается к гребневидному. Углы падения в ядерной части складки здесь достигают 40° , но по мере погружения крыльев углы значительно уменьшаются. Здесь же наблюдается некоторый наклон осевой плоскости на юго-восток. В целом же поперечный профиль Тас-Юряхской антиклинали прямой, симметричный, углы падения крыльев $15\text{--}30^\circ$. Юго-западная периклиналь Тас-Юряхской складки, как и у Ульяновской антиклинали, срезана субмеридиональным сбросом, протягивающимся по левому склону руч.Балаганнах. Данное разрывное нарушение сочленяет чешуйчатый взбросо-надвиг, осложняющий Тас-Юряхскую антиклиналь, со взбросом, протягивающимся вдоль северо-западного крыла Ульяновской антиклинали. По сбросу (амплитуда около 200 м) дислоцированные отложения чарской свиты контактируют с отложениями верхнего кембрия, залегающими на западном опущенном крыле горизонтально, то есть продолжение складки к западу от линии нарушения не фиксируется.

Северо-западнее Тас-Юряхской антиклинали, на правом берегу р.Нии, между устьем р.Чаянды и устьем руч.Тас-Юрях, расположена Кудурская брахиантиклиналь. Размер складки по оси северо-восточного направления 12 км, по короткой оси – 5 км. В своде выходят породы олекминской свиты. Свод овальный, углы падения на крыльях не превышают 20° . Северо-западное крыло несколько круче юго-восточного и осложнено коротким разломом с амплитудой не более 100 м. От Тас-Юряхской антиклинали Кудурская брахиантиклиналь отделена синклиальной структурой, ширина которой в районе междуречья Балаганнах–Керемникке достигает 5 км. В ее центре

здесь появляются отложения среднего – верхнего ордовика. Юго-восточное крыло синклинали редуцировано вследствие сброса-надвига со стороны, смежной с Тас-Юрхской антиклиналью.

Нийский взброс состоит из крупных разрывных структур, протягивающихся в северо-восточном направлении через всю территорию листа, и ограничивает с северо-запада Средненейскую антиклинальную зону. Характер нарушений, позволяющий классифицировать их как взбросы, а местами как взбросо-надвиги, устанавливается по общим геологическим данным (конфигурация следа поверхности нарушений, характер смещения элементов нарушенных структур), а также на основании непосредственных наблюдений зон нарушений в обнажениях. В рельефе взброшенные крылья нарушений выражены уступами, отчетливо дешифрируемыми на аэрофотоснимках. Нарушения сопровождаются зонами трещиноватости, смятий и дроблений, скварцованными и лимонитизированными тектоническими брекчиями.

По отношению к основным складкам рассматриваемые разрывные нарушения являются согласными, приуроченными к крыльям антиклиналей. Вместе с тем их нельзя рассматривать как структуры, сингенетичные складчатости, поскольку интенсивность последней не достигла степени, достаточной для развития взбросов и надвигов.

К юго-западу от долины руч.Балаганнах одно из нарушений, протягиваясь вдоль северо-западного крыла Ульяновской антиклинали, представляет собой взброс. Поверхность взброса наклонена на юго-восток под углом $70-80^{\circ}$. Вертикальная амплитуда взброса не превышает 300 м. В тектоническом контакте находятся породы чарской и верхоленской свит. К северо-востоку от руч.Балаганнах взброс сменяется взбросо-надвигом. В плане линия нарушения приобретает форму дуги, обращенной выпуклостью на северо-запад, и переходит на юго-восточное крыло соседней Тас-Юрхской антиклинали. Нарушение сохраняет характер взбросо-надвига до руч.Хомуту-Туруктах, т.е. на протяжении 10–12 км. Наклон поверхности нарушения изменяется на этом участке от 70 до 50° . Вертикальная амплитуда достигает 400–500 м. Максимальная горизонтальная амплитуда составляет, следовательно, около 500 м. К северо-востоку от руч.Хомуту-Туруктах увеличивается угол падения поверхности разлома и сокращается его амплитуда.

До восточной границы описываемой площади нарушение прослеживается как взброс, заложившийся примерно по оси синклинали, разделяющей Ульяновскую и Тас-Юрхскую антиклинальные складки. Вертикальная амплитуда взброса не превышает 300 м. Северо-западное крыло Тас-Юрхской антиклинали на всем ее протяжении (35 км) от восточной границы площади до долины р.Балаганнах, где анти-

клиналь затухает, также нарушено взбросом, переходящим во взбросо-надвиг. Наклон поверхности разлома (юго-восточный) изменяется с северо-востока на юго-запад от 80 до 50° . Между долиной р.Нии и руч.Тас-Юрх угол наклона составляет $80-60^{\circ}$, т.е. на этом участке нарушение представляет собой взброс. Вертикальная амплитуда 200–400 м, максимальная горизонтальная амплитуда 100 м. Юго-западнее руч.Тас-Юрх угол наклона поверхности разлома составляет 50° , вертикальная амплитуда изменяется от 200 до 500 м.

По разлому контактируют отложения чарской и метегерской свит со слабо дислоцированными отложениями верхнего кембрия и нижнего ордовика, развитыми в пределах Нийской синклинали. Рассмотренное разрывное нарушение затухает у юго-западной периклинали складки и сочленяется здесь с субмеридиональным поперечным сбросом, протягивающимся на юг до взброса, ограничивающего крыло Ульяновской антиклинали.

Нийская синклинали является одной из крупных негативных структур Нийско-Джербинской впадины. Она приурочена к долине среднего и нижнего течений р.Нии и к бассейнам ее левых притоков. В целом протяженность Нийской синклинали как самостоятельной структуры составляет 400 км. В районе устья р.Хотохо (левый приток р.Нии) сливается с Нийско-Хамринской синклиалью в единый прогиб, соответствующий центральной части Нийско-Джербинской впадины.

В пределах рассматриваемой территории располагается юго-западное окончание Нийской синклинали, приуроченное к долине р.Нии и ее левобережью. Протяженность синклинали в пределах данной территории составляет 80 км. Нийская синклинали разделяет Средненейскую антиклинальную зону и Пеледуй Олдонскую зону локальных антиклинальных складок. Одна из последних – Кубалахская антиклинальная складка, протягивающаяся непосредственно по левобережью р.Нии от западной границы описываемой площади до устья р.Чаянды, где складка затухает, делит Нийскую синклинали на две ветви. Основная, юго-восточная, ветвь пространственно совпадает с долиной р.Нии и замыкается за пределами площади, в междуречье р.Хорои – р.Нии. Ширина структуры изменяется от 5 до 12 км. Отложения среднего – верхнего кембрия и нижнего ордовика в центральной части структуры залегают практически горизонтально. На сочленении со смежными антиклинальными структурами аналогичные отложения слабо дислоцированы. Углы наклона слоев не превышают 20° .

Ширина второй, северо-западной, ветви изменяется от 8 км в долине р.Чаянды до 1 км на замыкании, расположенном у западной границы площади, где Кубалахская антиклиналь и соседняя с ней Сильджикярская антиклиналь сливаются в единое поднятие. Синклиналь выполнена отложениями среднего – верхнего кембрия и ордовика, залегающими на крыльях с незначительными углами падения.

Северо-восточнее р.Чаянды Нийская синклиналь – единая отрицательная структура, ширина которой у восточной границы площади достигает 20 км. Эта часть структуры является и наиболее прогнутой, вследствие чего здесь появляются отложения среднего ордовика. Поперечный профиль структуры корытообразный, но наличие взбросо-надвига со стороны Средненгийской антиклинальной зоны привело к асимметричному строению синклинали: юго-восточное крыло по отложениям среднего – верхнего кембрия и ордовика не выражено, крутонадающие пласты чарской свиты нижнего кембрия по взбросо-надвигу контактируют с горизонтально залегающими породами более верхних горизонтов разреза, лишь смятыми иногда в мелкие локальные приразломные складки.

П е л е д у й – О л д о н с к а я а н т и к л и н а л ь –
н а я з о н а. Тектонические структуры, расположенные на левобережье р.Ний, в бассейне ее притоков – Сильджикяра, Чаянды, Иктекияна, Олдона – выделены А.К.Бобровым в Пеледуй–Олдонскую зону (Бобров, 1964). Северо-восточным продолжением Пеледуй–Олдонской зоны за пределами данной территории являются складчатые структуры, расположенные в бассейне р.Хотохо (Хотохо-Нийская зона) и в бассейне р.Мурбай (Мурбайская зона). Складчатые структуры Пеледуй–Олдонской зоны протягиваются и на юго-запад, где участвуют в строении центральных районов Пеледуйского поднятия. Пеледуй–Олдонская антиклинальная зона объединяет крайние северо-западные складчатые дислокации центральной части Ангара–Ленского прогиба.

Общим признаком антиклинальных структур Пеледуй–Олдонской зоны является их большая протяженность при незначительной амплитуде поднятия. В этом сказалась общая тенденция к сокращению амплитуд от внутреннего крыла Ангара–Ленского прогиба к его платформенному крылу. Так, амплитуда по подошве верхоленской свиты структур Нижнепеледуйской антиклинальной зоны достигает 1500 м (Дукардт, 1966ф) Средненгийской зоны – 900 м, а амплитуда антиклинальных складок Пеледуй–Олдонской зоны не превышает 600–800 м. В том же направлении изменяется степень сжатия: если в Нижнепеледуйской зоне развиты гребневидные сжатые складки и взбросы, то в

Средненгийской зоне складчатые структуры имеют более простые очертания. В Пеледуй–Олдонской зоне антиклинали, по существу, представляют собой локальные поднятия среди поля пологозалегающих отложений среднего – верхнего кембрия и ордовика. Поперечный профиль антиклинальных поднятий коробчатый. Поднятия состоят из одной главной антиклинали с широким (2–4 км) коробчатым сводом и одной-двух второстепенных складок с несколько меньшей амплитудой. Крылья антиклиналей часто нарушены продольными сбросами. Углы падения на крыльях не превышают 20–30°, в сводах породы лежат горизонтально. Более крутые падения обусловлены локальными пликативными и дизъюнктивными деформациями непосредственно у разломов.

В Пеледуй–Олдонской зоне выделяются три основные антиклинальные структуры: Кубалахская, Сильджикярская и Чаяндинская, а также ряд разрывных структур, среди которых особое место занимает Чаяндинский сброс. Кубалахская антиклиналь протягивается на расстояние 40 км от устья р.Сильджикяра до устья р.Чаянды. В своде складки на дневную поверхность выходят верхние горизонты чарской свиты. Поперечный профиль складки коробчатый, осложненный локальными перегибами. Углы падения на крыльях 20–30°. Ширина структуры увеличивается с северо-востока на юго-запад от 2–4 до 10 км.

У западной границы площади Кубалахская антиклиналь сочленяется с расположенной северо-западнее Сильджикярской антиклиналью в единое широкое (до 15 км) коробчатое поднятие, состоящее из системы отдельных слабо выраженных коробчатых складок более высокого порядка. Между р.Кубалахом и р.Чаяндой северо-западное крыло Кубалахской антиклинали опущено по сбросу, амплитуда которого достигает 300 м.

Сильджикярская антиклиналь простирается под азимутом 45° от р.Сильджикяр до р.Олдон, т.е. на расстоянии около 80 км. Ширина складки изменяется от 4 до 10 км. Наибольшая амплитуда в 700 м имеет место лишь на отдельных участках, в основном же она не превышает 600 м.

В бассейне р.Чаянды структура состоит из двух параллельных антиклиналей, часто сливающихся в одну широкую складку коробчатого профиля. В долине р.Иктекия свод складки нарушен продольным разломом с амплитудой 100–120 м. В приподнятом юго-западном блоке на поверхность выходят отложения толбачанской свиты. В долине р.Чаянды свод и юго-восточное крыло также осложнены короткими (6–10 км) разломами северо-восточного простирания. Амплитуда вертикального смещения по разломам не превышает 50–70 м. В междуре-

че Юктеян-Олдон юго-восточное крыло опущено по сбросу. Амплитуда его не превышает 50-70 м. По нарушению внедрилась дайка долеритов.

Чаяндинская антиклинальная структура расположена между реками Сильджикяр и Юктеян. Простирается ее северо-восточное (45°), протяженность около 40 км, амплитуда поднятия не превышает 600 м. От Сильджикярской антиклинальной структуры Чаяндинская антиклиналь отделена прогибом, выполненным отложениями верхнего кембрия и ордовика, залегающими горизонтально или с небольшими углами падения. Ширина прогиба в долине р.Сильджикяра достигает 20 км. В северо-восточном направлении ширина этой отрицательной структуры постепенно уменьшается, и в долине р.Юктеян обе антиклинальные структуры сливаются в единое поднятие шириной до 8 км.

Чаяндинская антиклиналь к западу от долины р.Юктеян имеет сложное строение. Она состоит из двух антиклинальных складок, разделенных узким слабо выраженным прогибом. Юго-восточная складка (более короткая) имеет коробчатый свод шириной 2-3 км. Периклинальное окончание этой складки расположено в долине руч.Улахан-Ютунх. В долине р.Чаянды и к востоку от нее оба крыла складки нарушены продольными сбросами, по которым приподнята сводовая часть структуры. Амплитуда нарушений достигает 300 м. Нарушение, осложняющее северо-западное крыло складки, в долине р.Чаянды сопровождается зоной узких тектонических блоков и переходит на свод северо-западной складки Чаяндинской антиклинали. Пересекая складку под острым углом к ее оси, нарушение близ долины р.Сильджикяр сочленяется с разломом, ограничивающим Чаяндинскую антиклиналь с северо-запада. Последний представляет собой нормальный сброс, протягивающийся на 30 км от р.Сильджикяр до водораздела р.Чаянда - р.Юктеян, где он затухает. Простираемость разлома изменяется от 30 до 45° .

Северо-западная складка Чаяндинской антиклинали по морфологии приближается к горсту, образовавшемуся в результате поднятия тектонических блоков по рассмотренным выше разломам. Ширина складки изменяется от 6 км в долине р.Чаянды до 1-2 км в долине р.Сильджикяра. Отложения чарской свиты в пределах этой тектонической структуры залегают с незначительными углами падения, хотя в приразломных зонах часто наблюдаются интенсивные складчатые дислокации. Максимальная амплитуда поднятия (до 400 м) наблюдается по разлому, ограничивающему складку с северо-запада. Здесь по нарушению контактируют породы средней и верхней части чарской свиты с отложениями нижнего ордовика. К востоку от долины р.Чаянды амплитуда поднятия значительно сокращается и оно прослеживается

здесь лишь по отложениям верхнего кембрия.

Верхнечаяндинская зона пологих дислокаций. К северо-западу от Чаяндинской антиклинали широко развиты отложения верхнего кембрия и нижнего ордовика, по которым здесь намечаются два валобразных поднятия северо-восточного простираения шириной от 2 до 5 км. Их амплитуды не превышают 120-150 м. В основном же породы залегают практически горизонтально.

Чаяндинский сброс протягивается по азимуту 350° на расстоянии 22 км, в основном по левобережью р.Чаянды, пересекая ее в 4-х км от устья и затухая в долине р.Нии. Относительно складчатых структур разлом является поперечным. Он пересекает Сильджикярскую, Кубалахскую антиклинали и сопряженные с ними синклинальные структуры. При пересечении Сильджикярской антиклинали по сбросу опущено восточное крыло. Амплитуда порядка 300-400 м. Однако это не определяет полностью характер вертикальных относительных перемещений крыльев нарушения. С Чаяндинским сбросом сопряжена целая серия нарушений северо-восточного простираения. В результате создалась система тектонических блоков с разнонаправленными относительными вертикальными перемещениями и с различными амплитудами. На севере Чаяндинский сброс затухает, достигая юго-восточного крыла Чаяндинской антиклинали. Однако к той же субмеридиональной системе нарушений относится аналогичный сброс, расположенный в 10 км восточнее и являющийся как бы северным продолжением Чаяндинского сброса. Это нарушение пересекает Чаяндинскую антиклиналь в районе ее сочленения с Сильджикярской антиклиналью. Амплитуды перемещения тектонических блоков вдоль этого нарушения достигают 200-300 м.

Характерной особенностью меридиональных разломов является то, что они часто сопровождаются зонами дробления шириной до 400 м, состоящими из глыб разновозрастных пород. Наблюдаются также трещины, заполненные тектоническими брекчиями.

Для выяснения связи структуры осадочного чехла со структурой фундамента ниже приводятся данные гравиметрической съемки (Андрусенко, Бок, 1966ф).

Региональное гравитационное поле снижается в направлении от платформенного крыла Ангара-Ленского прогиба к Байкало-Патомской складчатой области, что связано с увеличением глубины залегания базальтового слоя от 8 до 25 км. Вдоль правобережья р.Нии протягивается область высоких градиентов изменения регионального поля силы тяжести. В тектонической структуре осадочного чехла ей соответствует Среднеийская антиклинальная зона, сопро-

воздающаяся взбросами и надвигами.

На фоне регионального отрицательного гравитационного поля намечается ряд локальных аномалий силы тяжести. Юго-западному окончанию Нийско-Хамринской синклинали, как и в целом всей этой тектонической структуре, соответствует обширная отрицательная аномалия, повторяющая конфигурацию синклинали. Средненейской антиклинальной зоне соответствует ряд вытянутых в северо-восточном направлении локальных положительных аномалий. Граница Средненейской антиклинальной зоны и Нийской синклинали подчеркнута гравитационными ступенями. Особенно крутая отчетливая гравитационная ступень наблюдается в районе устья р.Олдона, где амплитуда Нийского надвига, разграничивающего Средненейскую антиклинальную зону и Нийскую синклиналь, достигает наибольшей величины.

Тектонические структуры Пеледуй-Олдонской антиклинальной зоны к западу от долины р.Чаянды также находят прямое отражение в характере гравитационного поля. Так, две положительные аномалии, расположенные на левобережье р.Нхи между Сильджукяр и Чаяндой, соответствуют, с небольшим смещением к юго-востоку, сводам Кубалахской и Сильджукярской антиклиналей. Синклиальной структуре, расположенной в среднем течении р.Сильджукяр, между Сильджукярской и Чаяндинской антиклиналями, соответствует отрицательная аномалия. В северо-западной части территории, ограниченной на востоке долиной р.Чаянды, а на юго-востоке — Чаяндинской антиклиналью, характер гравитационного поля иной. Изоаномалы имеют меридиональное направление. В нескольких километрах западнее долины р.Чаянды расположена положительная меридиональная аномалия шириной 6–8 км с двумя максимумами. Южный, меньший, максимум лежит в области свода Чаяндинской антиклинали, а северный — в поле горизонтально залегающих отложений среднего — верхнего кембрия.

В целом данная аномалия не находит отражения в осадочном чехле. Гравитационное поле к востоку от р.Чаянды до р.Олдон в отличие от дифференцированного поля западной части левобережья р.Нхи характеризуется спокойным снижением значений ΔT с севера на юг. Контрастных аномалий здесь нет. Такая разнородность гравитационных полей объясняется тем, что они соответствуют самостоятельным блокам фундамента, разделенным меридиональным Чаяндинским разломом, протягивающимся вдоль долины р.Чаянды. Чаяндинский разлом является поверхностным отражением глубинной Вилейско-Мархинской зоны расколов, в пределах которой он локализуется. Необходимо отметить, что разнородность двух отмеченных

блоков проявлена и в характере магнитного поля. Изодинамы к востоку от долины р.Чаянды вырисовывают крупную структуру меридионального направления с положительным магнитным полем. К западу от долины р.Чаянды магнитное поле отрицательное и почти однородное.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В начале раннего кембрия на юге Сибирской платформы образовался широкий Ангаро-Ленский прогиб, унаследовавший частично верхнепротерозойский передовой прогиб Байкальской геосинклинали. В настоящее время Ангаро-Ленский прогиб рассматривается как зачаточный краевой прогиб или как область перикратонных опусканий края платформы, так как от типичных краевых прогибов он отличается отсутствием характерных для аналогичных тектонических структур терригенных осадочных формаций, отсутствием отчетливо выраженных несогласий между отложениями заключительной фазы байкальского тектогенеза (верхний протерозой) и нижней трансгрессивной формацией краевого прогиба (нижний кембрий). Кроме того, значительная ширина Ангаро-Ленского прогиба не типична для краевых прогибов. Прогибание края платформы сопровождалось заложением расколов фундамента, обеспечивших образование блоковых структур, развивавшихся унаследованно в течение последующей геологической истории. К таким крупным унаследованным структурам Ангаро-Ленского прогиба относится Нийско-Джербинская впадина и Пеледуйское поперечное поднятие, состоящие из тектонических блоков более высокого порядка (антиклинальные зоны, синклинальные прогибы). Весьма вероятно, что начало формирования блокового строения краевой части платформы восходит к периоду заложения Байкальской геосинклинали, то есть к началу протерозоя.

Структуры района и сопряженные с ними складчатые разрывы сформировались к концу каледонского тектонического цикла — в нижнем девоне. Однако рост антиклинальных зон и разделяющих их синклинальных прогибов протекал унаследованно в нижнем кембрии, о чем свидетельствуют сокращение мощности олекминской, чарской свит и локальные стратиграфические перерывы на границе этих свит в сводах антиклинальных поднятий.

В первой половине среднего кембрия территория испытала общее поднятие, приведшее к выпадению из разреза части отложений чарской свиты на уже возникших сводах антиклинальных поднятий. Наибольшая амплитуда роста антиклинальных поднятий (Средненейская зона) относительно сопряженных с ними прогибов составила к началу среднего кембрия 300 м.

Отложения метегерской свиты среднего кембрия на данной территории развиты повсеместно, мощности и фации их изменяются незначительно, что свидетельствует о прекращении конседиментационного роста структур в первой половине среднего кембрия.

Во второй половине среднего кембрия, в связи с крупными тектоническими движениями в пределах Байкало-Патомской мигео-синклинали, в центральной части Ангаро-Ленского прогиба произошло кратковременное осушение морского бассейна, нашедшее свое отражение в стратиграфическом перерыве между метегерской и верхоленской свитами.

Верхоленская эпоха ознаменовалась коренными изменениями в физико-географических условиях бассейна седиментации, что нашло свое выражение в изменении формационного ряда отложений: карбонатные фации открытого морского бассейна сменились преимущественно терригенными красноцветными отложениями мелководного морского бассейна и засоленных лагун. Источником терригенного материала служили возникшие в Байкало-Патомской мигеоосинклинали участки суши.

В раннем ордовике произошло расширение морской трансгрессии, а в его конце наступил кратковременный перерыв, связанный с эпейрогеническим поднятием территории. Новая трансгрессия началась со среднего ордовика. В течение среднего, верхнего ордовика и в силуре накапливались карбонатно-терригенные преимущественно красноцветные отложения.

Исходя из имеющихся данных о конседиментационном росте основных структур в раннем кембрии, можно предположить аналогичный их рост и в позднем кембрии, а также ордовике и силуре.

В девоне в связи с окончательной инверсией Байкало-Патомской геосинклинали сформировались основные структуры центральной части Ангаро-Ленского прогиба. Образование складок сопровождалось общим поднятием территории, приведшим к окончательной ликвидации морского бассейна и наступлению периода длительного континентального развития.

В среднем и позднем палеозое происходило дальнейшее усложнение структур, главным образом, по пути развития разрывных нарушений. Со средним палеозое связывается образование Вилейско-Мархинской зоны глубинных разломов. Непосредственно к северу от рассматриваемой территории, в бассейне рек Олдон и Хотох, Вилейско-Мархинской зоне разломов на поверхности соответствуют субмеридиональные разрывные нарушения, выявленные наземными съемками и подтвержденные аэромагнитными исследованиями. Глубинное про-

хождение разломов подтверждается наличием гравитационных ступеней. Зона меридиональных разломов, закрытых юрой, прослеживается и в бассейне р. Вилей.

На данной территории к той же системе относится Чаяндинский сброс и меридиональное нарушение в бассейне р. Иктеян. Этим разломам также соответствуют гравитационные ступени. Необходимо отметить, что зона Чаяндинского разлома разграничивает блоки с различными характеристиками гравитационных и магнитных полей, свидетельствующими о том, что заложение разломов предопределено структурными особенностями фундамента. Возможно в связи с этим, что Вилейско-Мархинская зона разломов возникла еще в докембрии, а образование разрывных нарушений среднепалеозойского возраста в осадочном чехле связано с ее активизацией. С меридиональными разломами сопряжена серия нарушений складчатого направления, поэтому движения по складчатым нарушениям (как более древним, возникшим вслед за складчатыми дислокациями) возобновились в среднем палеозое. Возможно, часть из них возникла одновременно с меридиональными разломами в качестве оперяющих разрывных структур. Таким образом, в среднем палеозое заложилась система тектонических блоков. Разрывные дислокации сопровождались проникновением основной магмы.

В начале мезозоя на данной территории существовал сглаженный рельеф, на котором формировались коры выветривания. С началом юрского периода связано возникновение Ангаро-Вилейского прогиба. Сводные и глыбовые поднятия Байкальской складчатой области обеспечили поступление в прогиб грубообломочного терригенного материала, транспортируемого юрскими реками (Левин, 1956). Мезозойский орогенический цикл вызвал активизацию тектонических движений и на платформе, выразившихся в воздымании по разломам унаследованных поднятий.

В кайнозойский неотектонический период все блоковые структуры испытали восходящее движение, обусловившее обновление разломов и обеспечившее геоморфологическое выражение основных структур территории.

В процессе длительного унаследованного развития тектонических структур активную роль играла соляная тектоника. Однако в целом складчатые структуры имеют надглыбовую природу, что в определенной мере подтверждается геофизикой.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа расположена в пределах Лено-Ангарского средненизкого структурного плато, являющегося частью обширной Прибайкало-Саянской геоморфологической провинции. На севере территория листа граничит с Центрально-Тунгусским плато и Вилейской высокой равниной. Поверхность плато возвышается на 400–600 м над уровнем моря и полого наклонена на северо-запад. Современные формы рельефа, осложняющие поверхность плато, предопределены структурными особенностями территории и литологическим составом отложений, нашедшими свое выражение в рельефе под действием неотектонических движений.

По преобладанию рельефообразующих экзогенных факторов на территории выделяются два основных генетических типа рельефа – эрозионно-денудационный и эрозионно-аккумулятивный (рис.3).

Эрозионно-денудационный рельеф

Его основные черты оформились в результате неотектонических поднятий территории. Конечный облик рельефа зависит от типа геологической структуры, что позволяет выделить две морфологические группы рельефа, отражающие его связь с геологической структурой.

Грядово-увалистое плато на дислоцированных отложениях нижнего кембрия образовалось на антиклинальных структурах, пересекающих левые притоки р.Ния, а также на антиклинальных структурах правобережья р.Ния. Размеры и морфология гряд и увалов, определяются типом антиклиналей, к которым они приурочены. На гребневидных структурах или структурах с овальным сводом – это узкие (0,5–2 км) гряды значительной (8–20 км) протяженности с крутыми склонами и резкими очертаниями. Поперечные ручьи и делты, пересекающие гряды, – узкие, глубоко врезающие, с V-образным поперечным профилем. Широко развит русловой карст. Для продольных водотоков, заложившихся вдоль гряд, характерны открытые долины. Превышения гряд над днищами долин колеблются от 80 до 200 м. Вершины гряд и увалов покрыты глыбовыми осыпями с останцами. На коробчатых и брахиформенных антиклиналях распространены увалы и округлые плосковершинные гряды длиной 1,5–6 км. Иногда гряды совпадают с осями главных водоразделов и слабо возвышаются над окружающей местностью (водораздел рек Хамра, Ния).

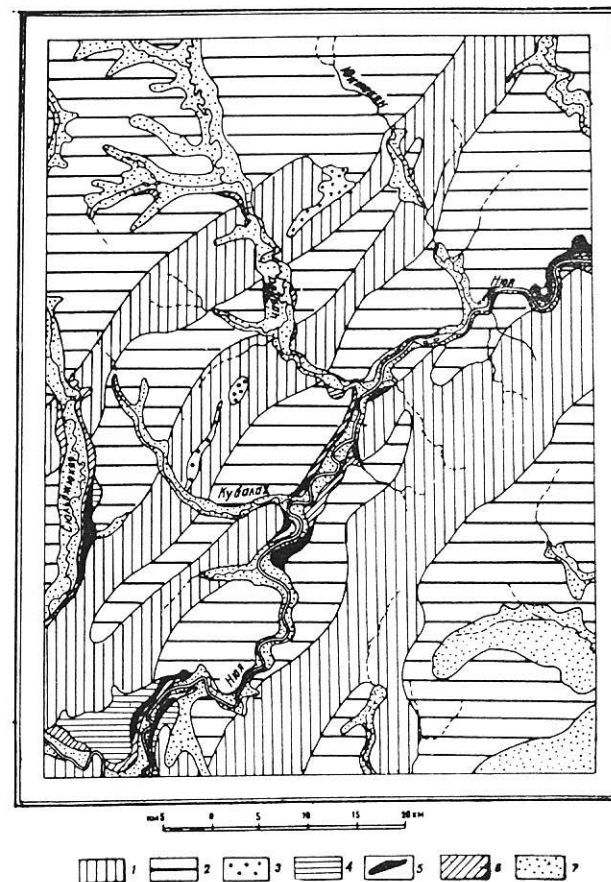


Рис.3. Геоморфологическая схема

Эрозионно-денудационный рельеф: 1 – грядово-увалистое плато на дислоцированных отложениях нижнего кембрия; 2 – волнистое пологоувалистое плато на отложениях верхнего кембрия – ордовика. Эрозионно-аккумулятивный рельеф: 3 – реликты эрозионных депрессий, выполненные песчаными отложениями нижнеюрского и среднечетвертичного возраста; 4 – IV надпойменная терраса; 5 – III надпойменная терраса; 6 – II надпойменная терраса; 7 – I надпойменная терраса, высокая пойма и пойма

Волнисто-пологоувалистое плато на отложениях верхнего кембрия — ордовика выработалось на основных синклинальных структурах с пологим или горизонтальным залеганием пород. Рельеф такого характера развит в бассейне р.Хамры, в долине р.Нхи и в северо-западной части территории, в междуречье Сильджикяр-Чаянда. Развитая дендритовидная гидрографическая сеть расчленяет поверхность плато на куполовидные холмы и плосковершинные караеобразные, матрацевидные водоразделы с мягкими очертаниями и пологими склонами. Размеры отдельных холмов и увалов составляют от 5 x 8 до 10 x 12 км. Мелкие ручьи и речки врезаны слабо, долины их имеют корытообразный поперечный профиль. Превышения водоразделов над днищами мелких водотоков колеблются от 40 до 160 м. Весьма характерными формами рельефа являются куэстовые гряды, которые заложены на крыльях крупных синклиналей, четко обозначая их простираие и характер центриклинального замыкания. Протяженность куэстовых гряд 10—20 км, высота 40—90 м при ширине 0,2—2 км.

Эрозивно-аккумулятивный рельеф

Наиболее древними эрозивно-аккумулятивными формами на данной территории являются реликты эрозийных депрессий северо-восточного простирания, расположенные на абсолютном уровне 400—450 м и заполненные песчаными отложениями среднечетвертичного возраста. Эти эрозийные депрессии в значительной мере унаследованы от юрской гидросети, так как среднечетвертичные пески подстилаются аллювиальными образованиями укутутской свиты. Эрозийные депрессии южнечетвертичной гидросети представляют собой ложбины шириной до 2 км, заложившиеся вдоль крыльев антиклинальных структур. К подобной ложбине приурочена открытая долина между речками Кубалах и Чаянда.

Современная гидрографическая сеть района имеет решетчатый рисунок, обусловленный наличием косеквентных продольных и поперечных долин. Долина главной водной магистрали — р.Нхи — продольная, заложилась по простиранию крупной отрицательной структуры — Нхиской синклинали. Поперечными являются притоки р.Нхи, которые в местах пересечения антиклинальных структур принимают многочисленные мелкие продольные ручьи. Прямолинейность многих ручьев обусловлена их заложением по складчатым разрывным нарушениям и зонам трещиноватости.

Гидрографическая сеть более высокого порядка, особенно на участках слабо дислоцированных пород верхнего кембрия и ордовика, имеет дендритовидный рисунок.

Поперечный профиль долины р.Нхи на участках пологого залегания пород верхнего кембрия и ордовика трапециевидный, симметричный. Симметрия профиля нарушается, если один из склонов сложен породами нижнего кембрия. Этот склон обычно отличается от противоположного большей крутизной и сопровождается часто обрывистыми скальными обнажениями.

Характер поперечных долин подчинен тектонической структуре их ложа и литологии отложений. При пересечении синклиналей, сложенных породами верхнего кембрия и ордовика, долины имеют пологие симметричные склоны, широкие плоские днища, изобилующие меандрами. На участках пересечения антиклинальных структур долина слагается из прямолинейных отрезков и крутых врезанных меандр. Ширина долины уменьшается в несколько раз. Поперечный профиль V-образный или каньонообразный, часто асимметричный.

В долинах основных рек района развит комплекс террас различного уровня. Наиболее высокими сохранившимися террасами являются IV и III надпойменные террасы долины р.Нхи и р.Сильджикяра. Высота террас 40—80 м. В долине р.Сильджикяр и в долине р.Нхи, выше руч.Нхиской Дабаан, обе террасы аккумулятивные. Мощный аккумулятивный чехол процессами эрозии превращен в увалы и террасо-увалы, пересечен мелкими ложбинами. Тыловые лвы почти не сохранились. Ниже руч.Нхиской Дабаан III терраса цокольная и возвышается на 20—15 м над II надпойменной террасой. Поверхность террасы слабо наклонена к руслу, тыловой шов выражен неотчетливо.

Высота II надпойменной террасы р.Нхи и нижних течений ее левых притоков 20 м. Выше по течению притоков терраса снижается до 12 м. Терраса цокольная, выражена отчетливым уступом, возвышающимся на 7—4 м над I надпойменной террасой. Поверхность террасы горизонтальна или слабо наклонена, часто заболочена и покрыта высохшими старичными озерами. Тыловой шов выражен более или менее отчетливо.

I надпойменная терраса развита в долинах всех крупных водотоков и некоторых мелких их притоков. Высота колеблется от 3 до 8 м. Терраса аккумулятивная, но иногда наблюдается поколь высотой до I м. Поверхность террасы горизонтальная, обычно сильно заболочена и покрыта старичными озерами, мерзлотными буграми пучения, торфяниками. Не менее широко распространены травянистые луга.

Наиболее низкими эрозийными поверхностями являются поймы; иногда выделяются зачатки высокой поймы с превышением 0,8—I м

над уровнем поймы. На подобных участках аккумуляции аллювиального материала не происходит, и в русле обнажаются коренные породы. Ширина поймы крупных рек варьирует от 0,1 до 2,5 км. Широкие поймы сильно заболочены, покрыты многочисленными озерами и торфяниками. Последние особенно широко развиты в долине р.Слюдянкар.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Стапы формирования современного рельефа прослеживаются с триасового периода. По-видимому, тектонические движения на территории Лено-Ангарского плато создали к началу мезозоя слабо расчлененный рельеф.

В конце триаса - начале юры происходила нивелировка рельефа и захоронение его форм под аккумулятивными образованиями озер, рек, истоки которых располагались во внутренних областях Байкало-Патомского нагорья. В настоящее время фрагменты доюрского рельефа сохранились в виде вытянутых котловин складчатого простирания, заполненных грубообломочным терригенным материалом нижнего лейаса.

К концу лейаса произошла полная нивелировка расчлененного рельефа и на выравненную поверхность из Вилуйской синеклизы трансгрессировало среднеюрское море. Последнее положение можно высказать лишь с известной степенью предосторожности, так как среднеюрских отложений на территории не обнаружено.

На протяжении средней и верхней юры на территории могли накапливаться терригенные континентальные осадки.

В мелу вся территория среднего Приленья представляла собой равнину с дряхлой гидросетью.

С концом мела связана главная эпоха образования кор выветривания. Формирование мел-неогеновой коры выветривания происходило в региональных масштабах, оставив четкий отпечаток на вещественном составе неогеновых отложений Вилуйской синеклизы и Иркутского амфитеатра.

Дальнейшая эволюция рельефа Лено-Ангарского плато тесно связана с развитием Саяно-Байкальского сводового поднятия, вовлекшим в воздымание и территорию плато. Эти восходящие движения, происходившие в неогене, сыграли решающую роль в формировании современного рельефа плато.

В неогене на юго-восточной окраине плато происходило заложение древних долин. Наглядным примером таких долин являются

сохранившиеся в предгорных районах нижнего течения р.Витима плиоцен-эоплейстоценовые аллювиальные образования, залегающие на относительном уровне 250 м (Дукардт, 1966ф).

В четвертичный период выработалась современная речная сеть в тесной связи с развитием долины р.Лены. С момента зарождения современной долины р.Лены (в начале четвертичного периода) до настоящего времени территория испытала поднятие с амплитудой 120-200 м, в результате которого выработались террасы высокого, среднего и низкого уровней. Эрозионные циклы, соответствующие террасам высокого и низкого уровня, разделены средним аккумулятивным циклом, которому соответствует многометровая толща рыхлых отложений, выполняющих переуглубление долины среднего плейстоцена. Остатками наиболее древних долин четвертичного периода на данной территории являются песчаные образования среднеплейстоценового возраста, залегающие на относительном уровне 120 м. Их преемственность от более древних эрозионно-аккумулятивных циклов доказывается тем, что они в некоторых случаях подстилаются юрскими аллювиальными отложениями.

С эрозионными циклами тесно связаны процессы карстообразования. Древний карст (нижнеплейстоценовый) представлен провальными водораздельными депрессиями, молодой карст (верхнеплейстоценовый) - формами руслового голого и покрытого карста. Эрозионный цикл, начавшийся в верхнем плейстоцене, продолжается и в современную эпоху, следствием чего являются образование перекатов и порогов в руслах, ступенчатый (каскадный) продольный профиль речных долин, широкое распространение цокольных пойм и зарождение высокой поймы.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа обнаружены проявления золота, имеются строительные материалы. На основании общих геологических и гидрохимических данных, территория является перспективной в нефтегазовом отношении.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Благородные металлы

Золото

Шлиховым опробованием установлена рассеянная золотоносность (единичные знаки на лотковую пробу) аллювия рек Нии, Куба-лаха, Иктеяна, Ульяновки, Хамры. Золото имеет форму пластинок размером 0,1–0,4 мм, несущих следы длительной транспортировки и неоднократного перемива вмещающих их пород. Наиболее существенное проявление россыпного золота отмечено в вершине р. Ульяновки. В двух пробах здесь установлены весовые содержания (0,8 г/м³). Проявление не представляет промышленного интереса ввиду незначительного запаса аллювия, ограниченного объемом узкого тальвегового желоба.

Некоторые разрывные нарушения района сопровождаются линейными зонами раздробленных карбонатных пород нижнего кембрия или тектоническими брекчиями, окварцованными и лимонитизированными. Такие породы наблюдались в зоне Нийского взбросо-надвига, между ручьями Балаганнах и Керемникке; в зоне сбросов в долине руч. Чуонды (приток Чаянды), а также в зоне субмеридионального разлома в бассейне р. Иктеян. Мощности зон измененных пород нередко достигают 30–40 м. Из окварцованных и лимонитизированных пород в различных пунктах площади отобраны штучные пробы. Пробирным анализом в некоторых пробах установлены весовые содержания золота^{х/}.

Проявление I (руч. Чуонда) связано с зоной нарушения северо-восточного простирания, осложняющего свод Сильджикярской антиклинали. Протяженность нарушения 10 км, амплитуда вертикального смещения около 50 м. Крупные глыбы измененных пород широко распространены на левом склоне руч. Чуонда, в 3 км выше устья, и прослеживаются по склону вверх по течению ручья. Из шести штучных проб, взятых в различных точках из делювиальных развалов, две показали содержание золота 20,4–24,4 г/т; в остальных пробах – 0,2–0,8 г/т. Порода с высоким содержанием золота сложена агрегатом зерен ожелезненного раздробленного кварца с включением корродированных зерен лепидокрокита. Встречаются единичные знаки

золота размером от 0,01 до 0,05 мм изометричной формы.

На участке проведена металлометрическая съемка по сетке 250 x 25 м. Содержания в пробах по всем элементам не выходят за пределы случайных отклонений от регионального геохимического фона. Спектрозолотомерический анализ проб показал содержание золота, не превышающее кларк карбонатных пород ($n \cdot 10^{-7}$), и лишь единичные пробы показали содержание $1 \cdot 10^{-6}$ – $3 \cdot 10^{-6}$.

Проявление 2 (руч. Керемникке) расположено в вершине руч. Керемникке (правый приток р. Нии). На склоне ручья встречаются отдельные глыбы выветрелых ожелезненных и окварцованных бурых пород. В пробе, взятой из этих пород, установлено содержание золота 7,4 г/т.

Проявление 3 (руч. Балаганнах) расположено на водоразделе между ручьями Балаганнах и Керемникке (правые притоки р. Нии). Здесь, в зоне Нийского взбросо-надвига, развит эливи ожелезненных и окварцованных карбонатных пород. Анализ одного образца этих пород показал содержание золота 16 г/т.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На территории листа широким распространением пользуются долериты, известняки, пески, которые могут быть использованы в качестве строительных материалов.

Изверженные породы

Долериты

Удобная для разработки дайка долеритов расположена на левом берегу р. Нии, в 1 км ниже колхоза "Большевик". Дайка выходит на поверхность на протяжении 1 км и может разрабатываться без вскрышных работ. Мощность дайки 10 м. Долериты могут быть использованы в качестве заполнителя при производстве бетонных плит для перекрытий и в дорожном строительстве как балластный материал.

Карбонатные породы

Известняки

На территории листа известняки распространены широко. Но крупные массивы известняков, пригодные для открытой разработки, встречаются редко в силу недостаточной обнаженности. Наиболее

^{х/} Пробирные анализы произведены в лаборатории Верхне-Индигирского районного геологоразведочного управления. Аналитик Псарев.

мощные пласты однородных чистых известняков присутствуют в олекминской свите нижнего кембрия. Пригодное для разработки обнажение этих известняков расположено на левом берегу р.Чаянды, против устья руч.Чуонда. Высота обнажения 20 м при длине 50 м. Второй выход аналогичных известняков расположен в долине руч.Хому-гу-Туруктах, в 6 км от его устья. Здесь на протяжении 1 км наблюдается ряд обнажений высотой до 20 м и длиной до 100 м. Более мелкие коренные выходы известны также в долине р.Ютекян, ручьев Нийский Дабаан и Кубалах.

Химический состав известняков может быть охарактеризован анализами нескольких образцов, взятых из различных слоев обнажения, расположенного на р.Чаянде: нерастворимый остаток — до 20%; R_2O_3 — до 0,3%; $CaCO_3$ — 95–96%; $MgCO_3$ — 3–4%.

Известняки по химическому составу удовлетворяют требованиям промышленности к карбонатному сырью для производства извести, соды, карбида и цемента. Запасы не подсчитаны, но практически они неограниченны.

Гипс

Прослой и линзы гипса встречаются в нижней части верхоленской свиты. Наиболее значительный выход гипсоносных отложений расположен на правом берегу р.Нии, в 7 км выше устья руч.Уоран-Юрях. Здесь, на протяжении 50 м, вскрывается пласт мощностью 5 м, сложенный переслаивающимися через 0,1–0,2 м гипсом и аргиллитом. Суммарная мощность прослоев гипса около 2 м. Гипс содержит (в %): нерастворимый остаток — 7,0; R_2O_3 — 0,64; MgO — 0,21; Ca — 29,14; SO_4 — 63,56 (Павлов, 1967) и может быть использован для производства алебаstra.

Глинистые породы

Глины

На отложениях верхоленской свиты широко развиты элювиальные глины. Такие глины встречаются во многих пунктах площади, и, в частности, в бассейне руч.Кысыл-Хая, где их разработка наиболее удобна. Мощность элювиального слоя чистых глин достигает 1 м. Глины содержат (в %): нерастворимый остаток — 75,6; R_2O_3 — 1,8; $CaCO_3$ — 21,2; $MgCO_3$ — 1,77; CaO — 11,87; MgO — 0,84; $\frac{CaO}{MgO} = 14,13$ (Бархатов, 1950). Они могут быть использованы для

производства кирпича и в качестве связующего материала при строительстве.

В бассейне р.Хамра среди отложений среднего — верхнего ордовика встречаются пестроокрашенные глины, которые, по-видимому, могут быть использованы для приготовления минеральных красок (анализы не производились).

Обломочные породы

Строительные пески

Мощные толщи песков развиты в долинах рек Нии и Сюльдзюкяра, где они слагают III и IV надпойменные террасы. Наиболее удобный для разработки участок, занятый песками, расположен на правом берегу р.Нии, в 8 км выше пос.Оргул (колхоз "Большевик"). В среднем мощность песков составляет 40 м, при ориентировочной площади распространения 4 км². Пески полевошпат-кварцевые, слюдяные (SiO_2 — 80–85%), мелкозернистые, с примесью пылеватых частиц (5–7%). Пески пригодны для кладочных и штукатурных работ, а также для строительства дорог. Разработка песков может производиться без вскрышных работ. Транспортировка песка в случае необходимости для местных нужд может производиться по р.Ние в весенний период водой или зимой по льду.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА И РЕКОМЕНДАЦИИ

Длительное изучение нефтегазоносности кембрийских отложений увенчалось открытием месторождений нефти и газа в Марковском районе, что позволяет в настоящее время считать юг Сибирской платформы крупнейшим перспективным нефтегазоносным бассейном.

Территория Пеледуйского поднятия, включая и рассматриваемый район, входит в состав Ангаро-Ленской нефтегазоносной области (Бобров, 1964), перспективы которой связываются с отложениями верхнего протерозоя, вендом и с нижними горизонтами кембрия — аналогами мотской и усольской свит Иркутского амфитеатра. В составе последних развиты продуктивные горизонты марковский, парфеновский и осинский, с песчаными и трещиноватыми коллекторами которых связаны промышленные месторождения нефти.

Крупные положительные и отрицательные структуры территории — Средненейская, Пеледуй-Олдонская, Нийско-Хамринская и Нийская развивались в нижнем кембрии конседиментационно. Тенденция к сохранению нижекембрийского тектонического плана оставалась в

силе и после нижекембрийской эпохи. Длительное унаследованное тектоническое развитие является весьма благоприятным фактором накопления и сохранения нефтяных и газовых залежей в сводах антиклинальных структур.

Разрывные нарушения, ограничивающие поднятия, а также развитие в сводах, нельзя рассматривать лишь как отрицательный фактор сохранности нефтяных залежей. Многие разрывные нарушения, являясь отражением разломов фундамента, имеют древнее заложение, в силу чего они служили постоянными путями разгрузки подземных вод, вместе с которыми переносились и углеводороды. Поскольку в некоторые моменты на определенных интервалах разреза разломы могли быть перекрыты непроницаемыми крышками, то происходила внутренняя разгрузка нефтяных вод в пласты с благоприятными коллекторными свойствами. Разломы сопровождаются зонами дробления, трещиноватости, улучшающими коллекторные свойства отложений.

Прямые нефтепроявления в виде выходов нефти или продуктов ее окисления на территории отсутствуют. В отложениях толбачанской, олекминской и чарской свит нижнего кембрия установлено наличие сингенетического битума А с содержаниями в тысячные и десятитысячные доли процента. По данным бурения на Мурбайской площади, общая битуминозность пород чарской свиты 0,05–0,001% олекминской – 0,01–0,0001%. Наиболее высокая битуминозность, составляющая в среднем 0,01–0,025%, установлена для пород толбачанской свиты. Максимальная битуминозность для отдельных горизонтов составляет 0,32% (Чуркин, 1966). Преобладает битум А, находящийся в породе в рассеянном состоянии, иногда образующий прожилки битуминозного вещества. О битуминозности венда (Джербинская, тинновская свиты) и нижних горизонтов кембрия (пестроцветная, эльгянская свиты), не выходящих на поверхности в пределах рассматриваемой территории, можно судить лишь косвенно по данным бурения в Березовском прогибе. Битуминозность пород эльганской свиты 0,05–0,8%. Элементарный состав битума (в %): С – 80,23; Н – 8,81; S – 0,44; ОН – 10,51. Включения битуминозного вещества встречаются в порах и кавернах породы.

Битуминозность отложений пестроцветной (кедейской) свиты весьма незначительна, встречается преимущественно осмоленный битум. Кварцевые песчаники джербинской свиты практически лишены битумов. Содержание битумов в отложениях тинновской свиты, по данным бурения на Иняхской площади, составляет 0,005–0,014%, породы содержат до 1,3% органического вещества. На Олекминской и

Наманинской площадях идомская свита (венд) содержит породы, богатые нефтью, с примазками нефти и с твердыми битумами.

Отложения среднего – верхнего кембрия и ордовика практически лишены битумов. По данным бурения на Иняхской и Олекминской площадях, отложения нижнего кембрия имеют невысокую пористость и проницаемость. В целом открытая пористость не превышает 5%, проницаемость составляет несколько миллидарси.

Ниже приводятся гидрогеологические и гидрохимические данные о нефтеперспективности территории.

Подземные воды, выходящие на поверхность в источниках, – хлоридные натриевые. Химический состав их свидетельствует о связи с соленосными отложениями. Генетический тип вод хлор-магниевый. Подземные воды содержат значительное количество сульфатов (до 1,3 г/л). При наличии в разрезе значительных масс гипса и ангидрита сульфатность вод не будет бесспорно отрицательным признаком нефтеносности. Состав свободных и растворенных газов определялся в водах Ю.К. Дзевановским в 1943 г. и Е.А. Басковым в 1956 г. Газы преимущественно азотные с высоким содержанием кислорода. Содержание углекислого газа не превышает 6–10%, углеводороды ($\text{CH}_4 + \text{T.V.}$) присутствуют в незначительных количествах (от 0,2 до 0,5%).

Приведенные данные свидетельствуют о раскрытости недр, однако наличие в разрезе нижнего кембрия пластов каменной соли способствует сохранности залежей углеводородов в подсолевых горизонтах разреза. Опробование некоторых источников, приуроченных к зонам разрывных нарушений, говорит о проявлении подсолевых глубинных вод с признаками нефтегазосности. В этих водах присутствуют нафтеновые кислоты, йод, бром, аммоний. Аммоний, йод, бром находятся в незначительных содержаниях, наличие же нафтеновых кислот в водах является благоприятным показателем нефтеносности. Источники, в которых происходит разгрузка вод, содержащих нафтеновые кислоты, расположены на правом берегу р. Нхи в районе о-вов Харыйа и Талах-Атны. Они приурочены к северо-восточной периклинали Кудурьской брахиформенной складки. Нафтеновые кислоты установлены также и в водах источника, дренирующего северо-западное крыло этой складки. Содержание нафтеновых кислот 103–156 мг/л. Минерализация вод от 3,075 до 9,505 г/л, состав хлоридный натриевый с гидрокарбонат-кальциевой щелочностью.

По тектоническому строению рассматриваемая территория сходна с районом Марковского месторождения, где газоконденсатные залежи контролируются не только отдельными антиклиналями, но в це-

лом структурно-фациальными условиями всего валлообразного поднятия. К аналогичным поднятиям на данной территории относятся Средненейская и Пеледуй-Олдонская антиклинальные зоны, отличающиеся от Марковского валлообразного поднятия большей дислоцированностью, большими амплитудами и большей глубиной эрозийного среза.

Основные перспективы района следует связывать с пористыми и трещиноватыми коллекторами подсолевых отложений пестроцветной, тинновской и джербинской свит. Весьма вероятно наличие пластов каменной соли в нижней части толбачанской свиты, что позволяет считать возможно перспективными отложения эльгянской свиты. В среднем амплитуда Средненейской и Пеледуй-Олдонской антиклинальных зон составляет 600-700 м. Глубина первых подсолевых горизонтов эльгянской свиты под сводами антиклинальных зон не менее 900 м. Промышленный приток нефти и газа на Марковском месторождении получен из осинского горизонта усольской свиты, стратиграфические аналоги которого в составе пестроцветной свиты рассматриваемой территории залегают в сводах антиклинальных зон на глубине порядка 1500 м. Основной продуктивной толщей на Марковской площади считаются терригенные отложения базальной нижнемотской подсвиты (марковский, парфеновский горизонты), стратиграфическим и структурно-фациальным аналогом которой является джербинская свита. Глубина до кровли джербинской свиты не менее 2000 м.

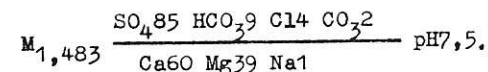
При общем совпадении структурных планов верхних и нижних частей разреза, проявления пластической деформации каменной соли, возможно, вызвали различие в морфологии отдельных структур в подсолевых и надсолевых отложениях. В частности, амплитуда поднятия в подсолевых отложениях, как это наблюдается на Марковской площади, может быть меньше. Поэтому рекомендуется проведение сейсмического профилирования антиклинальных зон, в результате которого определятся конкретные структуры для бурения. По имеющимся данным, наиболее подходящей для разбуривания структурой является Кудурская брахантиклиналь, на периферии которой расположены источники хлоридно-натриевых вод с нефтяными кислотами.

На территории листа обнаружены проявления рудного золота, возможно, низкотемпературного гидротермального генезиса. В пользу этого предположения говорят проявления характерного гидрохимического комплекса микроэлементов по разломам. В природных водах, дренирующих разломы, обнаружены серебро, кобальт, мышьяк, свинец и другие элементы. На геологической карте выделены гидрохимические ореолы по комплексам элементов Sn, Cr, Pb, As, Ag, Co, Mo и др. В пределах ореолов содержание микрокомпонентов превышает ре-

гиональный гидрохимический фон для Zn в 5 раз, Sn в 1000 раз; Pb, Cr, Ag в 10 раз; Mo в 6 раз. Содержание серебра в 30 раз выше кларка осадочных пород. Для молибдена региональный кларк гидросферы ($1 \cdot 10^{-3}$) значительно выше кларков различных пород земной коры и ниже лишь кларка магматических сульфидов. Фоновое содержание мышьяка в водах района ниже чувствительности спектрального анализа, а в пределах ореолов содержание составляет $1 \cdot 10^{-3}$. Характерна ассоциация As - Cu - Ag - Co - Ga, а также As - B - Pb. Выделенные гидрохимические ореолы пространственно совпадают с проявлениями золоторудной минерализации.

В долине р. Юктекян, в 2,5 км ниже руч. Снарга-Суоллах, установлен гидрохимический ореол (I). К сочленению двух крупных разломов северо-восточного и меридионального простирания приурочены групповые многодебитные источники, формирующие ореол.

Состав воды характеризуется формулой:



В воде содержатся микрокомпоненты Sn, Cr, B, V, Sr, Pb. Зоны разрывных нарушений, вещественный состав измененных карбонатных пород и их происхождение изучены далеко недостаточно. Несмотря на отрицательные результаты дополнительных поисковых работ на участках проявления золоторудной минерализации (Блажкун, 1967), район заслуживает дальнейшего изучения. В районе необходима постановка специальных тематических исследований с применением широкого комплекса опробования зон тектонических нарушений.

На рассматриваемой территории имеются источники хлоридных натриевых вод (см. главу "Подземные воды"). Их минерализация (до 10 г/л) и невысокий дебит (2-7 л/сек) недостаточны для экономически выгодного получения соли.

Формирование соленых вод происходит в результате выщелачивания инфильтрационными водами каменной соли при действии их на засоленные породы (доломиты, доломитовые ангидриты), а также и на пласты каменной соли, вероятно, присутствующие в отложениях пестроцветной и нижней части толбачанской свит нижнего кембрия, не вскрытых на поверхности. Об этом свидетельствуют, в частности, данные бурения на Мурбайской площади, где в нижних горизонтах толбачанской свиты вскрыты крупные пласты каменной соли с

суммарной мощностью до 100 м (Чуркин, 1965). Таким образом, рассматриваемую территорию следует отнести к категории районов, обладающих потенциальными запасами каменной соли.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В гидрогеологическом отношении территория листа находится на стыке двух крупнейших артезианских бассейнов – Якутского и Ангара-Ленского.

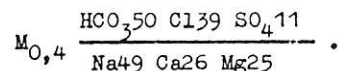
Важнейшие гидрогеологические особенности определяются структурными условиями. Значительная дислоцированность пород, их закарстованность и трещиноватость, а также глубокий эрозионный врез определяют существенное усиление водообмена между поверхностными и подземными водами. В связи с этим усиливается и теплообмен, способствующий сокращению мощности многолетнемерзлых пород.

В гидрогеологическом отношении район представляет собой сложную систему с трещинно-карстовыми водами в нижнекембрийских породах и зонах разрывных нарушений и пластово-трещинными водами в отложениях верхнего кембрия – ордовика. Подземные воды отличаются разнообразием химического состава. Среди них встречаются воды от совершенно пресных с минерализацией менее 0,100 г/л до соленых вод с минерализацией до 10 г/л.

По литолого-стратиграфическому признаку в районе выделяются водоносный комплекс нижнего кембрия, воды верхоленской и илгинской свит среднего – верхнего кембрия, воды отложений нижнего ордовика, воды отложений среднего – верхнего ордовика, воды зон разрывных нарушений, воды аллювиальных отложений.

Водоносный комплекс нижнего кембрия. Отложения нижнего кембрия, залегающие гипсометрически выше базиса эрозии, – зона свободного водообмена мощностью 150–200 м; они интенсивно закарстованы, промыты, что и определяет однородный химический состав подземных вод, с ними связанных.

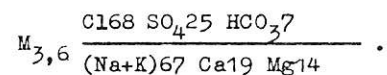
Воды верхней части карстового массива – хлоридно-гидрокарбонатные, смешанные по катионам, со средней минерализацией 0,4–0,5 г/л. Наиболее характерный химический состав вод^{х/}:



^{х/} Анализы вод произведены в полевой лаборатории аналитиком Г.Шепелевой с контролем в Центральной лаборатории Якутского ТГУ.

Источники верхней зоны карстового массива разгружаются на отметках 350–450 м. Источники многодебитные (1–30 л/сек), нисходящие. Источники этого типа сосредоточены в долинах нижних течений рек Кубалаха и Иктеяна.

Зона затрудненного водообмена формируется под влиянием потока глубинных соленых вод. Химический состав вод этой зоны является результатом смеси подземных вод и вод верхней карстовой зонн. Воды гидрокарбонатно-хлоридные, преимущественно натриевые, с минерализацией от 0,5 до 10 г/л. Типичный состав их:

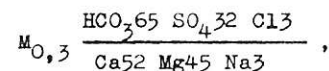


Абсолютные отметки выходов источников 320–400 м. Выходы подземных вод сосредоточенные и пластовые, дебит 2–7 л/сек. Источники вод данного состава расположены в долине нижнего течения р.Чаянды и в долине р.Нии, в районе островов Харыйа и Талах-Атны.

Все воды карстового массива подмерзлотные и межмерзлотные.

В соленых водах нижнего кембрия отношение Na/Cl близко к 1 и повышается при разбавлении их пресными водами. Коэффициент $\frac{Br \cdot 10^3}{Cl}$ в среднем равен 0,5, то есть значительно ниже, чем в море. Исходя из этих показателей, а также химического состава хлоридно-натриевых вод, их следует отнести к типичным видам выщелачивания.

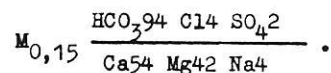
Воды верхоленской и илгинской свит среднего – верхнего кембрия по характеру циркуляции трещинно-пластово-карстовые. Для них характерно постоянное присутствие сульфат-иона за счет наличия в разрезе гипса и ангидрита. Содержание сульфатов достигает 420 мг/л. Типичный состав:



то есть воды сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые. Дебиты источников чаще всего невелики: 0,1–2,0 л/сек, но могут достигать 7 л/сек. Источники образуют пластовые выходы и расположены в северо-западной части территории, а также в долине р.Нии, выше устья р.Чаянды.

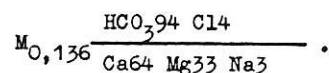
Воды нижнего ордовика по характеру циркуляции трещинно-карстовые. Водоносность их низкая вследствие залегания, в основном, на водоразделах. Химический состав вод однообразный гидро-

карбонатный магниевый-кальциевый. Типичный состав:



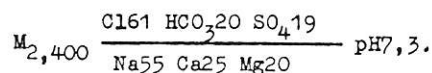
Характерно постоянное присутствие ионов магния, очевидно, за счет доломитов, широко представленных в разрезе отложений. Максимальное содержание магния достигает 26 мг/л. Источники нисходящие пластовые или сосредоточенные. Дебит источников от 0,1-3,0 л/сек до 8,0 л/сек. Наибольшее количество источников, связанных с отложениями нижнего ордовика, встречено в бассейне р.Хамры.

Воды среднего - верхнего ордовика трещинно-пластовые. Источники имеются лишь в бассейне р.Хамры. На остальной территории, где отложения среднего - верхнего ордовика слагают вершины водоразделов, источников, связанных с этими отложениями, нет. Подземные воды имеют однообразный гидрокарбонатно-кальциевый-магниевый состав. Характерно низкое содержание сульфатов - "не обнаружено", "следы". Их типичный состав:



Воды, циркулирующие в нижней части разреза, образуют высокодебитные источники (до 5-10 л/сек).

Воды зон разрывных нарушений. С зонами разрывных нарушений связаны значительные запасы природных вод. Трещиноватость и брекчированность этих участков, а также интенсивное развитие карста обеспечивают благоприятные условия для циркуляции подземных вод, для выхода многочисленных и, как правило, высокодебитных источников. Источники, где разгружаются подземные воды, связанные с тектоническими разломами, расположены в следующих пунктах: 1) в долине р.Иктекяна, в 2 км ниже устья руч.Снарга-Суоллах; 2) в долине р.Чаянды, в 2 км ниже устья руч.Кюнкючак и в районе устья руч.Чуонда; 3) в долине р.Нии, между устьями р.Чаянды и руч.Керемникке. Характерный состав вод тектонических разломов:



Воды хлоридные натриево-кальциевые. В химическом составе значительную роль играют и остальные ионы: HCO_3^- , SO_4^{2-} , Mg^{2+} . Воды чаще всего щелочные. В ряде проб отмечено присутствие CO_3 . В источнике, расположенном в верховьях р.Ульяновки, обнаружена свободная углекислота в количестве 790 мг/л. В большинстве источников обнаружен широкий комплекс рудных элементов (Pb, Sn, Mo, Jz, Ag, Co), часто в аномальных концентрациях. Средние концентрации урана - $3,2 \cdot 10^{-6}$ г/л, что примерно в 1,5 порядка выше фоновых для района.

Воды аллювиальных отложений имеют незначительные запасы из-за малой мощности отложений и встречаются по долинам основных рек территории. По характеру циркуляции воды порово-пластовые, состав их хлоридно-карбонатный, смешанный по катионам. Минерализация колеблется от 0,15 до 0,40 г/л.

ЛИТЕРАТУРА

О публикованная

Бабаян Г.Д., Бархатов Г.В., Бобров А.К. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность Якутской АССР. Гостехиздат, 1960.

Бобров А.К. Геология Прибайкальского краевого прогиба. "Наука", 1964.

Гоньшак В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. Изд. АН СССР, 1961.

Жарков М.А., Кузнецов Г.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности центральной части Ангаро-Ленского краевого прогиба (Новые данные по геологии Иркутской области). "Наука", 1964.

Зайцев Н.С. О тектонике южной части Сибирской платформы. -В кн.: Вопросы геологии Азии, т.1. Изд.АН СССР, 1954.

Колун М.Н. Взаимоотношение верховенской свиты и Сибирской платформы с подстилающими и перекрывающими отложениями. -"Геология и геохимия", № 2, 1958.

Коржув С.С. Геоморфология средней Лены и прилегающих районов. Изд. АН СССР, 1959.

Ковыгин Ю.А., Лучицкий И.В. Структуры ограничения древних платформ. Геология и геофизика, № 10, 1961.

Масайтис В.Л. Интрузии расколов Вилуйско-Мархинской флексуры. Мат.ВСГЕИ, вып.24, 1959.

М а с а й т и с В.Л. Среднепалеозойская трапшовая формация на Сибирской платформе. —Докл.АН СССР, том 162, № 3, 1965.

М а с а й т и с В.Л. Девонский вулканизм на Сибирской платформе. ОНТИ, 1966.

М и х а й л о в М.В., Г р и д а с о в Н.Г. К вопросу о возрасте кимберлитовой трубки "Мир". Мат.по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып.ХІ, 1963.

М и х а й л о в М.В., Ф и л а т о в В.Ф. К вопросу о возрасте Кемпедийской и Ыгнатинской впадин и Сунтарского погребенного горста. —"Геология и геофизика", № 7, 1963.

Н и к и ф о р о в а О.И., А н д р е е в а О.Н. Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование. —Тр.ВСЕГЕМ, нов.серия, т.56, вып.І, 1961.

О д и н ц о в М.М. Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиносности. Изд. АН СССР, 1965.

О б р у ч е в В.А. История геологических исследований Сибири, т.І. 1931.

О ф ф м а н П.Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. —В кн.: Тектоника СССР, т.4. Изд.АН СССР, 1959.

П а в л о в с к и й Е.В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. —Изв.АН СССР, серия геол., № 12, 1959.

П и с а р ч и к Я.К. Литология и фауна кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленостью. — Тр.ВСЕГЕМ, т.89, 1963.

П о к р о в с к а я Н.В. Стратиграфия кембрийских отложений Сибирской платформы. —В кн.: Вопросы геологии Азии, т.І. Изд. АН СССР, 1954.

С е н ю к о в С.П. Схема тектоники южной части Сибирской платформы и перспективы ее нефтеносности. —Изв.АН СССР, серия геол., № 6, 1938.

С т а р о с т и н а З.М. Геологическое строение северной окраины Патомского нагорья и прилегающих частей Ленского пенеплена. —БМОИП, отд.геол. ІЗ, вып.3, 1935.

С а л о п Л.И. Геология Байкальской горной области. "Наука", 1964.

С п и ж а р с к и й Т.Н. Сибирская платформа. —В кн.: Геологическое строение СССР, т.3 — Тектоника, 1958.

С у в о р о в а Н.П. О ленском ярусе нижнего кембрия Якутии. —В кн.: Вопросы геологии Азии, т.І. Изд.АН СССР, 1954.

С и т н и к о в С.П. Схема тектоники южной части Сибирской платформы и перспективы ее нефтеносности. —Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1943.

Ч у м а к о в Н.М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилейской синеклизы. —В кн.: Тектоника СССР, т.ІУ. Изд.АН СССР, 1959.

Ш а т с к и й Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. БМОИП, нов.серия, отд.геол. т.ІО, вып.3-4, 1932.

Ш а т с к и й Н.С. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:5 000 000. Госгеолтехиздат, 1957.

Ф о н д о в а Я^{х/}

А н д р у с е н к о А.М., Б о к Г.И. Отчет о работе Хамаринской гравиметрической партии № 3/64-66 за 1964-65 г. 1966.

Б а б у ш к и н Б.В., К у т у з о в а Г.С. Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1:200 000, проведенной партией № 4, в 1957 г. 1958.

Б а с к о в Е.А. Геология и гидрогеология рек Нхи и Пеледуя. 1956.

Б а р х а т о в Г.В., Б а р х а т о в а М.В. Окончательный отчет Нийской геолого-поисковой партии за 1949 г. 1950.

Б л а ж к у н Д.Ф. Отчет о работах Чайандинской поисково-разведочной партии. 1967.

В и л ь с о н Ф.Ф. Отчет дешифрировочной партии № І5І по работам 1955 г. на Лено-Вилейском водоразделе, в бассейне рек Нхи и Улахан-Батуобии, 1956.

Г у р а р и Ф.Г. Материалы по стратиграфии и фациям кембрийских отложений бассейна среднего течения р.Лены. 1950.

Д з е в а н о в с к и й М.К., К и с л я к о в М.В. Изучение соленосных проявлений между Паледумом и Мухтуей. 1944.

Д у к а р д т Ю.А., М и ш н и н В.М. и др. Геологическое строение бассейна нижнего течения р.Пеледуй (отчет Пеледуйской геологосъемочной партии І/63 по работам 1963 г.). 1964.

Д у к а р д т Ю.А., М и ш н и н В.М. и др. Геологическое строение бассейна среднего течения р.Нхи между реками Сюльдэжээр и Олдон (отчет Пеледуйской геологосъемочной партии І/63 по работам 1964 г.). 1965.

^{х/} Работы, местонахождение которых не указано, хранятся в фонде Якутского ГГУ.

СПИСОК
МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый №
I	Дукардт Ю.А.	Геологическое строение Нюя-Пеледуйского междуречья на отрезке р.Сильдикээр-р.Чайанда (северная половина листа 0-49-У и южная половина листа Р-49-XXXУ)	1965	Геолфонд ЯГУ, № 370
2	Дукардт Ю.А.	Геологическое строение бассейнов нижнего течения р.Пеледуй и среднего течения р.Нюя между реками Сильдикээр и Олдон (листы 0-49-У и Р-49-XXXУ)	1966	Там же, № 653

Дукардт Ю.А. Материалы к геологической карте СССР масштаба 1:200 000, листы 0-49-У и Р-49-XXXУ. 1966.

Зарубин А.С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 (лист Р-50-XXУ) и объяснительная записка. 1967.

Жарков М.А., Кузнецов Г.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности центральной части Агтаро-Ленского краевого прогиба. 1963.

Карасев О.И. Морфология и генезис антиклинальных структур Иркутского амфитеатра и оценка их как резервуарных залежей нефти газа. Фонд ИГУ, 1962.

Карасев О.И., Сачук А.И. Тектоника южной части Сибирской платформы в свете новых данных геолого-геофизических исследований. Фонд ИГУ, 1960.

Кокорулин М.Л. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности района среднего течения р.Лены на участке р.Пеледуй-р.Хамара. 1958.

Кузнецов Г.А., Пермяков С.А. Геологическое строение и полезные ископаемые платформенной части площади листа 0-49. 1963.

Кукус А.И. Мухтуйский золотоносный район. 1941.

Левин Г.П. Геоморфология долины среднего течения р.Лены. 1956.

Коробков Г.В. Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000 (лист 0-49-IV). 1966.

Лермонтова Е.В. Кембрийские трилобиты и брахиоподы. 1945.

Одинцов М.М., Павлов С.Ф. Геологическое строение и геоморфология юго-восточной части листа Р-49. 1957.

Павлов С.Ф. Государственная геологическая карта и карта полезных ископаемых масштаба 1:1 000 000, лист Р-49. Объяснительная записка. 1957.

Петров Ю.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист Р-49-XXX. Объяснительная записка. 1967.

Спектор Б.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист Р-49-XXIV. Объяснительная записка. 1964.

Стрелюк Е.А. Материалы к геологической карте СССР масштаба 1:200 000, лист 0-49-XI. Объяснительная записка. 1965.

Чуркин П.А. Отчет о результатах работ на Мурбайской и Суларской структурах за 1962-1965 гг. 1965.

Приложение 2

СПИСОК
ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ
Р-49-XXXX ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ МАСШТАБА 1:200 000

№ п/п	Индекс клетки на карте	Название (местона- хождение) проявле- ния и вид полезно- го ископаемого	Характеристика проявления	№ использо- ванного ма- териала по списку (прилож. I)
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Благородные металлы				
Золото				
I	II-2	Чуонда	Окварцованные и лимонитизирован- ные карбонатные породы из зоны разлома (делювий)	2
3	III-3	Балаганнаах	Лимонитизирован- ные карбонатные породы из зоны разлома (делювий)	2
2	III-3	Карамникке	Окремелые лимони- тизированные кар- бонатные породы (делювий)	2

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	13
Интрузивные образования	28
Тектоника	31
Геоморфология	46
Полезные ископаемые	51
Подземные воды	60
Литература	63
Приложения	67

В брошюре пронумеровано 70 стр.

Редактор М.А. Трифонова
Технический редактор Е.М. Павлова
Корректор Л.П. Трензеева

Сдано в печать 28/X 1974 г. Подписано к печати 22/IV 1978 г.
Тираж 198 экз. Формат 60X90/16 Печ.л. 4,5 Заказ II2с

Центральное специализированное
производственное хозрасчетное предприятие
Всесоюзного геологического фонда